

秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域の熱水・蒸気凝縮水の溶  
存化学組成, 水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度

阿部喜久男\* 茂野 博\*\* 池田喜代治\*\*\*  
安藤直行\* 後藤隼次\*

**Chemical composition, hydrogen and oxygen isotope ratios  
and tritium content of hot waters and steam condensates  
from the Oyasu-Doroyu-Akinomiya geothermal area  
in Akita prefecture, Japan**

Kikuo ABE, Hiroshi SHIGENO, Kiyoji IKEDA,  
Naoyuki ANDO and Junji GOTO

**Abstract**

The major and minor chemical components, hydrogen and oxygen isotope ratios and tritium content of river, cold spring and hot spring waters, as well as fumarolic condensates from the Oyasu-Doroyu-Akinomiya geothermal area were analyzed. The hot waters, steam condensates blown off from explorative wells and hot waters collected from different depths of the bore in the Oyasu area were also analyzed.

The hot springs and fumaroles erupt mostly from Neogene and are distributed predominately in the NE-SW direction regionally but in the NW-SE direction locally. The hot spring waters are classified by their chemical features into acidic  $\text{Cl}^-$ -type, acidic  $\text{SO}_4^{2-}$ -type and neutral  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ -type, and show the zonal distribution in this order from center to margin of the area. The hot waters discharged from the geothermal wells of about 1,000 m in depth and collected in the bore show almost the same character as the neutral  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ -type of hot spring waters from the Oyasu area.

The estimated underground temperatures from silica content and Na-K-Ca ratios of hot waters never correspond to each other in the case of the acidic  $\text{Cl}^-$  and the acidic  $\text{SO}_4^{2-}$ -types, but in the case of the neutral  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ -type from the Oyasu area, they attain maximum about 200°C and agree well with the bottom temperatures of the wells.

The acidic  $\text{Cl}^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$ -types of hot spring waters show distinct oxygen shift accompanied with hydrogen shift, but the neutral  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ -type of hot spring waters and hot waters from the geothermal wells hardly show the oxygen shift compared with the river and cold spring waters.

The tritium content of hot waters is relatively high in the case of the acidic  $\text{Cl}^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$ -types, but in the case of the neutral  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ -type it does not exceed 1 T.U. and the origin of the water is supposed to be meteoric water precipitated probably more than thirty years ago.

The chemical characteristics of the hot spring waters and their zonal distribution in this area are interpreted as the result of the reaction of the high temperature acidic volcanic gases ascending from the deeper part of the earth with the underground waters of meteoric origin and rocks at various temperatures, depths and degrees.

**要 旨**

秋田県南部小安・泥湯・秋の宮地域において採取した  
河川水, 湧水, 温泉水, 噴気凝縮水および小安地域の地

\* 技術部 \*\* 地殻熱部 \*\*\* 環境地質部

熱調査井から噴出する熱水, 蒸気凝縮水, 孔井内試料に  
ついて, 主要・微量溶存化学組成, 水の水素・酸素同位  
体組成, トリチウム濃度の分析を行った。

この地域の温泉・噴気は, ほとんどすべて新第三系か  
ら湧出・噴出し, 全体的には北東-南西方向, 各地熱地

域では北西-南東方向の配列が顕著で、 $\text{Cl}^-$ 酸性型を中心に漸次外側に $\text{SO}_4^{2-}$ 酸性型、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の順で分布しており、溶存化学組成による温泉の分帯が可能である。小安地域の深度1,000m程度の地熱調査井から噴出する熱水および孔井内試料は、この地域の $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型とほとんど同じ溶存化学組成を示している。

シリカ濃度およびアルカリ比を用いた地球化学的地下温度推定値は、 $\text{Cl}^-$ 酸性型および $\text{SO}_4^{2-}$ 酸性型の温泉では一致が非常に悪いのに対し、小安地域の $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉では最高200°C程度を示し、地熱調査井の孔底温度とよく一致している。

河川水、湧水と比較した水の酸素・酸素同位体組成については、 $\text{Cl}^-$ 酸性型および $\text{SO}_4^{2-}$ 酸性型の温泉ではhydrogen shiftを伴う明らかなoxygen shiftが認められるのに対し、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉および地熱調査井から噴出する熱水は、ほとんどoxygen shiftを示さない。

トリチウム濃度は、 $\text{Cl}^-$ 酸性型および $\text{SO}_4^{2-}$ 酸性型の温泉ではかなり高い値を示すのに対し、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉および地熱調査井から噴出する熱水では1 T. U.以下で、30年前程度より古い降水を起源としていることを示すと考えられる。

以上のようなこの地域の温泉の地球化学的特徴とその帯状分布は、地下深部より上昇して来る高温の酸性火山噴気が、降水起源地下水および岩石と種々の温度・深度条件の下で、様々な程度に反応することによるものとして説明される。

### 1. ま え が き

秋田県の最南東部に位置し、宮城県鳴子・鬼首温泉群の北方、栗駒山の西方にあたる小安・泥湯・秋の宮温泉群は、古く中村ほか(1955)によって明らかにされたように、酸性泉を中心として周辺に中性ないし弱アルカリ性泉が配列する、温泉の化学的分帯が認められる有力な地熱地域である。最近の日本各地における地熱探査・開発の進展と歩を同じくして、この地域においても、地質、地球物理、地球化学的調査・探査とともに、地熱調査井が掘さくされ、地下の貯留層構造、熱および水の存在状態が明らかにされつつある。

著者らは、「地熱地域の熱水系の研究」の一環としてこの地域をとりあげ、1976年9月下旬-10月上旬に現地調査を行い、代表的な河川水、湧水、温泉水、噴気凝縮水および地熱調査井から得られる熱水、蒸気凝縮水、孔井内試料を採取し、その溶存化学組成、酸素・酸素同位体組成、トリチウム濃度などを明らかにした。この論文は、これらの分析結果の一部を報告すると同時に、中村ほか

(1955)の結果とも比較しながら、この地域の熱水系の水および溶存化学成分の起源、地下深部における熱水と岩石との間の化学平衡温度などの問題を中心に、若干の考察を行ったものである。なお、内容の一部は、すでに日本地球化学会年会で報告した(阿部ほか, 1977)。

### 2. 謝 辞

この研究を進めるにあたっては、小安および泥湯地域で地熱開発を進めている同和鉱業(株)の方々、特に佐藤光之助・岡田博および竹内律夫各氏に、地熱調査井からの試料採取を始め多方面の御協力をいただいた。小安地域における地熱調査井からの孔井内試料は、地殻熱部の高木慎一郎、物理探査部の田中信一両技官によって採取されたものである。水の酸素同位体組成は、東京工業大学の松尾禎士・日下部実および松久芳子各氏の御協力により測定していただいた。水の酸素同位体組成測定法については、岡山大学温泉研究所の酒井均・松葉谷治両氏に御教示願った点が多い。トリチウム濃度は、学習院大学の木越邦彦・田中邦也両氏により測定していただいた。この報告をまとめるにあたっては、研究グループ長である地殻熱部の角清愛、環境地質部の東野徳夫、およびこの地域で地熱変質帯の研究を進めている地殻熱部の金原啓司各技官に御批判をいただいた。以上の方々に厚く感謝する。

### 3. 従 来 の 研 究

秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域は、通商産業省工業技術院サンシャイン計画推進本部・地質調査所(1977)などでは、栗駒北部と呼ばれている地域にあたる。この地域の地質は、地質調査所(1974)などによれば次の通りである。この地域の基盤は、おもに中生代の花崗閃緑岩類で、地域の西部では基盤の深度が浅くなっている。この上に堆積した新第三系(中新統)は、主に安山岩質溶岩・火山砕屑岩、酸性凝灰岩、硬質泥岩、泥岩・砂岩・礫岩などにより構成され、岩相によって3-4層に区別することができる。第四紀(更新世)になって兜山デイサイトの活動があり、さらにその後輝石安山岩-デイサイトを中心とする高松火山と栗駒火山の活動があった(西村ほか, 1976)。現在この地域で観察される温泉・噴気活動は、栗駒火山を除いてほとんどすべて、新第三系においてのみ認められる。この地域に存在する地熱変質帯の分布、特徴、構成鉱物などは、谷口ほか(1978)にまとめられている。

小安・泥湯・秋の宮地域の温泉・噴気については、中村ほか(1955)、中村(1962)によって、化学的調査報告が

おこなわれた。その結論を要約すれば、次の通りである。

(1)この地域の温泉・噴気は、この地域の地質構造より明らかな北西-南東方向およびこれに直交する北東-南西方向の顕著な弱線に沿って配列する。(2)この地域の温泉・噴気は、初生的に遊離塩酸が含まれると考えられる酸性噴気型の川原毛温泉を中心に、北東および南西両方向に向かって温泉水のpHが高くなり、Ca/Mg比が高くなるなどの溶存化学組成による分帯が可能である。(3)このような温泉・噴気の化学的分帯は、北東-南西方向の弱線に沿って活動したデイサイトを熱源として上昇して来る高温の噴気ガスと地下水および周辺の岩石とが、活動の中心部からの距離に応じて様々の程度に反応し、北西-南東方向の構造線に沿って湧出するとして説明される。

最近になって、全国的な地熱の基礎調査、精密調査などにより、この地域の放熱量、変質帯、地質、地化学お

よび重力などの体系的な調査(地質調査所, 1974)、構造試験、検層およびコア試験(日本地熱調査会, 1975)などがおこなわれた。現在、小安および泥湯地域では同和鉱業㈱、秋の宮地域では日本重化学工業㈱が、それぞれ本格的な地熱探査、地熱調査井掘さくを進めている(平沢, 1977)。

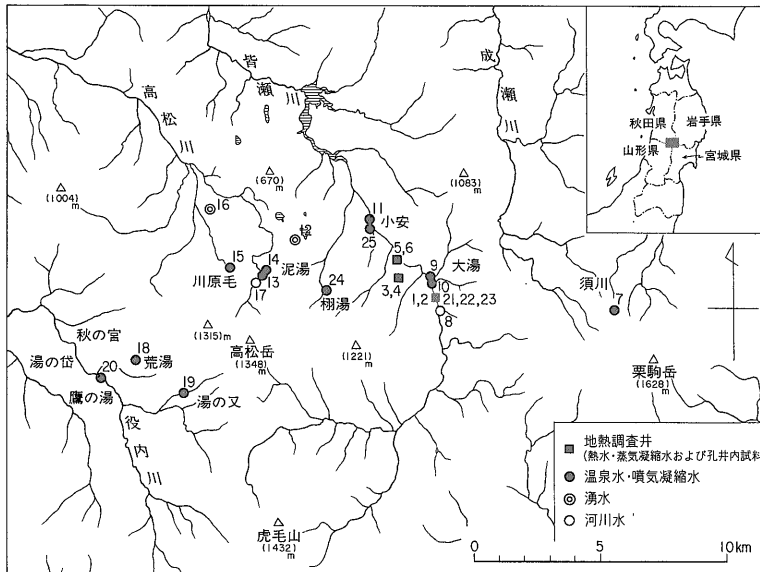
#### 4. 分析試料, 分析方法および分析結果

##### 4.1 分析試料

1976年9月下旬-10月上旬、この地域の熱水系の化学的狀態を明らかにする目的で、代表的と考えられる河川水、湧水、温泉水、噴気凝縮水、地熱調査井から噴出する熱水、蒸気凝縮水および孔井内試料を採取した。試料一覧を第1表に、試料採取地点を第1図に示す。これらの試料の大部分は、中村ほか(1955)が分析した試料と

第1表 分析試料一覧表

試料番号	試料名	坑井深度(m)	湧出状況	水温(°C)	採取年月日
1	地熱調査井 T-1 蒸気凝縮水	598	自噴	98.2	1976.9.29
1'	熱水(ミスト)	"	"	98.2	"
2	熱水	"	"	97.5	"
3	地熱調査井 T-2 蒸気凝縮水	1,000	"	98.5	1976.9.30
3'	熱水(ミスト)	"	"	98.5	"
4	熱水	"	"	98.6	"
5	地熱調査井 T-7 蒸気凝縮水	1,000	"	99.2	"
5'	熱水(ミスト)	"	"	99.2	"
6	熱水	"	"	98.7	"
7	須川温泉 温泉水	—	自然湧出	48.2	1976.10.1
8	皆瀬川 河川水	—	流水	13.8	"
9	大湯温泉 温泉水	—	自然湧出	96.5	1976.10.2
10	噴気凝縮水	—	自然噴気	98.2	"
11	滝向大噴湯 温泉水	—	自然湧出	90.8	"
12	桁倉沼 湧水	—	"	8.0	1976.10.3
13	泥湯温泉(川の湯) 温泉水	—	"	83.3	"
14	(山の湯) 噴気凝縮水	12	自噴	97.5	"
15	川原毛 温泉水	—	自然湧出	88.7	1976.10.4
16	下の袋 湧水	—	"	11.5	"
17	高松川 河川水	—	流水	13.0	"
18	荒湯 温泉水	—	自然湧出	95.7	1976.10.5
19	湯の又温泉 温泉水	?	動力揚湯	51.5	"
20	鷹の湯温泉 温泉水	—	自然湧出	74.5	"
21	T-1 井孔井内流体(深度580m)	598	—	—	1976.10.6
22	(深度480m)	"	—	—	"
23	(深度400m)	"	—	—	"
24	栩湯 温泉水	—	自然湧出	88.5	"
25	小安温泉(湯元) 温泉水	332	自噴	99.5	1976.10.7



第1図 試料採取地点図  
記号に付随する番号は、第1表の試料番号に同じ。

は、厳密には採取位置が若干異なっている。

著者らが現地調査をおこなった当時、地熱調査井から試料を採取できたのは、小安・大湯地域のみであった。地熱調査井からの試料採取にあたっては、地熱調査井ヘッドに付随する圧力ゲージを取り外し、ゴム管を用いてパイレックスガラス製円筒状の小型セパレーター（直径8cm、高さ10cm程度）を1-2段取り付け、蒸気と熱水とに分離し、蒸気については冷却水を用いて凝縮し、それぞれを別に採取した。試料採取時のヘッドの圧力は測定していないが、おそらく1-6atmの範囲内にあると思われる。このようにして採取した熱水とは別に、地熱調査井に付属する大型セパレーターによって分離された熱水をも採取した。この2種類の熱水を、この報告では、前者をミストと呼び、後者を単に熱水と呼ぶことによって区別している。

同和鉱業(株) T-1地熱調査井（深度599m）からは、著者らと同行し、同じく「地熱地域の熱水系の研究」の一環である孔井内測定研究を進めていた高木慎一郎・田中 信一両技官によって、深度400m、480mおよび580mで孔井内深度別試料採取がおこなわれた。高木ほか(1978)によれば、試料を採取した各深度では、熱水のみの一相流が存在していると考えられる。サンプラーは、アメリカ合衆国 Kuster 社の時計開弁式のもので、最高316°C程度までの温度に耐え、容量は500mlである。地熱井から取り出されたサンプラーが、ほぼ気温近くまで冷却された後、銅製の細管を通じてサンプラー内の水が試料瓶へ

と移された。水は、サンプラーの70-80%程度を満たしており、サンプラー内はやや加圧状態となっていた。これは、サンプラーを完全に満たした熱水の、孔井内温度、圧力から気温、気圧への状態変化に伴う比容の減少のみによっては理解しにくい現象で、サンプラー内に少量の空気が残留するためではないかと推測される。

現地調査では、気温、水温、メチルオレンジ・アルカリ度、フェノールフタレイン・アルカリ度、フェノールフタレイン・酸度、 $Fe^{2+}$ 、 $Fe^{3+}$ 、 $NH_4^+$ 、 $H_2S$  を測定し、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成、トリチウム濃度分析用の試料を別々にポリエチレン製試料瓶に採取した。なお、 $Na^+$ 、 $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Al^{3+}$ 、 $Mn^{2+}$ 、 $Cu^{2+}$ 、 $Pb^{2+}$ 、 $Zn^{2+}$  分析用試料については、現地で試料100ml当たり塩酸(6N)を1ml加え、酸性にして実験室へ持ち帰った。

#### 4.2 分析方法

温度、pH および溶存化学組成の分析法は次の通りである。

温度：棒状水銀温度計またはサーミスタ温度計

pH：pHメーターおよび比色法

$Cl_3^-$ ：モール法

$SO_4^{2-}$ ：塩化バリウムによる重量法

free  $CO_2$ ：フェノールフタレイン・酸度より計算

$HCO_3^-$ ：メチルオレンジ・アルカリ度より計算

$CO_3^{2-}$ ：フェノールフタレイン・アルカリ度より計算

$Br^-$ 、 $I^-$ ：チオ硫酸ナトリウム滴定法

Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>: 塩化ストロンチウムを加えて, 原子吸光法

Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>: o-フェナントロリンによる吸光光度法

Al<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>: 原子吸光法

NH<sub>4</sub><sup>+</sup>: ネスラー試薬による吸光光度法

H<sub>2</sub>S: よう素滴定法

HBO<sub>2</sub>: マンニットによる滴定法

SiO<sub>2</sub>: 重量法

T. S. M. (全溶存固形物): 重量法

水の水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度の分析方法は次の通りである。

D/H: 金属ウランによる還元によって得た水素ガスを質量分析計で測定

<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O: 水-炭酸ガス平衡法によって得た炭酸ガスを質量分析計で測定

T/H: 電解濃縮によって得た水をエタンに変換し, 気体β線計数法で測定 (米田・木越, 1969)

水の水素同位体組成は, 東京工業大学の松尾禎士・日下部実および松久芳子の各氏に, トリチウム濃度は, 学習院大学の木越邦彦・田中邦也両氏に測定していただいた。

### 4.3 分析結果

試料の分析結果として, 溶存化学組成一覧を第 2.1, 2.2表に, 水の水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度一覧を第 3 表に示す。

水素・酸素同位体組成は, 標準平均海水 (SMOW) の水素・酸素同位体組成を基準とした千分率偏差

$$\delta X_{\text{試料}} = \left( \frac{R_{\text{試料}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 10^3 \text{ (‰)}$$

(ただし,  $X = D$  または <sup>18</sup>O,  $R = D/H$  または <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O)

で表示した。なお, 分析の測定誤差 (2σ) は, 水素で ± 2%, 酸素で ± 0.2% である。トリチウム濃度は, T. U. すなわち T/H = 10<sup>-18</sup> を単位に表示した。

## 5. 考 察

### 5.1 温泉水の溶存化学組成の特徴

この地域の温泉水のキー・ダイアグラムを第 2 図に, この地域の温泉水を小安・大湯, 泥湯・川原毛および秋の宮地域に分けて, 各温泉水の主要溶存化学組成を当量濃度折れ線図として第 3-1~3-4 図に示した。また, この地域の温泉水の化学的特徴を明らかにする目的で, Cl<sup>-</sup> / (Cl<sup>-</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) 当量濃度比と pH との関係を示した。なお, これらの図には, 中村ほか (1955) のデータが含まれている。

これらの図に示されるように, この地域の温泉水は, 後述する特徴を示す湯の又温泉と須川温泉とを除いて, 中村ほか (1955) が指摘した通り, 主要溶存化学組成によって, 3つの型に大きく分類することができる。それらは, Cl<sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> で酸性高塩濃度の泥湯・川原毛温泉, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup> で酸性低塩濃度の棚湯, 荒湯温泉, および Cl<sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> で中性ないし弱アルカリ性高塩濃度の小安・大湯, 鷹の湯・湯の岱温泉である。この報告ではこれ以降, Cl<sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> で酸性のものを Cl<sup>-</sup> 酸性型, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup> で酸性のものを SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型, Cl<sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> で中性ないし弱アルカリ性のものを, 他の温泉と比較して陽イオンに占める Na<sup>+</sup> の割合が大きいため, Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型と呼ぶことにする。なお, この報告でいう高塩濃度とは, T. S. M. がほぼ 800 mg/l 以上, 低塩濃度とは 400 mg/l 以下のことである。

Cl<sup>-</sup> 酸性型の温泉の中でも, 川原毛と泥湯とでは, 溶存化学組成にかなり大きな差異が認められる。川原毛は, pH がこの地域で最も低い 1.2-1.4 を示し, 中村ほか (1955) が述べているように, Cl<sup>-</sup> の当量濃度が分析した主要陽イオンの当量濃度の合計より高い本質的な塩酸酸性泉といえるものである。川原毛は T. S. M. がこの地域で最も多く, 陽イオンとしては, Mg<sup>2+</sup> の当量濃度が Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> より高い。これに対して泥湯は, pH が 4.5-5.5 とやや高く, Cl<sup>-</sup>・SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型というべきものである。また, T. S. M. が Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型よりもやや少なめで, 主要陽イオンの構成は, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型に似ている。

SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型の温泉は, pH が 4.0 より低く, 陰イオンとしては Cl<sup>-</sup> が 20 mg/l より少なく, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> が圧倒的に多い。この SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> は, 地下深部より上昇して来る噴気に伴う H<sub>2</sub>S ガスの, 地表付近での地表水ないし浅い地下水による酸化によって生じていると考えられる。陽イオンとしては, Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> および Mg<sup>2+</sup> がほぼ同じ当量濃度で存在する。このような温泉は, 一般に噴気型と呼ばれ, WHITE (1970), WHITE *et al.* (1971) などによって, その地下には蒸気卓越系が存在する可能性が強いと指摘されている。

一方, Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型の温泉の中でも, 小安・大湯地域と鷹の湯・湯の岱地域とでは, 若干の溶存化学組成の差が認められる。小安・大湯温泉では, 温度が沸点に近く pH が 8.0-9.1 を示し, 陰イオンとしては Cl<sup>-</sup> 酸性型と同様に, 当量濃度にして 20-30% 程度の SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> の存在が認められる。これに対して鷹の湯・湯の岱温泉では, 温度が 80℃ 以下とやや低く, pH も 7.6 程度でやや低い値を示し, 陰イオンはほとんど全部が Cl<sup>-</sup> である。しか

第 2.1 表 溶存化学組成一覽表 (主要溶存化学成分)

Cl<sup>-</sup> 以下の単位は mg/l

試料番号	試料名	温度 (°C)	pH	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SiO <sub>2</sub>	T.S.M.
温泉水・噴気凝縮水													
7	須川 温泉水	48.2	2.20	258.9	1,162.	—	—	75.0	17.8	143.9	46.8	117.0	1,790.
9	大湯 温泉水	96.5	8.90	237.6	117.7	3.51	51.0	227.1	18.8	6.88	0.00	207.0	927.4
10	大湯 噴気凝縮水	98.2	7.00	0.71	0.00	30.5	0.00	tr.	0.06	0.19	0.00	tr.	30.0
25	小安 温泉水	99.5	8.70	269.5	149.0	4.58	37.5	245.0	23.5	17.5	1.69	205.5	1,009.
11	滝向 温泉水	90.8	8.40	226.9	125.1	41.2	9.00	190.0	20.5	16.3	0.16	155.9	858.2
24	羽湯 温泉水	88.5	3.68	3.55	17.7	—	—	5.03	0.45	1.63	1.10	9.00	63.0
13	泥湯 温泉水	83.3	5.51	306.7	143.6	35.1	0.00	110.0	35.0	60.8	38.1	107.0	964.0
14	泥湯 噴気凝縮水	97.5	5.20	2.13	4.21	16.8	0.00	tr.	0.08	0.25	0.00	1.00	34.0
15	川原毛 温泉水	88.7	1.35	2,012.	1,411.	—	—	56.3	42.5	129.7	116.9	222.4	4,568.
18	荒湯 温泉水	95.7	2.82	8.51	162.5	—	—	9.50	2.75	6.19	2.88	96.0	362.0
19	湯の又 温泉水	51.5	7.10	1.77	0.41	457.7	0.00	137.5	4.75	26.3	0.86	91.9	563.1
20	鷹の湯 温泉水	74.5	7.60	654.2	49.8	65.6	0.00	400.0	52.5	26.3	0.94	104.0	1,365.
地熱調査井から噴出する熱水・蒸気凝縮水													
1	T-1 蒸気凝縮水	98.2	6.40	2.84	32.4	18.3	0.00	0.19	0.06	0.13	0.00	19.1	143.3
1'	〃 ミスト	98.2	8.45	365.1	135.8	6.10	45.0	310.0	35.3	9.85	0.00	299.5	1,329.
2	〃 熱水	97.5	8.50	385.1	151.0	6.10	49.0	332.5	37.3	10.4	0.00	349.7	1,391.
3	T-2 蒸気凝縮水	98.5	6.45	2.48	6.97	99.2	0.00	0.25	0.14	tr.	0.00	2.20	82.2
3'	〃 ミスト	98.5	8.60	407.8	145.1	9.15	39.0	332.5	39.5	1.38	0.00	344.2	1,390.
4	〃 熱水	98.6	8.50	414.9	148.6	6.10	39.0	335.0	40.0	12.9	0.00	344.4	1,409.
5	T-7 蒸気凝縮水	99.2	5.50	0.35	2.88	25.9	0.00	tr.	0.08	0.15	0.00	0.00	32.0
5'	〃 ミスト	99.2	9.05	296.1	157.6	4.58	64.5	300.0	28.5	8.38	0.00	284.2	1,195.
6	〃 熱水	98.7	9.10	296.1	160.1	4.58	64.5	305.0	30.0	8.50	0.00	273.3	1,109.
地熱調査井 T-1 の孔井内流体													
23	深度 400m	—	6.8	312.1	135.8	61.0	0.00	270.0	32.3	9.31	0.00	265.0	1,160.
22	〃 480m	—	7.1	314.7	127.4	58.6	0.00	282.5	32.3	7.81	0.00	251.0	1,168.
21	〃 580m	—	6.3	314.7	118.3	61.0	0.00	273.8	29.1	8.13	0.13	221.0	1,130.
河川水・湧水													
8	皆瀬川 河川水	13.8	6.85	4.25	4.94	24.4	0.00	5.63	2.00	4.44	1.25	15.9	80.4
17	高松川 河川水	13.0	6.65	4.25	16.87	10.7	0.00	3.78	0.58	6.50	1.84	20.3	83.9
12	桁倉沼 湧水	8.0	7.10	4.25	0.21	25.9	0.00	4.94	0.58	4.88	1.03	17.7	65.2
16	下の岱 湧水	11.5	6.70	4.68	2.45	9.15	0.00	3.88	0.38	1.69	0.63	12.7	50.2

地 質 調 査 所 月 報 (第 30 卷 第 3 号)

第2.2表 溶存化学組成一覽表 (微量溶存化学成分)

単位は mg/l

試料番号	試料名	H <sub>2</sub> S	free CO <sub>2</sub>	Br <sup>-</sup>	I <sup>-</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Pb <sup>2+</sup>	Zn <sup>2+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	HBO <sub>2</sub>
温泉水・噴気凝縮水														
7	須川 温泉水	17.7	—	0.29	0.25	29.4	0.20	105.3	3.38	0.00	0.00	0.14	21.8	5.95
9	大湯 温泉水	2.22	0.00	0.19	0.13	0.00	tr.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	1.47	10.7
10	大湯 噴気凝縮水	0.27	7.63	0.00	0.00	0.85	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	10.4	0.71
25	小安 温泉水	2.22	0.00	0.45	0.13	0.05	0.03	2.22	0.00	0.00	0.00	0.08	0.81	10.0
11	滝向 温泉水	1.33	0.00	0.53	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.34	8.34
24	栩湯 温泉水	0.09	—	0.05	0.00	0.50	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.56	0.00
13	泥湯 温泉水	7.53	135.1	0.29	0.00	0.00	0.00	0.02	0.40	0.00	0.00	0.00	25.4	0.95
14	泥湯 噴気凝縮水	18.2	78.5	0.13	0.00	tr.	0.07	0.00	tr.	0.00	0.00	0.03	13.2	0.48
15	川原毛 温泉水	0.04	—	0.32	0.00	4.85	0.50	314.1	3.30	0.00	0.69	4.50	5.70	46.5
18	荒湯 温泉水	3.10	—	0.27	0.00	2.62	0.30	10.7	0.19	0.00	0.00	0.08	1.42	0.24
19	湯の又 温泉水	tr.	73.0	0.13	0.00	0.00	tr.	0.00	0.19	0.00	0.00	0.05	0.27	1.19
20	鷹の湯 温泉水	0.09	6.54	0.40	0.21	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.14	0.20	8.81
地熱調査井から噴出する熱水・蒸気凝縮水														
1	T-1 蒸気凝縮水	0.44	3.70	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	tr.	18.6	1.19
1'	" ミスト	0.44	0.00	0.45	0.13	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	1.70	14.8
2	" 熱水	1.33	0.00	0.59	0.13	0.00	tr.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	15.7
3	T-2 蒸気凝縮水	0.85	25.1	0.00	0.00	0.50	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	52.0	0.00
3'	" ミスト	0.18	0.00	0.45	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	12.6
4	" 熱水	0.27	0.00	0.80	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	16.7
5	T-7 蒸気凝縮水	9.30	85.0	0.45	0.13	0.00	0.00	0.00	tr.	0.00	0.00	0.01	21.2	0.00
5'	" ミスト	0.44	0.00	0.51	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	10.7
6	" 熱水	2.66	0.00	0.45	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.93	10.7
地熱調査井 T-1 の孔井内流体														
23	深度 400m	—	5.97	0.80	0.21	0.00	0.00	0.60	0.00	0.50	0.00	0.13	0.24	12.2
22	" 480m	—	4.77	0.53	0.21	0.00	0.00	0.40	0.00	0.63	0.00	0.17	3.08	12.4
21	" 580m	—	7.16	0.45	0.13	0.00	0.00	0.60	tr.	1.69	0.00	0.29	3.08	13.1
河川水・湧水														
8	皆瀬川 河川水	0.00	4.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.12	tr.
17	高松川 河川水	0.00	2.18	0.05	0.00	0.25	0.02	0.00	0.10	0.00	0.00	0.03	0.23	0.48
12	桁倉沼 湧水	0.00	3.27	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.85	tr.
16	下の岱 湧水	0.00	2.18	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.13	0.00

秋田県小安・泥湯・秋の宮の熱水の溶存化学組成、水素・酸素同位体組成 (阿部・茂野・池田・安藤・後藤)

第3表 水の水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度

試料番号	試料名	$\delta D_{SMOW}$ (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)	T/H (T.U.)
1	地熱調査井 T-1 蒸気凝縮水	-88.3	-14.48	—
1'	〃 熱水 (ミスト)	-64.2	-10.39	—
2	〃 熱水	-63.1	-9.59	0.22 >
3	地熱調査井 T-2 蒸気凝縮水	-86.8	-14.25	—
3'	〃 熱水 (ミスト)	-64.4	-9.57	—
4	〃 熱水	-62.6	-9.25	—
5	地熱調査井 T-7 蒸気凝縮水	-89.9	-14.96	—
5'	〃 熱水 (ミスト)	-66.4	-9.74	—
6	〃 熱水	-65.3	-9.85	—
7	須川温泉 温泉水	-64.0	-10.00	—
8	皆瀬川 河川水	-58.9	-9.52	—
9	大湯温泉 温泉水	-64.5	-10.05	0.98 ± 0.17
10	〃 噴気凝縮水	-98.5	-17.06	—
11	滝向大噴湯 温泉水	-62.6	-9.85	14.1 ± 1.7
12	桁倉沼 湧水	-64.1	-10.38	111 ± 14
13	泥湯温泉 (川の湯) 温泉水	-58.0	-8.04	39.2 ± 5.2
14	〃 (山の湯) 噴気凝縮水	-92.2	-17.05	—
15	川原毛 温泉水	-54.5	-7.03	—
16	下の岱 湧水	-61.9	-10.28	—
17	高松川 河川水	-63.7	-10.88	—
18	荒湯 温泉水	-52.8	-6.82	22.3 ± 2.7
19	湯の又温泉 温泉水	-64.5	-10.27	—
20	鷹の湯温泉 温泉水	-64.2	-10.33	—
21	T-1 井孔井内流体 (深度 580m)	-68.3	-10.42	—
22	〃 (深度 480m)	-70.0	-10.29	—
23	〃 (深度 400m)	-68.5	-10.30	—
24	榎湯 温泉水	-62.3	-9.54	—
25	小安温泉 (湯元) 温泉水	-65.9	-10.15	—

し、陽イオンは両者ともに  $Na^+$  が圧倒的に多く、 $Mg^{2+}$  が非常に少ない。このような温泉は、地下深部に存在する熱水卓越系を起源としていると考えられる (WHITE, 1970)。

湯の又温泉は、温度が50℃とやや低い中性の極端な  $Na^+ \cdot HCO_3^-$  型である。WHITE (1957) は、このような  $Na^+ \cdot HCO_3^-$  型の温泉が、しばしば火山性  $Na^+ \cdot Cl^-$  型高温中性の温泉の周辺などに存在すると述べている。

須川温泉は、栗駒火山岩中に湧出し、温度が50℃とやや低く酸性で、陰イオンおよび陽イオンの構成が  $SO_4^{2-}$  型に似ているが、T.S.M. が1,790 mg/l と多い。

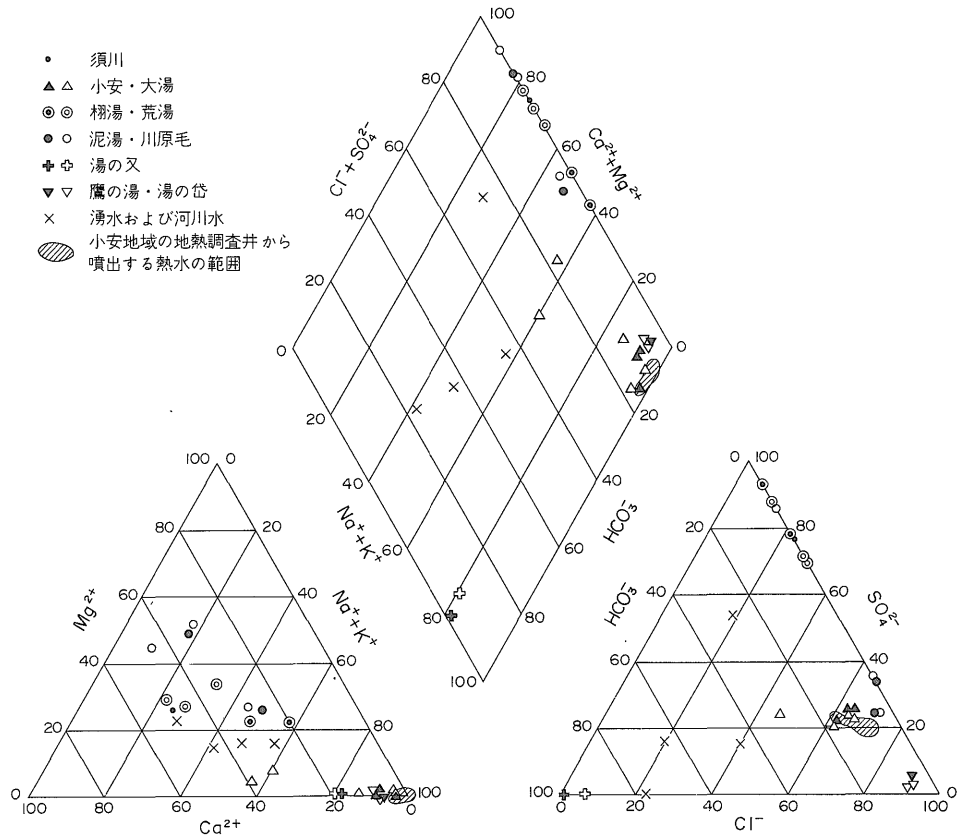
この地域の代表的な温泉について、著者らが主要溶存化学組成を分析した結果は、第2, 3, 4図に示した通り、中村ほか (1955) が報告した結果と一般には非常によく一致している。しかし、細かく見れば完全には一致

していない。特に、中村ほか (1955) がおそらく自然湧出泉から試料を採取したと考えられる小安湯元・元湯では、著者らは深度332mのボーリング井から試料を採取しており、明らかに溶存化学組成の大きな変化が認められる。このように、中村ほか (1955) と著者らとが分析した温泉の溶存化学組成の不一致は、微妙な試料採取位置の差異、あるいは分析方法の差異などの原因によっており、また短期的・周期的な溶存化学組成の変化が存在する可能性もあるため、残念ながら1955年から1976年までの21年間の温泉の溶存化学組成の長期変化としては把握できない。

次に、この地域の温泉水に含まれる微量溶存化学組成について若干述べる。WHITE (1970) などによって明らかにされたように、地熱地域において揮発性の挙動を示す  $NH_4^+$ 、 $HBO_2$  について、 $Cl^-$  との当量濃度比を計算し

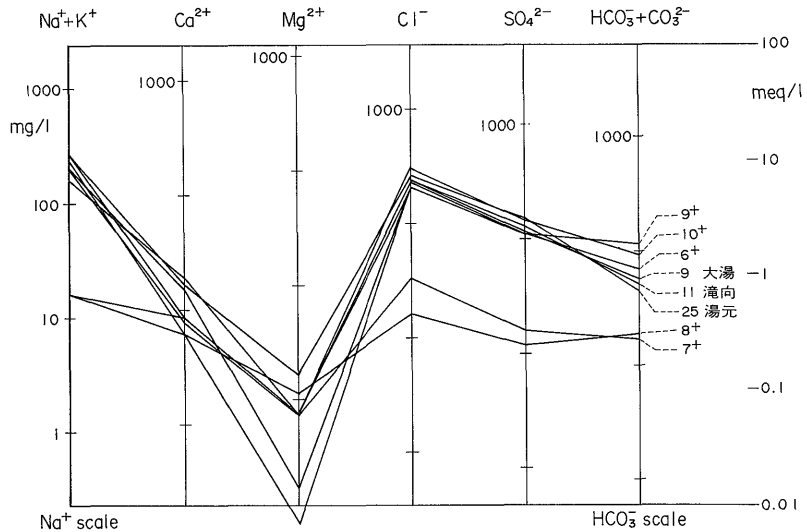


秋田県小安・泥湯・秋の宮の熱水の溶存化学組成, 水素・酸素同位体組成 (阿部・茂野・池田・安藤・後藤)



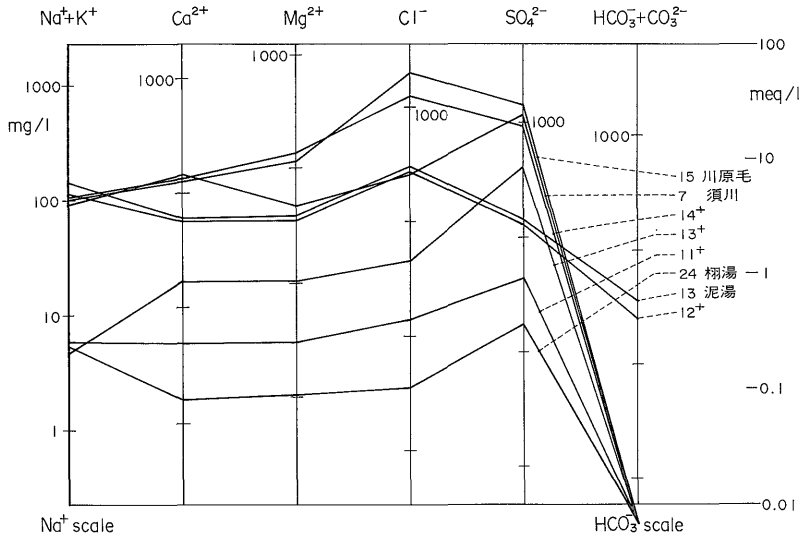
第2図 温泉水, 湧水および河川水のキー・ダイアグラム

黒印はこの報告の分析値, 白印は中村ほか (1955) の分析値による。温泉水が酸性のため  $\text{HCO}_3^-$  を分析していない場合は,  $\text{HCO}_3^- = 0$  と仮定して作図している。

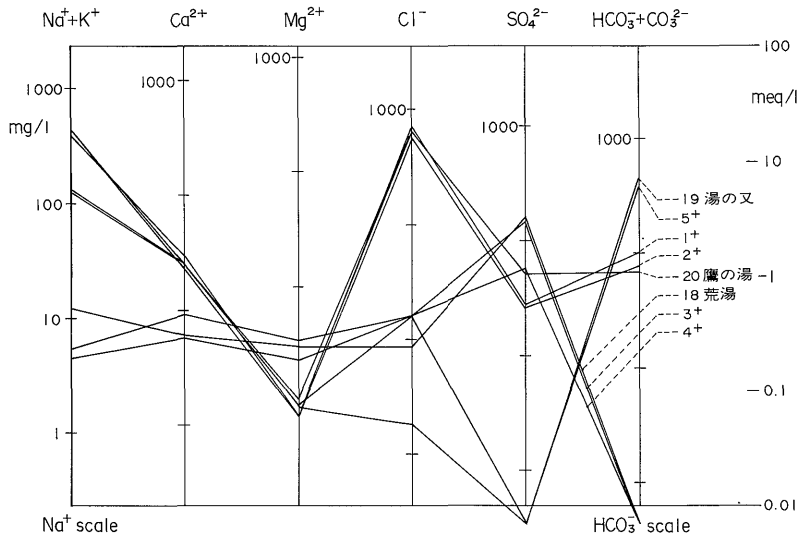


第3.1図 温泉水の主要溶存化学成分当量濃度折れ線図 (小安・大湯地域)

図外に出ている折れ線は, その溶存成分が  $0.01 \text{ meq/l}$  以下であるか, またはその成分を分析していないことを示す。+, は, 中村ほか (1955) のデータによる。中村ほか (1955) の試料番号については, 第4表を参照。



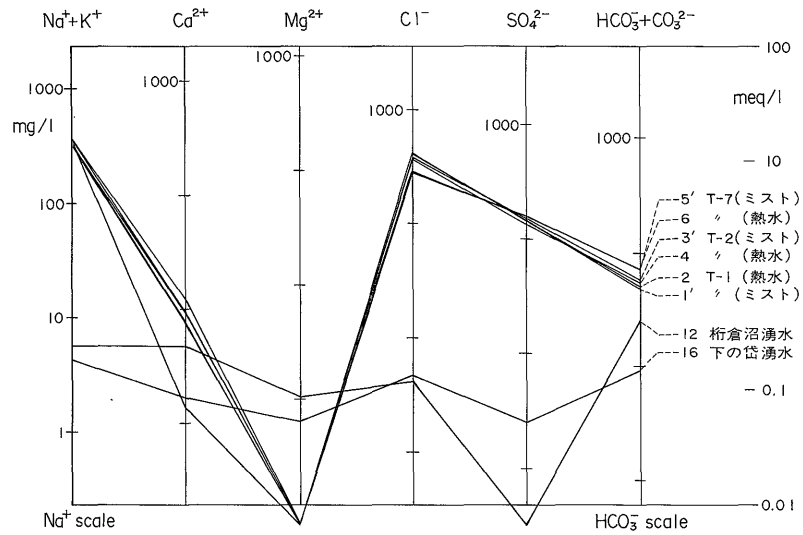
第3.2図 温泉水の主要溶存化学成分当量濃度折れ線図 (泥湯・川原毛および須川地域)



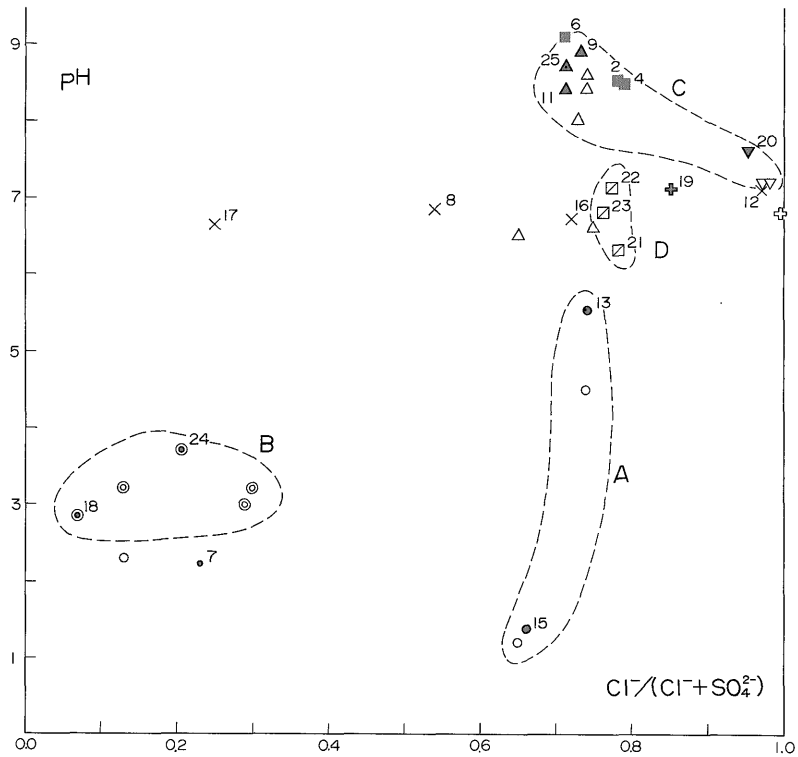
第3.3図 温泉水の主要溶存化学成分当量濃度折れ線図 (秋の宮地域)

た結果を、第5図に示した。泥湯および大湯の噴気凝縮水と温泉水との比較で示されるように、噴気凝縮水には温泉水より  $\text{NH}_4^+/\text{Cl}^-$  比で100-1,000倍、 $\text{HBO}_2/\text{Cl}^-$  比で10-100倍の濃集が認められる。一方、地熱調査井から噴出する蒸気凝縮水と熱水とを比較すれば、蒸気凝縮水に  $\text{NH}_4^+$  の濃集が明らかであるが、 $\text{HBO}_2$  については蒸気凝縮水中の濃度に対して分析精度が低いため議論できない。小安・大湯の  $\text{Na}^+\cdot\text{Cl}^-$  中性型の温泉は、 $\text{NH}_4^+/\text{Cl}^-$  比で0.002-0.02、 $\text{HBO}_2/\text{Cl}^-$  比で0.2-0.4程度を示し均

一である。しかし、同じ  $\text{Na}^+\cdot\text{Cl}^-$  中性型の鷹の湯では、これらの比がもっと低い。これに対して、羽湯、荒湯および須川の  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型の温泉水は、 $\text{Na}^+\cdot\text{Cl}^-$  中性型より  $\text{NH}_4^+/\text{Cl}^-$  比が10-100倍程度高いが、 $\text{HBO}_2/\text{Cl}^-$  比についてはむしろ低めである。一方、 $\text{Cl}^-$  酸性型の川原毛と泥湯とは傾向が明らかに違っており、前者は  $\text{Na}^+\cdot\text{Cl}^-$  中性型に近く、後者は  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型に近い特徴を示す。湯の又は、この地域の温泉の中では温泉水の  $\text{NH}_4^+/\text{Cl}^-$  比、 $\text{HBO}_2/\text{Cl}^-$  比が共に高く、噴気凝縮性の起源

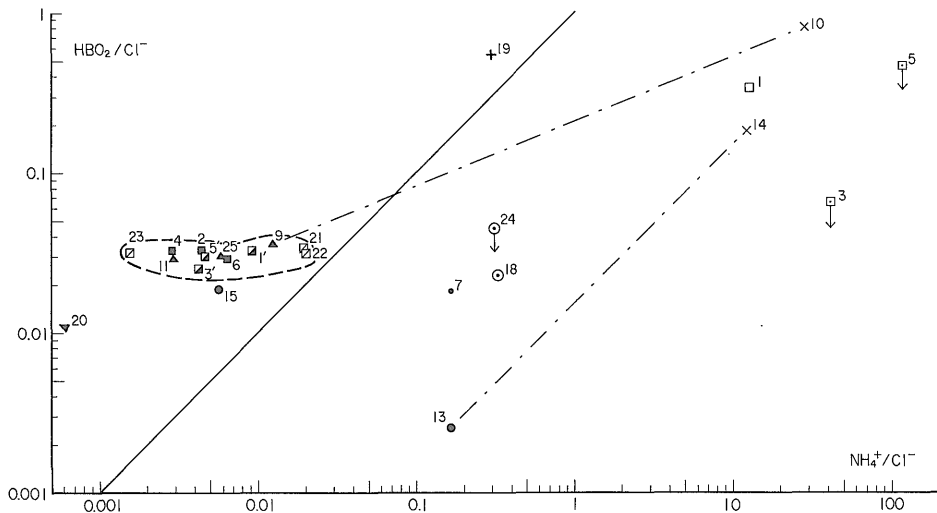


第 3.4 図 温泉水の主要溶存化学成分当量濃度折れ線図 (小安地域の地熱調査井から噴出する熱水および湧水)



第 4 図 温泉水の  $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$  当量濃度比と pH との相関

凡例は、第 2 図および第 7 図を参照。A は  $\text{Cl}^-$  酸性型, B は  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型, C は  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$  中性型, D は地熱調査井 T-1 の孔井内流体の各領域を示す。



第5図 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup> と HBO<sub>2</sub><sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> との相関図

凡例は、第2図および第7図を参照。1点鎖線は、泥湯と大湯の温泉水と噴気凝縮水とを結んでいる。破線で囲まれた領域は、小安・大湯地域の温泉水、地熱調査井から噴出する熱水および T-1 井孔内流体の分布を示す。試料 3, 5 および 24 につけられた下向き矢印は、HBO<sub>2</sub> の分析精度の限界 (0.20 mg/l) から、HBO<sub>2</sub>/Cl<sup>-</sup> がこれ以下であることを示す。

を示唆していると考えられる。

ハロゲン元素の当量濃度比 Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> は、Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型では前者で 0.3-1.0 × 10<sup>-3</sup>, 後者で 0.1-0.2 × 10<sup>-3</sup> を示す。これに対して、Cl<sup>-</sup> 酸性型では両者共に低い傾向にある。なお、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型では Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup> の濃度が分析精度より低いため、当量濃度比の計算は不可能である。

この地域の温泉水に含まれる金属イオン Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup> は、Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型に少なく、Cl<sup>-</sup> 酸性型および SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 酸性型に多いことが明らかである。特に川原毛では Pb<sup>2+</sup> が 0.69 mg/l, Zn<sup>2+</sup> が 4.5 mg/l 認められる。

河川水、湧水の溶存化学組成については特に述べないが、高松川河川水には、泥湯南方約 1 km の高松川支流沿いに存在する噴気帯である新湯からの影響が認められる。河川水と湧水との溶存化学組成には大きな差異は認められないので、これらの湧水はごく浅層の地下水を起源としていると考えられる。

### 5.2 小安・大湯地域の地熱調査井から採取した試料の溶存化学組成の特徴

同和鉱業㈱によって小安・大湯地域に掘さくされた、深度 600-1,000m の地熱調査井 T-1, T-2 および T-7 からは、蒸気と熱水との混合流体が噴出する。これらの地熱調査井から噴出する蒸気と熱水との比率は、ヘッドでの圧力が数 atm の時、単位時間当たり重量比で 1:5 程度

であり (同和鉱業㈱からの私信による)、孔底付近の貯留層内では熱水卓越型であることが明らかである (White *et al.*, 1971)。第 2, 3, 4 図は、地熱調査井から噴出する熱水と小安・大湯地域の温泉水の主要溶存化学組成の傾向が、非常によく一致していることを示している。さらに、第 2 表に示した蒸気凝縮水と熱水の溶存化学組成から、蒸気と熱水の重量比 1:5 に基づいて計算すれば、貯留層内の仮想的な熱水の溶存化学組成は、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup>, HBO<sub>2</sub><sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> 当量濃度比などを含めて、小安・大湯地域の温泉水の溶存化学組成と非常によく似ているが、T. S. M. がやや多い傾向にあることが明らかである。

孔井内試料を採取した T-1 井は、深度約 600m の地熱調査井で、孔底温度が約 200°C、逸水層は孔底付近のみであり、ごく浅い部分だけにケーシングパイプが用いられている (同和鉱業㈱からの私信による)。このことから、孔底付近の貯留層から孔井内へ流入する熱水は、孔井内を上昇し、必然的に圧力が低下することによって断熱膨張し、蒸気と熱水の 2 相に分離しながらさらに上昇し、蒸気と熱水との混合流体として噴出していると考えられる。この 2 相に分離する深度は、前述のように高木ほか (1978) によれば、深度 350-400m 以浅のようである。

T-1 井の 400m, 480m および 580m 深度から採取した試料の溶存化学組成には、第 2 表に示したように、深

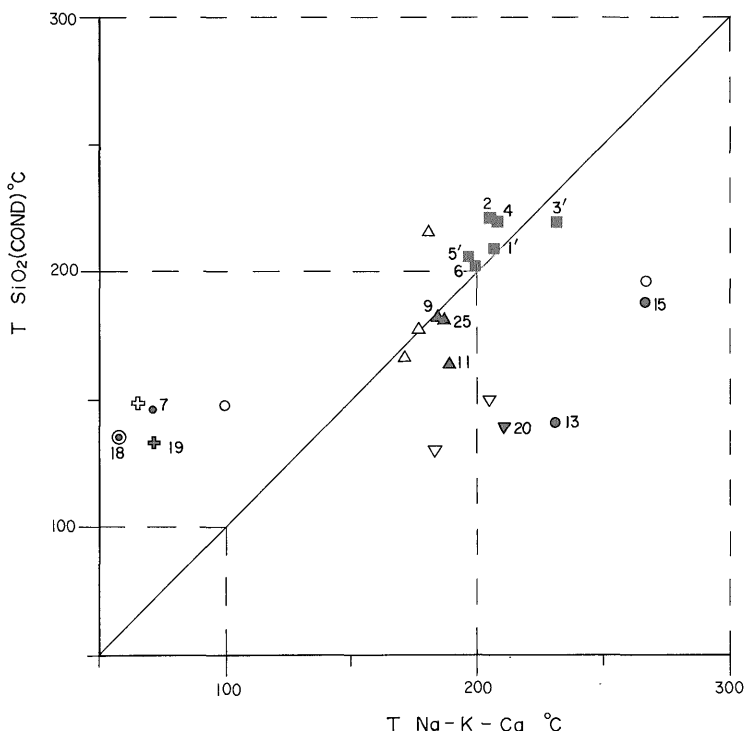
度580mから400mへと浅くなるに従って、 $\text{SO}_4^{2-}$  と  $\text{SiO}_2$  が明らかに増加し、揮発成分である  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{HBO}_2$  および free  $\text{CO}_2$  が減少傾向にある他は、それほど大きな変化は認められない。このことは前述の通り、試料採取深度では、孔井内への流入した1相の熱水が、まだ2相に分離していないことによっていと考えられる。問題となる  $\text{SO}_4^{2-}$  の増加は、深度が浅くなるに従って孔井内で溶存  $\text{H}_2\text{S}$  の酸化が進むことを、 $\text{SiO}_2$  の増加は、孔井壁に過飽和の  $\text{SiO}_2$  が何らかの形で付着しており、孔井内に  $\text{SiO}_2$  濃度の成層構造が存在していることを示していると考えられる。なお、孔井内試料からは  $\text{Cu}^{2+}$  が検出されているが、この原因は、サンプラーから試料瓶へ試料を移す際に用いた銅の細管より  $\text{Cu}^{2+}$  が溶出したためであると考えられ、本質的な意味はない。

孔井内試料は、T-1井から噴出する蒸気と熱水との重量平均流体、すなわち仮想的な貯留層内熱水と、溶存化学組成においてほぼ等しい。しかし、熱水と比較すれば孔井内試料のpHが低いことは、一つの特徴である。この原因は、地熱貯留層内で存在している free  $\text{CO}_2$  が、孔井内で蒸気と熱水とが分離する際に気相に濃集するためであると考えられる。

### 5.3 溶存シリカ濃度およびアルカリ比による地球化学的地下温度推定

FOURNIER and ROWE (1966) および Fournier and Truesdell (1973) によって提唱され、Truesdell (1977) によってまとめられた、熱水のシリカ溶解度の温度依存性を利用したシリカ温度 ( $T_{\text{SiO}_2}$ ) および熱水と岩石とのアルカリ分配の温度依存性を利用したアルカリ比温度 ( $T_{\text{Na-K-Ca}}$ ) とを、中村ほか (1955) の分析値を含めて、この地域の温泉水および地熱調査井から噴出する熱水について計算し、第4表にまとめた。なお、シリカ温度は、温泉水については熱伝導冷却過程 (COND), 地熱調査井から噴出する熱水については断熱冷却過程 (ADIA) に基づく計算方法が、それぞれより意味があると考えられる。また、シリカ温度が  $125^\circ\text{C}$  以下の場合については、Truesdell (1977) の計算式の適用範囲外にあり、意味のある温度と考えるべきではない。第4表の結果に基づいて、シリカ温度とアルカリ比温度との相関を第6図に示した。

第6図によれば、前述の3種類の温泉に対応する、地球化学的地下温度推定値の特徴が明らかである。Cl<sup>-</sup> 酸性型の温泉では、中村ほか (1955) による泥湯 (川端湯,



第6図 シリカ温度とアルカリ比温度との相関図

凡例は、第2図および第7図を参照。黒印はこの報告の分析値、白印は中村ほか (1955) の分析値による。

第4表 温泉水および地熱調査井から噴出する熱水のシリカ温度とアルカリ比温度

試料番号	試料名 (温泉名 <sup>+</sup> )	T <sub>SiO<sub>2</sub></sub> (COND) °C*	T <sub>SiO<sub>2</sub></sub> (ADIA) °C**	T <sub>Na-K-Ca</sub> °C***	β***
7	須川温泉 温泉水	146.1	141.3	71.3	1.333
9	大湯温泉 温泉水	182.0	171.1	185.0	0.333
25	小安温泉 (湯元) 温泉水	181.5	170.7	186.1	0.333
11	滝向大噴湯 温泉水	163.4	155.8	188.6	0.333
24	栩湯 温泉水	(36.2)	(45.4)	(27.9)	1.333
13	泥湯温泉 (川の湯) 温泉水	140.9	137.0	230.3	0.333
15	川原毛 温泉水	187.0	175.1	267.2	0.333
18	荒湯 温泉水	134.9	131.9	(57.6)	1.333
19	湯の又温泉 温泉水	132.5	129.9	71.8	1.333
20	鷹の湯温泉 温泉水	139.3	135.7	210.1	0.333
1'	地熱調査井 T-1 熱水(ミスト)	208.8	192.7	206.1	0.333
2	" 熱水	221.0	202.5	206.0	0.333
3'	地熱調査井 T-2 熱水(ミスト)	219.7	201.4	231.3	0.333
4	" 熱水	219.7	201.5	207.9	0.333
5'	地熱調査井 T-7 熱水(ミスト)	204.8	189.5	196.4	0.333
6	" 熱水	201.9	187.2	198.6	0.333
1 <sup>+</sup>	鷹の湯	149.9	144.6	204.5	0.333
2 <sup>+</sup>	湯の岱	130.2	127.9	183.1	0.333
3 <sup>+</sup>	荒湯 (1)	(117.5)	(117.1)	(13.7)	1.333
4 <sup>+</sup>	" (2)	(86.1)	(89.9)	(8.9)	1.333
5 <sup>+</sup>	湯の又	149.0	143.8	65.1	1.333
6 <sup>+</sup>	小安滝向	166.6	158.4	170.7	0.333
7 <sup>+</sup>	" 元湯	(45.6)	(53.9)	(50.0)	1.333
8 <sup>+</sup>	" 湯元	(48.3)	(56.4)	54.9	1.333
9 <sup>+</sup>	大湯 (1)	178.3	168.1	177.1	0.333
10 <sup>+</sup>	" (2)	215.6	198.2	180.5	0.333
11 <sup>+</sup>	栩湯	(48.3)	(56.4)	(-4.7)	1.333
12 <sup>+</sup>	泥湯 (川端湯)	148.0	143.0	99.7	1.333
13 <sup>+</sup>	" (上湯)	151.8	146.1	(-20.8)	1.333
14 <sup>+</sup>	川原毛	196.5	182.8	266.3	0.333

\*, \*\*, \*\*\*印は TRUESDELL (1977) の式による計算結果を示す。  
計算式は次の通り。

$$*T_{SiO_2}(COND) = \frac{1315}{5.205 - \log SiO_2} - 273.15$$

ただし SiO<sub>2</sub> は mg/l で表示する。

$$**T_{SiO_2}(ADIA) = \frac{1533.5}{5.768 - \log SiO_2} - 273.15$$

ただし SiO<sub>2</sub> は mg/l で表示する。

$$***T_{Na-K-Ca} = \frac{1647}{\log (Na/K) + \beta \log (\sqrt{Ca}/Na) + 2.24} - 273.15$$

ただし  $\sqrt{Ca}/Na > 1$  および  $T < 100^\circ C$  のとき  $\beta = 1.333$ ,  $\sqrt{Ca}/Na \leq 1$  または  $T \geq 100^\circ C$  のとき  $\beta = 0.333$ .

括弧は、T<sub>SiO<sub>2</sub></sub>(COND) および T<sub>SiO<sub>2</sub></sub>(ADIA) の場合 125°C 以下、T<sub>Na-K-Ca</sub> の場合泉源での実測温度より低いことを示す。+印は中村ほか (1955) による分析値。

山の湯)の分析値を除いて、アルカリ比温度がシリカ温度より明らかに高い傾向にあり、川原毛ではアルカリ比温度で、この地域の地球化学的地下温度推定値としては最高の270°C程度を示す。SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の温泉では、逆にシリカ温度がアルカリ比温度よりかなり高い傾向にあ

り、アルカリ比温度は実測泉温よりも低い。これに対して Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup> 中性型の温泉では、鷹の湯・湯の岱が Cl<sup>-</sup> 酸性型と同様にアルカリ比温度がシリカ温度より高い傾向を示し、中村ほか (1955) による湯元・元湯の分析値が、50-60°Cの泉温とよく一致したシリカ温度、アルカ

り比温度を示すけれども, これらを除いてその他の小安・大湯の温泉は, シリカ温度とアルカリ比温度とがよく一致しており, 最高 200°C 程度の高い温度を示す. この温度は, 小安・大湯での深度 1,000m 級の地熱調査井の孔底温度 (平沢, 1977) および地熱調査井から噴出する熱水の地球化学的地下温度推定値とよく一致している. 湯の又および須川温泉は,  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型の温泉と一致した傾向を示している.

このような温泉の溶存化学組成と地球化学的地下温度推定値との対応は, 次のように考えられる.  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$  中性型の温泉におけるシリカ温度とアルカリ比温度との一致は, 世界各地の  $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$  中性ないし弱アルカリ性熱水卓越系 (TRUESDELL, 1977) と同様に, 地下深部の貯留層内で熱水と岩石との間に化学平衡が十分に成立していることを示していると考えられる. これに対し, 鷹の湯・湯の岱ではこのような化学平衡に達していた熱水が上昇する間に, 地表水ないし浅い地下水の混入を受け, アルカリ比温度のように濃度の比によるのではなく, 濃度そのものが計算式に用いられているシリカ温度の低下が著しいのであろう.

$\text{SO}_4^{2-}$  酸性型の温泉では, その起源を前述のように地下深部から上昇してくる噴気に伴う  $\text{H}_2\text{S}$  ガスの, 地表付近での地表水ないし浅い地下水による酸化であると考えれば, 温泉水と岩石とがまだ十分に化学平衡に達していないとして説明される. この場合, シリカ温度がアルカリ比温度より高い原因は不明であるが, 一般に  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型温泉がしばしば珪化変質帯, あるいはカオリン, 明ばん石を中心とする粘土化変質帯を伴うことに示されるように, 地表付近の岩石から無差別に陽イオンを溶脱することに関係していると考えてよいかもしれない.

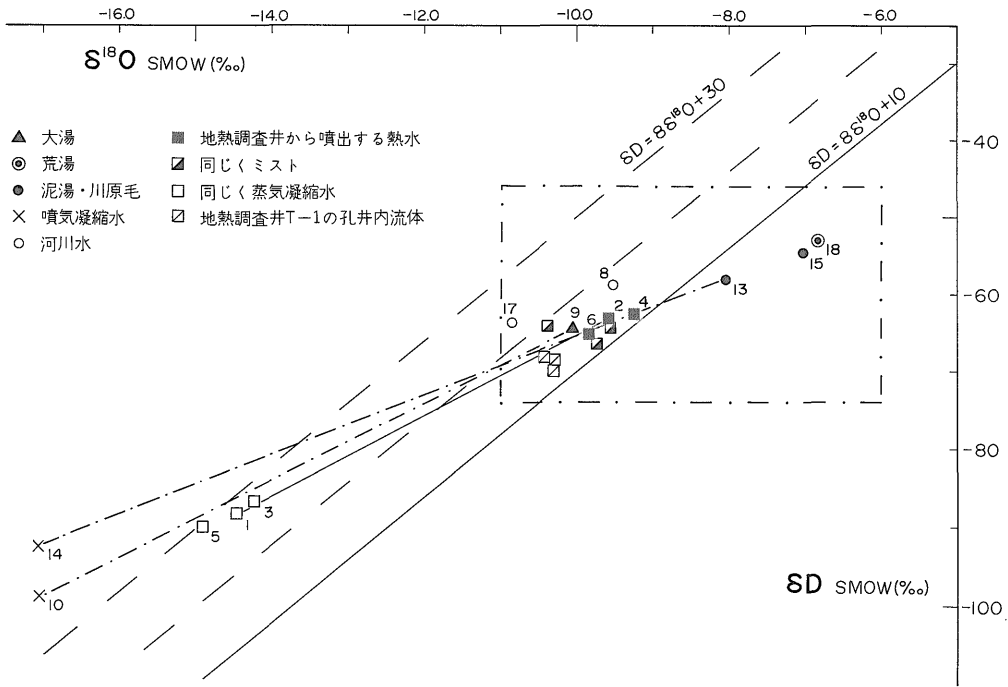
一方,  $\text{Cl}^-$  酸性型の温泉のシリカ温度とアルカリ比温度との関係については, 2つの考え方が可能である. 1つは TRUESDELL (1977) の式が適用できるような熱水と岩石との化学反応が地下深部でおこなわれているが, 熱水が地表まで上昇する間に地表水ないし浅い地下水の混入の影響を受けて, シリカ温度がかなり低下しているという考え方である. この場合, 川原毛付近の地下深部の貯留層の中には, アルカリ比温度で示される 270°C に近い温度の部分が存在するはずである. もう1つの考え方は, 地下深部に鬼首のような  $\text{Cl}^-$  酸性高塩濃度の熱水系が存在する (小沢・永嶋, 1975) が, そこでは TRUESDELL (1977) の式が適用できないような岩石からのシリカの溶脱および熱水と岩石との間のアルカリ分配の条件下にあるため, これらの地球化学的地下温度推定値が一致せず, かつまた地下深部の温度を正確に示していないとい

う考え方である. どちらの考え方がより正しいかは興味深く, 熱力学的な立場からより具体的に取りあつかえるはずの問題であると考えられるが, この報告の範囲を超えるので, これ以上の考察はおこなわない. なお, すでに同和鉱業㈱では, 泥湯・川原毛地域の北方での深度 1,000m 程度の地熱調査井の掘さくにより, 250°C を越える温度の熱水系を発見している (平沢, 1977).

#### 5.4 水の水素・酸素同位体組成の特徴

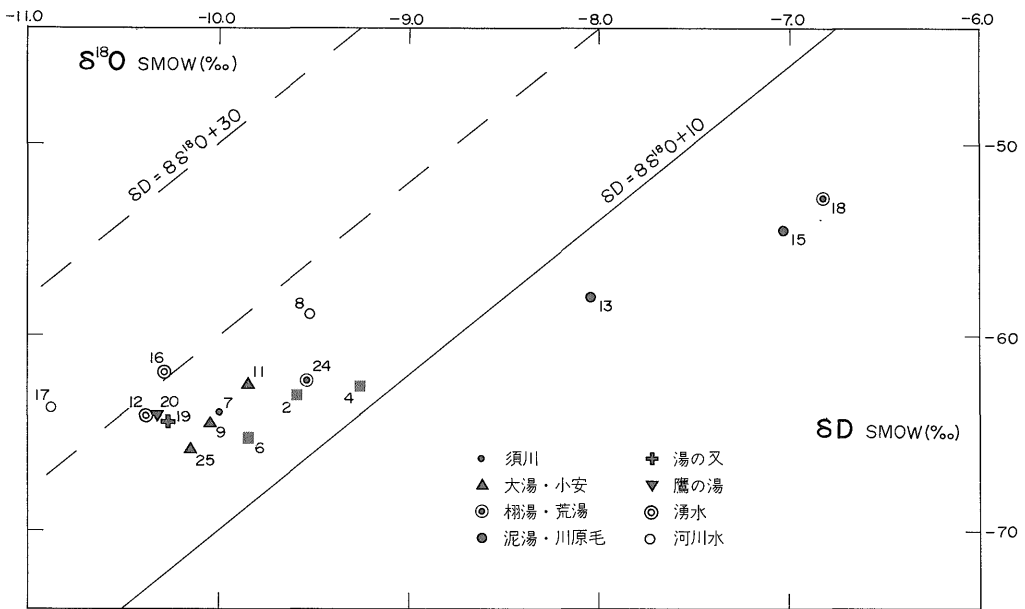
この地域の河川水, 湧水は, 第3表に基づいて第7, 8図に示したように, CRAIG (1963) の Meteoric water line より定数項が約10%高い,  $\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 20$  の線に沿って分布しており, 松葉谷・酒井 (1976) の日本の降水, 河川水および湧水が示す傾向と一致している. 河川水, 湧水の  $\delta^{18}\text{O}$  値と試料採取地点の標高との関係を見れば, 第9図に示すように, 100m 上昇するにあたり -0.4% 程度の  $\delta^{18}\text{O}$  値の減少が認められるようである. ところでこれらの湧水は, 湧出地点周辺が孤立した小丘状地形であること, 薄い地質単元である兜山デイスaitから湧出していること, 河川水と溶存化学組成が類似していることから見て, 前述のように, ごく局地的な浅い地下水系を起源としていると考えられ, 従って湧水の  $\delta^{18}\text{O}$  値は湧出地点周辺の年平均降水の  $\delta^{18}\text{O}$  値を示していると考えられることができる. 一方, 河川水については, このように考えることはいささか困難であるが, もし同様に考えれば, 前述の試料採取地点の標高と  $\delta^{18}\text{O}$  値との関係は, PANICHI *et al.* (1974) が述べているように, 降水の示す  $\delta^{18}\text{O}$  値への標高の効果が出ていると見ることが出来る.

これに対し, 温泉水の水素・酸素同位体組成は, 第8図に示すように, 温泉の3つの型によって明らかな差異が認められる.  $\text{Cl}^-$  酸性型の川原毛, 泥湯および  $\text{SO}_4^{2-}$  酸性型の荒湯では 2-4%, 棚湯でも 1% 程度の oxygen shift が認められる. この oxygen shift は明らかに hydrogen shift を伴っており, 平均的な地表水を桁倉沼の湧水と仮定すれば,  $d \delta D$  (温泉水-地表水) /  $d^{18}\text{O}$  (温泉水-地表水) は 3.0 程度である. このような hydrogen shift を伴う oxygen shift については, CRAIG (1963) が指摘したように, 地表付近での温泉水の蒸発に伴う非平衡的同位体効果のみで説明できる可能性もないではない. しかし, この地域の温泉の中に高塩濃度の  $\text{Cl}^-$  酸性型が存在することから, 日下部ほか (1977) などによって明らかにされた日本の火山性噴気と同様に, 地下深部から hydrogen shift を伴う大きな oxygen shift を示す本質的な高温の火山性噴気が上昇して来ているとする説明の方がより妥当であると考えられる. すなわち, このような本



第7図 水の水素・酸素同位体組成相関図(1)

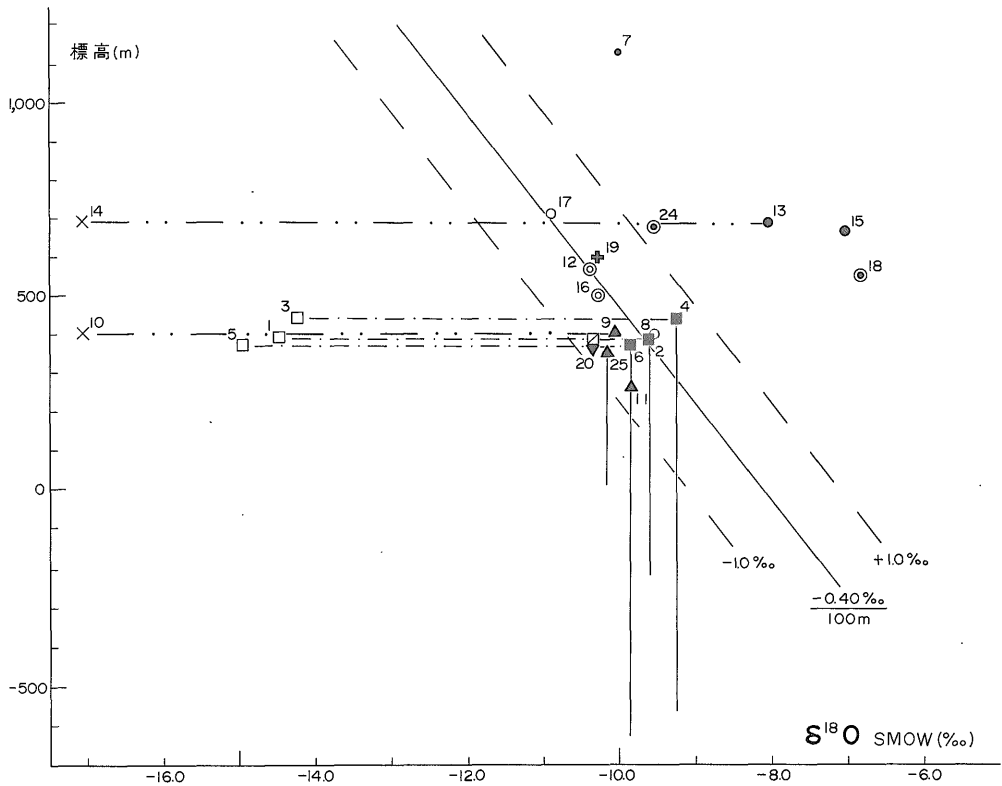
記号に付随する番号は試料番号。地熱調査井 T-1 から噴出し分離した蒸気凝縮水と熱水とを直線で、温泉水と関係が深い噴気凝縮水とを一点鎖線で結ぶ。CRAIG (1963) の meteoric water line を  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$  の直線で示す。図右上の一点鎖線で囲まれる範囲を第8図に示す。



第8図 水の水素・酸素同位体組成相関図(2)

詳細については第7図参照。





第9図 水の酸素同位体組成と試料採取地点の標高との関係図

凡例は、第7図および第8図を参照。地熱調査井から噴出する熱水から下方に引いた直線は、地熱調査井の深度を示す。地熱調査井から噴出し分離した蒸気凝縮水と熱水とを1点鎖線で、温泉水と関係が深い噴気凝縮水とを2点鎖線で結ぶ。傾斜  $-0.40\text{‰}/100\text{m}$  の実線およびこの直線に平行に参考のため引いた破線については本文参照。

質的火山性噴気が、地表水あるいは地下水および岩石と反応して、 $\text{Cl}^-$ 酸性型および $\text{SO}_4^{2-}$ 酸性型の温泉を生成していると考えられる。CRAIG (1963) の oxygen shift のみを示す本質的熱水の例とは異なって、松尾ほか (1976) による箱根の熱水系の研究でも、本質的と考えられる $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉が、このような hydrogen shift を伴う oxygen shift を示すほか、日本各地 (たとえば MATSUBAYA *et al.*, 1973) でも同様の現象が認められており、このような考え方を支持している。

一方、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉には、1‰以下の oxygen shift しか認められない。また、小安・大湯地域の地熱調査井から重量比1:5で噴出する蒸気と熱水の重量平均流体、すなわち貯留層内の仮想的な熱水およびT-1井の孔内試料は、同様に最大1‰程度の oxygen shift しか示さない。これらの試料は、第9図に示したように、温泉湧出地点および地熱調査井の孔口の標高との関係では、むしろ負の oxygen shift を示すように見える。このことは、これらの温泉水、地熱調査井から噴出する蒸気

および熱水は、より高所 (例えば200-300m高い所) で涵養されている地下水を起源としているとして説明される。このような小安・大湯地域の $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型の温泉水、地熱調査井から噴出する熱水は、大岳 (MIZUTANI, 1972)、鬼首 (安藤ほか, 1977)、滝の上 (池田ほか, 1977)、大沼 (SAKAI, 1977) などすでに地熱開発がおこなわれている $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型熱水卓越系の例と比較して、oxygen shift が小さい。

湯の又温泉と須川温泉とは、第8図に示すように、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Cl}^-$ 中性型と同様に最大1‰程度の oxygen shift しか認められない。しかし、須川温泉は標高1,100mの位置に湧出しているので、第9図によって高度補正をおこなえば、2-3‰程度の oxygen shift が存在することになる。

小安・大湯地域の地熱調査井から噴出する蒸気と熱水については、両者の同位体平衡状態が存在したと仮定して、同位体交換平衡温度を計算することができる。

FRIEDMAN and ONEIL (1977) の図によれば、水素およ

び酸素の同位体平衡温度は、すべて93-103°Cの範囲内にある。これらの温度は、筆者らが小型セパレーターによって蒸気と熱水とを分離した温度と、ほぼ同じ値を示しているようである。同様に、大湯および泥湯の噴気凝縮水についても、おのおのの温泉水との同位体交換平衡を仮定すれば、水素および酸素について23-53°Cの同位体交換平衡温度が得られる。しかし、この温度は、沸点に近い噴気の実測温度とは明らかに異なっており、これらの噴気が、地表付近での蒸発-凝縮の繰り返しといった2次的な過程によって生成しているという考え方(中村ほか, 1955)を支持する。

### 5.5 トリチウム濃度の特徴

この地域の温泉水は、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成と同様に、分析試料数は少ないが、トリチウム濃度の傾向によって区別することが可能である。第3表に示したように、Cl<sup>-</sup>酸性型の泥湯およびSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の荒湯の温泉水は、トリチウム濃度が20-40 T.U.の範囲にあり、浅く若い地下水を起源とすると推定される桁倉沼の湧水の111 T.U.と比較して明らかなように、1952年の水爆実験以降の降水のかなりの量の混入が認められる(古賀・吉川, 1970)。これに対して、滝向大噴湯、大湯の温泉水およびT-1井の熱水は、20 T.U.以下を示す。このうち滝向大噴湯は、現地の状況から地表水あるいはごく浅い地下水の混入が認められるので、これを除外すれば、小安・大湯地域のNa<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の温泉水および熱水は、1 T.U.以下のトリチウム濃度である。このことは、水の水素・酸素同位体組成も考慮に入れると、小安・大湯地域のNa<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の熱水が、本質的に30年前程度より以前の降水を起源としていることを示している。

### 5.6 小安・泥湯・秋の宮地域の温泉の溶存化学組成による分帯とその起源

小安・泥湯・秋の宮地域の温泉・噴気には、須川温泉を除いて、すでに中村ほか(1955)、中村(1962)が述べているように、全体的には北東-南西方向、各地域では北西-南東方向の配列が認められる。これらの方向は、生出・大沼(1960)、北村(1963)などが指摘したこの地域を含む北西-南東の隆起構造(例えば、生出・大沼(1960)の松島一本圧帯)の長軸方向およびこれに直交する北東-南西方向に一致している。これと同時にこの地域の温泉・噴気は、須川温泉を除いて、高松火山岩および兜山サイト分布地域を取り囲むように分布している。このような分布に加えて、この地域の温泉は、泥湯・川原毛温泉のCl<sup>-</sup>酸性型を中心として、外側の北東、南西両方向にSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型、さらに外側にNa<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型が配

列しており、溶存化学組成による温泉の分帯が明らかに可能である。しかもこれらの温泉の湧出地点は、第9図に示したように、Cl<sup>-</sup>酸性型、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の温泉および湯の又温泉ではすべて標高500mより高い所にあり、噴気を伴うことが非常に多いのに対して、Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の温泉では、標高400mより低い河川沿いに存在する。

これらの温泉の主要・微量溶存化学組成、地球化学的地下温度推定値、水の水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度の特徴とその分帯を説明するには、次の考え方が最も妥当であろう。

この地域には、すでに新第三紀の終りには北西-南東に主方向、北東-南西に副方向を持つ構造が発達し、これらの方向の断裂系が集積して、貯留層構造を形成していた。この場合、主構造軸に平行な北西-南東方向には貯留層構造の連続が良好であるのに対して、主構造軸に垂直な北東-南西方向には部分的な繋がりしか存在しない傾向が強いと想像される。更新世になって兜山サイト、その後高松火山の活動があり、これらの活動の後火山作用として川原毛付近を中心に、地下深部からH<sub>2</sub>O、HCl、SO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S、CO<sub>2</sub>などを主成分とする高温の火山性噴気が上昇して来ている。このような火山性噴気は、地下水に出会うと溶解し易いものから溶解し、しだいに温度も低下していく。一方、噴気が地下水に溶解して生成した酸性の熱水は、しだいに岩石と反応して中性に近づいていく(White, 1957)。

Cl<sup>-</sup>酸性型温泉は、あまり深くない地下で、HCl(SO<sub>2</sub>)ガスに富んだ高温の噴気が地下水に溶解することによって生成し、ある程度岩石との反応が進んでいる。これに対してSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型温泉は、温度もかなり低下し、比較的溶解しにくいH<sub>2</sub>S(CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>)ガスを含んだ噴気が地表付近まで上昇し、酸表を含んだ地表水ないし浅い地下水と混合して生成しており、岩石との反応はあまり進んでいない。同様に湯の又温泉は、特にCO<sub>2</sub>ガスを濃集した低温の噴気が関係して生成している。一方、N<sub>2</sub><sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型温泉については、前述のCl<sup>-</sup>酸性型熱水が岩石との反応を進めながら、また地下水によって希釈されながら、重力により低地の地下深部に流入していることにより生成している可能性と、ELLIS and MAHON(1964)などが述べているように、単に地下深部での高い熱伝導により温度が上昇した地下水と、貯留岩との反応によって生成している可能性とが指摘されるが、この問題については今後の検討が必要である。

以上述べた考え方は、中村ほか(1955)および中村(1962)が述べたこの地域の温泉の溶存化学組成による分帯に対する考え方を、その後の資料と著者らの新しい

分析結果によって部分的に修正し, やや詳しく述べたもので, 基本的には中村ほか (1955) および中村 (1962) の考え方と一致している。

小安・泥湯・秋の宮地熱地域における, 温泉の溶存化学組成による明瞭な分帯と同じような現象は, この地域の南方, 鬼首地熱地域の片山・宮沢においても観察されている (小沢・永嶋, 1975)。さらに広範囲についていえば, 栗駒山周辺から鳴子, 最上地域を含めて, 北西-南東方向に平行に, 溶存化学組成によって温泉の分帯が可能であり, 重力異常, 地質構造, 地形などと密接に関係している (茂野ほか, 1978)。

## 6. ま と め

秋田県南部, 小安・泥湯・秋の宮地域は, 兜山ダイサイトおよび高松火山岩分布地域を取り囲む新第三系から, 70°C以上の温泉・噴気が多数湧出・噴出する有力な地熱地域で, 地質構造と密接に関係して全体的には北東-南西方向, 各地熱地域では北西-南東方向の温泉・噴気の配列が顕著である。これらの温泉および最近小安地域で掘さくされた地熱調査井からの試料などについて, 主要・微量溶存化学組成, 水の水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度を分析した結果, 次の結論を得た。

(1) この地域の温泉は, 中村ほか (1955) によって指摘されたように, 地形的高所に位置する Cl<sup>-</sup>酸性高塩濃度の泥湯, 川原毛温泉を中心に, 北東および南西両方向に, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性低塩濃度噴気型の棚湯, 荒湯温泉, さらに外側の地形的低所に Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性高塩濃度熱水型の小安・大湯, 鷹の湯・湯の岱温泉が配列しており, 溶存化学組成による温泉の分帯が可能である。

(2) この地域の温泉の主要溶存化学組成には, 中村ほか (1955) の報告以後, 本質的な変化は認められない。微量溶存化学組成の特徴として, Cl<sup>-</sup>酸性型の川原毛温泉では Pb<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup> がかなりの程度存在しており, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の温泉では Cl<sup>-</sup>に比較して揮発性の NH<sub>4</sub><sup>+</sup> が濃集していることが明らかにされた。

(3) 小安・大湯地域の深度 1,000m程度の地熱調査井から噴出する蒸気凝縮水と熱水とにより計算した貯留層内の仮想的な熱水は, 小安・大湯温泉とほとんど変わらない溶存化学組成を示す。同和鉱業(株)の地熱調査井 T-1 から孔井内サンプラーにより深度別に採取した試料は, 地熱調査井の中で蒸気が分離する以前の, 熱水の溶存化学組成の微小な変化を示している。

(4) シリカ濃度とアルカリ比とを用いた地球化学的地下温度推定法を比較すれば, 両者は Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の小安・大湯温泉および地熱調査井から噴出する熱水では

よく一致し, 最高 200°C程度を示して, 地熱調査井の孔底温度とほぼ等しい。しかし, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の温泉では両者は一致せず, 後者は泉温より低い温度しか示さない。これに対し, Cl<sup>-</sup>酸性型の川原毛温泉では両者は一致しないが, 後者は270°C程度の高い温度を示す。これらの地球化学的地下温度推定値の差異は, 熱水と岩石との化学平衡の程度および地表水ないし浅い地下水の混入で説明される。

(5) 河川水, 湧水と比較した水の水素・酸素同位体組成については, Cl<sup>-</sup>酸性型および SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の温泉では, 明瞭な oxygen shift および hydrogen shift が認められ, 両者の比はおおよそ 1:3 である。これに対し, Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の温泉および地熱調査井から噴出する熱水は, oxygen shift および hydrogen shift をほとんど示さない。大湯および泥湯の噴気は, 水素・酸素同位体組成から, 地下浅部での 2 次的な過程によって生成していると考えられる。

(6) トリチウム濃度は, Cl<sup>-</sup>酸性型の泥湯および SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>酸性型の荒湯では 20 T. U. 以上を示し, 水爆実験開始以降の降水の寄与がかなりの程度存在することが明らかである。これに対し, Na<sup>+</sup>・Cl<sup>-</sup>中性型の大湯および T-1 井の熱水は 1 T. U. 以下を示し, 水爆実験開始よりかなり以前の降水を起源としていることが明らかである。

(7) 以上のようなこの地域の温泉の地球化学的特徴とその帯状分布は, 川原毛付近を中心に地下深部より上昇して来る高温の酸性火山噴気が, 降水起源地下水および岩石と種々の温度・深度条件下で, 様々な程度に反応することによるものとして説明される。

## 文 献

- 阿部喜久男・茂野 博・池田喜代治・安藤直行・後藤隼次 (1977) 秋田県小安・泥湯・秋の宮地域の熱水の化学組成と同位体組成。日本地球化学会年會講演要旨集 1977, p. 141.
- 安藤直行・池田喜代治・後藤隼次・阿部喜久男・茂野 博 (1977) 宮城県鬼首地域の熱水の化学組成と同位体組成。日本地球化学会年會講演要旨集 1977, p. 143.
- 地質調査所 (1974) 全国地熱基礎調査報告書, no. 2, 栗駒北部, 104 p.
- CRAIG, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. Proc. Conf. on Nuclear Geology of Geothermal Areas, Spoleto Pisa, p. 17-53.
- ELLIS, A. J. and MAHON, W. A. J. (1964) Natural

- hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1323-1357.
- FOURNIER, R. O. and ROWE, J. J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Ame. Jour. Sci.*, vol. 264, p. 685-697.
- and TRUESDELL, A. H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 1255-1275.
- FRIEDMAN, I. and O'NEIL, J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. in Fleisher, M., ed., *Data of Geochemistry* 6th ed., chapt. KK, *Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 440-KK, fig. 49.
- 平沢 清(1977) 地熱開発調査の地域レポート(2), 栗駒北部地域. 地熱エネルギー, vol. 2, no. 2, p. 20-37.
- 池田喜代治・後藤隼次・安藤直行・阿部喜久男・茂野 博(1977) 岩手県滝の上地域の熱水の化学組成と同位体組成. 日本地球化学会年会講演要旨集1977, p. 144.
- 北村 信(1963) グリーンタフ地域における第三紀造構運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 古賀昭人・吉川恭三(1970) 別府温泉水中のトリチウム. 大分県温泉調査研究会報告, no. 21, p. 1-4.
- 日下部 実・蔦木泰宏・吉田 稔(1977) 本邦火山ガス凝縮水の酸素および酸素同位体比. 地球化学, vol. 11, p. 14-23.
- 松葉谷 治・酒井 均(1976) 地表水の水素および酸素同位体の挙動. 日本地球化学会年会講演要旨集1976, p. 121-122.
- MATSUBAYA, O., SAKAI, H., KUSACHI, I. and SATAKE, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. Jour.*, vol. 7, p. 123-151.
- 松尾禎士・日下部 実・庭野満里子・平野富雄・大木靖衛(1976) 同位体比からみた箱根火山の表面水および熱水の挙動, そのI表面水, そのII熱水. 日本地球化学会年会講演要旨集1976, p. 136-137.
- MIZUTANI, Y. (1972) Isotopic composition and underground temperature of the Otake geothermal water, Kyushu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 6, p. 67-73.
- 中村久由(1962) 本邦諸温泉の地質学的研究. 地調報告, no. 192, p. 1-128.
- ・鈴木 孝・前田憲二郎(1955) 秋田県秋の宮・皆瀬温泉調査報告. 地調月報, vol. 6, p. 627-638.
- 日本地熱調査会(1975) 地熱開発精密調査報告書, no. 1, 栗駒北部. 122 p.
- 西村 進・谷口政碩・角 清愛(1976) 秋田県南部小安温泉付近の火山岩類のフィッシュン・トラック年代—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュン・トラック年代(1)—. 地調月報, vol. 27, p. 713-717.
- 生田慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 小沢竹二郎・永嶋 茂(1975) 鬼首地熱地域の地球化学的特徴. 地熱, vol. 12, p. 35-38.
- PANICHI, C., CERATI, R., NOTO, P., SQUARCI, P., TAFFI, L. and TONGIORGI, E. (1974) Oxygen and hydrogen isotope studies of the Larderello (Italy) geothermal system. Isotope techniques in groundwater hydrology 1974, vol. II, I.A.E.P., p. 3-28.
- SAKAI, H. (1977) Sulfate-water isotope thermometry applied to geothermal systems. *Geothermic*, vol. 5, p. 67-74.
- 茂野 博・阿部喜久男・安藤直行・池田喜代治・後藤隼次(1978) 栗駒地域熱水系の化学, 同位体化学. 地調月報, vol. 29, p. 375-376.
- 高木慎一郎・馬場健三・西沢 修(1978) 地熱孔井内流の測定. 地熱, vol. 15, p. 42.
- 谷口政碩・岡田 博・角 清愛(1978) 秋田県湯沢市・雄勝郡川原毛地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 311-340.
- TRUESDELL, A. H. (1977) Geochemical techniques in exploration, Summary of section III. Proceedings of Second U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, p. Iiii-Ixxix.
- 通商産業省工業技術院サンシャイン計画推進本部・

秋田県小安・泥湯・秋の宮の熱水の溶存化学組成, 水素・酸素同位体組成 (阿部・茂野・池田・安藤・後藤)

地質調査所(1977) 全国地熱基礎調査報告書 (昭和48-50年度). 209 p.

WHITE, D. E. (1957) Thermal waters of volcanic origin. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, vol.68, p. 1637-1657.

———— (1970) Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. *Geothermics*, vol. 1, p. 58-80.

————, MUFFLER, L. J. P. and TRUESDELL, A. H. (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 75-97.

米田和夫・木越邦彦(1967) 気体計数法によるトリチウムの測定. *分析化学*, vol. 16, p. 561-565.

(受付: 1978年8月30日; 受理: 1978年9月11日)