



原 著

足尾山地，赤城火山，利根川中流低地帯における温泉の 水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈

村松容一^{1)*}，大平 孟²⁾，片山秀雄²⁾，千葉 仁³⁾，早稲田 周⁴⁾

(平成 25 年 4 月 15 日受付，平成 25 年 7 月 5 日受理)

Geochemistry of Hot Springs, Their Geological and Mineralogical Interpretations in the Ashio Mountains, Akagi Volcano, and Lowland of the Middle Part of the Tone River, Central Japan

Yoichi MURAMATSU^{1)*}, Takeshi OHIRA²⁾, Hideo KATAYAMA²⁾
Hitoshi CHIBA³⁾ and Amane WASEDA⁴⁾

Abstract

Chemical and stable isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$) compositions of the twenty three hot spring waters in the Ashio mountains, Akagi volcano, and lowland of the middle part of the Tone river, Central Japan, as well as mineral constituents of rock samples from two wells, were analyzed to constrain the fluid-mineral interactions and flow systems of the fluids.

The Na—Cl, Na·Ca—Cl, Na—SO₄, Na—HCO₃ and Ca—HCO₃ waters were produced in the field, and the chloride waters originate through mixing of fossil sea water with local meteoric water. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the sulfate-rich waters range separately from +17.6 to +23.8 ‰ and from +36.4 to +47.7 ‰, interpreting that sulfur is originated by gypsum or anhydrite dissolutions, and sulphate reduction process. The major chemical compositions of all of the waters are controlled by calcite, gypsum or anhydrite dissolutions, reaction of volcanic material to form smectite, ion exchange of smectite, and also by sulphate reduction process. The fluid formation mechanisms are concordant with the mineral assemblage of

¹⁾ 東京理科大学理工学部教養科 〒278-8510 千葉県野田市山崎 2641. ¹⁾ Department of Liberal Arts, Faculty of Science and Technology, Tokyo University of Science, 2641 Yamazaki, Noda, Chiba 278-8510, Japan. *Corresponding author: E-mail muramatu@rs.noda.tus.ac.jp, TEL & FAX: 047-347-0621.

²⁾ 東京理科大学大学院科学教育研究科科学教育専攻 〒162-8601 東京都新宿区神楽坂 1-3. ²⁾ Graduate School of Educational Science, Tokyo University of Science, 1-3 Kagurazaka, Shinjuku-ku, Tokyo 162-8601, Japan.

³⁾ 岡山大学理学部地球科学科 〒700-8530 岡山県岡山市津島中 3-1-1. ³⁾ Department of Earth Science, Faculty of Science, Okayama University, 3-1-1 Tsushima, Okayama, Okayama 700-8530, Japan.

⁴⁾ 石油資源開発(株)技術研究所 〒261-0025 千葉県千葉市美浜区浜田 1-2-1. ⁴⁾ Research Center, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., 1-2-1 Hamada, Mihama-ku, Chiba, Chiba 261-0025, Japan.

the reservoir rocks, fluid-mineral interaction and stable isotopic inference.

There are two kinds of fossil sea waters with different $\delta^{18}\text{O}$ value. The oxygen isotope negative shift (-3.95%) of a fossil sea water reserved in fracture zones along the Tonegawa Tectonic Line (TTL) of the Yabuzuka Formation at the northern area of the TTL reflects pervasive reaction of volcanic material to form Mg-smectite. Meanwhile, the oxygen isotope has positive shift ($+6.92\%$) of other fossil sea water reserved in faults of the Annaka and Tomioka Groups at the southern area of the TTL and the Tomioka area, resulting mainly from smectite-illite transformation.

Key words : Ashio mountains, Akagi volcano, Lowland of the middle part of the Tone river, Hot spring waters, Fluid formation mechanism, Geological and mineralogical interpretations

要 旨

群馬県東部の足尾山地, 赤城火山および利根川中流低地帯に分布する温泉水・湧水を対象に, 主成分および酸素 ($\delta^{18}\text{O}$)・水素 (δD)・硫黄 ($\delta^{34}\text{S}$) 安定同位体分析を実施し, 温泉井の掘削時に採取した岩石片の構成鉱物を粉末 X 線回折法で同定した. 得られた結果をもとに, 地質鉱物学的視点に立って深部流体の起源と水質形成機構を検討し, 水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した.

温泉水・湧水は $\text{Na}-\text{Cl}$, $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$, $\text{Na}-\text{SO}_4$, $\text{Na}-\text{HCO}_3$, $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型に属する. 海水混合比は 0.11 以下を示すものが殆どであり, 降水に卓越する. 前期中新世末期の日本海拡大時における東北日本弧の南限断層として伏在する利根川構造線は前橋 3 号井 (No. 15), 前橋 4 号井 (No. 16), 尾島温泉井 (No. 20) 付近を通過しており, 高い海水混合比をもった深部流体が本構造線およびその周辺に発達する断層破砕帯に貯留されている. 塩化物泉の水質は貯留母岩に支配されているため, 利根川構造線の北と南で大きく異なり, 同以北地域 (同断層を含む) の足尾層群, 藪塚層では $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉, 以南地域の安中層群では $\text{Na}-\text{Cl}$ 泉がそれぞれ分布する.

$\text{Na}-\text{Cl}$ 泉の水質は火山性物質のス멕タイト化, $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉は火山性物質のス멕タイト化と陽イオン交換反応, $\text{Na}-\text{SO}_4$ 泉は石膏・硬石膏の溶解作用と陽イオン交換反応, $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉は斜長石のス멕タイト化と硫酸還元反応, $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 泉は方解石の溶解作用にそれぞれ規制される. これらの水質形成機構は地下構成鉱物, 水-鉱物相互作用に関する化学平衡計算結果, および $\delta^{18}\text{O}$ と δD 値より導かれた推論と整合する.

本地域には 2 種類の化石海水が賦存する. 藪塚層中の利根川構造線とその周辺の断層破砕帯には, 火山性物質の変質に伴うス멕タイトの形成によってもたらされた $\delta^{18}\text{O}$ 値 (-3.95%) が海水より低い化石海水が賦存する. 一方, 富岡・利根川構造線以南地域の富岡層群・安中層群の断層には, 主にス멕タイトのイライト化によってもたらされた $\delta^{18}\text{O}$ 値 ($+6.92\%$) が海水より高い化石海水が賦存する.

キーワード: 足尾山地, 赤城火山, 利根川中流低地帯, 温泉水, 水質形成機構, 地質鉱物学的解釈

1. はじめに

関東地方で温泉資源に恵まれる群馬県内には, 温泉の標本県といわれるほど多種多様な泉質の火山性および非火山性温泉が存在する. その大半はほぼ県央を東西に走る赤城山, 榛名山, 浅間山と, その北側を走る日光白根山, 武尊山, 草津白根山などの第四紀火山の周辺地域に分布している. 近年の温泉ブームにより, 群馬県でも他の地方自治体と同様に, 地域活性化を図る目的で温泉開発が促進されており, 特に人口が密集している都市部や交通に便利な国道沿い, 平野部にその傾向が顕著である. このような温泉事業に必要な温泉水の確保には, その起源や水質形成機構の解明が不可

欠である。群馬県中・北部の第四紀火山地域に分布する草津, 万座, 伊香保などの火山性温泉を対象にした地球化学的研究はこれまで多数報告されているが(例えば, 松葉谷, 1981; 松葉谷ら, 1985; 酒井, 1989; 山本ら, 1997), 非火山性温泉の地球化学的研究は少なく(例えば, 松葉谷ら, 1985; 村松ら, 2010), さらに地質鉱物学的視点から温泉の水質や安定同位体比を考察した研究は格段に少ないのが現状である。

近年, 新第三系と第四系で覆い隠された関東平野の先第三系基盤岩類の構造解析を目的とした地震観測井や深部温泉井の掘削が多数実施されるとともに, 反射法地震探査等の地球物理データが蓄積された結果, 関東平野の地下深部における地質および地質構造の詳細が明らかになってきた。群馬県東部に注目すると, ジュラ紀付加体とされる足尾山地と赤城火山が聳え立ち, 足尾山地の東縁から南縁には前期~中期中新世のグリーンタフが分布する一方, 足尾山地, 赤城山地, 関東山地に囲まれた関東平野の北端部にあたる利根川中流低地帯には第四系(下総層群・上総層群)が厚く堆積する。この利根川中流低地帯においても基盤構造解析が実施され, 利根川構造線が関東地方における前期中新世末期の日本海拡大時における東北日本弧の南限断層として伏在すると想定されている(高橋ら, 2006)。

本研究では, 足尾山地, 赤城火山および利根川中流低地帯に分布する温泉水・湧水を対象に, 主成分および酸素・水素・硫黄安定同位体分析を実施した。さらに, 近年明らかとなった地下深部の地質および地質構造解析結果を踏まえた地質鉱物学的視点に立ち, 特に利根川構造線に注目して, 温泉水・湧水の起源と水質形成機構を検討するとともに, 水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した。なお, 本論では地表で採取された温泉水を温泉水・湧水(Spring water), 地下に賦存する本源的な温泉水・湧水を深部流体(Deep fluid)とそれぞれ呼称し, また各温泉の名称は所在地で表す。

2. 地質概要

足尾山地, 赤城火山, 利根川中流低地帯の地質および地質構造は林(1986), 林・長谷川(1981), 高橋・柳沢(2003), 群馬県地質図作成委員会(1999), 高橋(2006), 高橋ら(2006)などによって報告されている。林・長谷川(1981)および高橋ら(2006)をもとに作成した本地域の地質図をFig. 1に示す。本地域には温泉水の流動を規制すると予想される利根川構造線が伏在することが高橋(2006)によって提案されていることから, 利根川構造線以北地域と同以南地域に分けて地表および地下地質を概観する。なお, Fig. 1に示した利根川構造線の位置の決定方法については4.1節で述べる。

1) 利根川構造線以北地域

利根川構造線以北地域には足尾山地, 利根川構造線を含む北側の利根川中流低地帯と大間々扇状地, および赤城火山が分布する。足尾山地(最高峰2,144 m)は群馬県東部から栃木県西部にかけて広がる標高約1,000~1,500 mの山地であり, 群馬県太田地域には渡良瀬川によって足尾山地から分断された八王子丘陵と金山丘陵が分布する。

足尾山地とその周縁の地表地質は中・古生代の足尾層群, 白亜紀~古第三紀の花崗岩類・酸性火山岩類, 新第三系, 第四紀火山岩類からなり, 足尾山地より南側と東側(思川)の低地には第四系が分布する。足尾層群は主に火山岩類(緑色岩類), 石灰岩, チャート, 砂岩, 頁岩, 粘土岩で構成され(鎌田, 2008), 火山岩類はおもに玄武岩質溶岩および火砕岩からなり, 群馬県大間々町付近から桐生市桐生川に分布する。足尾山地の東縁から南縁を取り巻く鹿沼市, 太田市, 笠懸町, 八王子丘陵などには, 前期~中期中新世の弱変質火山岩類(藪塚層, 日向層, 深岩層)が点在する。

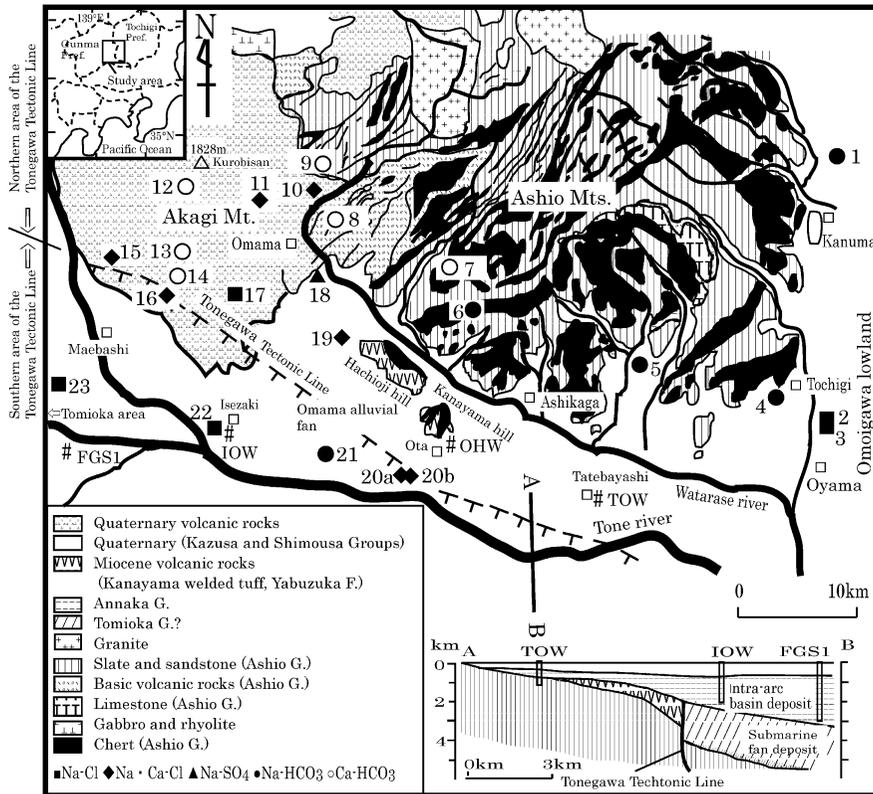


Fig. 1 Geological map and sample locations of spring waters in the Ashio mountains, Akagi volcano, and lowland of the middle part of the Tone river, central Japan (after Hayashi and Hasegawa, 1981; Takahashi *et al.*, 2006). FGS1, Fujioka GS-1 survey well; IOW, Isezaki observation well; OHW, Ota thermal well; TOW, Tatebayashi observation well.

このグリーンタフは東北日本の脊梁地域の強変質火山岩類に比べて変質の程度は軽微であり (高橋, 2006), その典型は藪塚層凝灰岩に見られる。足尾山地東縁の鹿沼市から栃木市にかけて断続的に分布する新第三紀の鹿沼層群は下位からグリーンタフの日向層 (安山岩・玄武岩・火山角礫岩), 海成堆積物の縦山層 (砂岩・礫岩・シルト岩), および庭谷不整合の上位の深岩層 (流紋岩質凝灰岩) からなる (栃木の自然編集委員会編, 1997; 高橋, 2006)。利根川構造線より北側の利根川中流低地帯, および大間々扇状地には第四系が広く分布するなか, 中・古生代の足尾層群, 古第三系, 新第三系が群馬県太田地域に分布している。八王子丘陵と金山丘陵は足尾層群と古第三紀金山溶結凝灰岩を基盤とし, 前期中新世の藪塚層と緑町層, 後期中新世の馬見岡層, 鮮新世の強戸礫層が分布する。藪塚層は弱変質火山岩類 (陸成安山岩~流紋岩質火砕岩類) を主とする地層で八王子丘陵南西側に分布し, 塊状軽石凝灰岩や安山岩 (貫入岩?) の巨角礫が取り込まれており, 当時の安山岩質火山活動が示唆される。緑町層 (海成砂質シルト岩) は金山丘陵北西端に僅かに分布し, 庭谷不整合の下位にある藪塚層の火砕岩類が陸域に堆積したのち, 引き続き海進に伴って堆積したと考えられている (高橋・柳沢, 2003; 高橋, 2008a)。

本地域の地下地質を孔井地質層序より概観する。館林観測井 (TOW) では地表から深度 409 m まで第四系 (下総層群, 上総層群), 深度 596 m まで安中層群 (原市層相当層), 深度 1,080 m まで足尾

層群(砂岩, 頁岩, チャート)が分布し, さらに下位には足尾層群に貫入する花崗岩(K-Ar年代: 644 ± 1.4 Ma)が孔底深度1,215 mまで続く(林ら, 2006; 武井・野村, 2006). 太田温泉井(OHW)では地表から緑町層, 藪塚層, 金山溶結凝灰岩と重なり, 足尾層群(チャート/粘板岩互層)が深度640~800 m(孔底)に分布する. 大間々温泉井(No. 19)では地表から深度50 mまで大間々扇状地堆積物(砂・礫), 深度70 mまで馬見岡凝灰岩層, 深度220 mまで強戸礫岩層(凝灰岩・砂岩・礫岩), 深度410 mまで藪塚層が堆積し, さらに下位には足尾層群(頁岩・チャート)が孔底深度1,600 mまで分布する. これらの孔井地質調査結果によれば, 利根川中流低地帯の足尾層群上面および庭谷不整合面は北へ向けて急激に浅くなる(高橋ら, 2006). 赤城火山(最高峰1,828 m)では約50~30万年前に古期成層火山が形成された後, 新期成層火山の成長が断続的に繰り返され, 10万年前以降に火砕流などの流下活動や中央火口丘期の活動が起きている. 赤城火山は秩父中・古生層, 岩室中生層, および新第三紀層等を基盤にしており(飯島・吉川, 1989), 本研究で対象とした南部では, 赤城火山噴出物(古期火砕岩類, 湯ノ沢溶岩, 荒山溶岩, 新期火砕流堆積物等)の下位に, 群馬県企業局の構造試錐(標高1,320 m)によって, 足尾層群(チャート)が深度690 m(標高約630 m)で確認されている.

2) 利根川構造線以南地域

利根川構造線以南地域は利根川構造線より南側の利根川中流低地帯および赤城火山南西山麓からなる. 本地域の地表には下総層群相当層と上総層群相当層(後期鮮新世~更新世)が分布し, これらの下位には関東山地の北側に位置する群馬県安中市から富岡市, 藤岡市にかけての丘陵(富岡地域と呼称)に広く分布する海成の富岡および安中層群相当層が伏在していると推定されている(高橋ら, 2006). 富岡地域では, 前期~中期中新世の富岡層群(牛伏層, 小幡層, 原田篠層)の上位に, 中期中新世の安中層群(庭谷層, 原市層, 板鼻層)が庭谷不整合面で接する. このうち, 富岡層群は厚い海底扇状地堆積物とそれを覆うハーフグラーベン埋積堆積物からなる. 安中層群の庭谷層(層厚40~400 m)は砂質シルト岩ないし凝灰質細粒砂岩, これを整合に覆う原市層(層厚約550 m)は塊状シルト岩よりなり珪長質凝灰岩を多数挟在し, 同層上部のシルト岩には珪藻化石が産出する. その上位の板鼻層(層厚1,200 m)は下部の含礫砂岩・シルト岩互層(層厚約400 m)と上部の礫岩(層厚約800 m)からなる. 安中層群は断層が少なく褶曲もほとんど発達せず, 利根川構造線以南地域では北北東にほぼ一様に傾斜している. 利根川中流低地帯を地史的にみると, 中期中新世に安中層群原市層相当層のシルト岩が広い堆積盆に埋積した後に海退期を迎え, 後期中新世初期には板鼻層の粗粒碎屑物が浅海域を埋積した(高橋, 2008b).

本地域の地下地質を孔井地質層序より概観する. 藤岡GS-1井では, 下総層群相当層が深度280 m以浅, 上総層群相当層がその下位に分布し, 両層は青灰色シルト層を挟む砂礫層からなる. 深度595~1,742 m間に安中層群板鼻層(凝灰質泥岩, 砂質シルト岩からなり, 凝灰岩を多数挟在), その下位に同原市層, 深度2,763~3,004 m(孔底)間に同庭谷層がそれぞれ分布し, 原市層以深には灰白色のベントナイト質凝灰岩がしばしば挟在する(福田, 1964; 高橋, 2006). 伊勢崎観測井(IOW; 掘削深度2,040 m)の地下には, 地表から深度524 mまで下総層群と上総層群, 約1,700 mまで安中層群板鼻層相当層(礫岩・砂岩互層), その下位に同原市層相当層(シルト岩)が堆積し, 富岡層群には到達していない. このように, 藤岡GS-1井や伊勢崎観測井では厚い非火山性海成層が発達し, 太田温泉井の基盤を覆う陸成の前期中新世火山岩類とは岩相が全く異なり, 館林観測井・太田温泉井と伊勢崎観測井の間で先新第三系基盤岩深度が急変することから, この間に前期中新世末期の日本海拡大時における東北日本弧の南限断層にあたる利根川構造線の伏在が想定されている(高橋, 2006, 2008c). さらに, 赤城火山南西山麓の前橋4号井(No. 16, 掘削深度1,202 m)の地下には, 足尾山地を構成する基盤岩類ではなく泥質堆積物(シルト岩片等)が地下深部まで混入

することから, 富岡地域の中新統に続く海成層が伏在し, 利根川構造線の北方延長は本温泉の東側を通過すると推定されている(高橋ら, 2006). 利根川構造線は南落ち(落差 2,000 m 以上)の右横ずれ伏在断層で, 弱変質火山岩類と関東山地周辺に露出する非火山性碎屑岩(富岡層群?)が接しており, これらの上面である庭谷不整合面の上位に安中層群が堆積する(Fig. 1 の地質断面図).

3. 試料採取および分析方法

利根川構造線以北地域の 20 地点(Nos. 1~20)で温泉水・湧水, 同以南地域の 3 地点(Nos. 21~23)で温泉水を 2008~2012 年に採取した(Fig. 1). 現地で水温, pH, 電気伝導度を測定した後, 500 mL のポリエチレン瓶 3 本に採水するとともに, Fe, Al 分析用として 50 mL ポリエチレン瓶 2 本に採水して時間経過により沈殿物が生じないように, 速やかに濃硝酸 1 mL を加えて pH を 1 程度に調整した. これらの水試料を実験室に持ち帰り, 各種溶存化学成分を分析した. 温泉は自然湧出泉ないし掘削泉(すべて動力揚湯)であり, ほとんどの源泉は温泉貯湯槽や入浴施設の近くにあるが, 桐生 1 号泉(No. 10)の源泉は入浴施設から直線距離にして約 7 km 離れた山林にあり, 地上配管で入浴施設へ送水していた. 温泉水の採取場所は源泉 9 地点(Nos. 2, 3, 10, 14~16, 18, 20, 23), 温泉貯湯槽への吐出口 6 地点(Nos. 1, 5, 12, 17, 19, 21), 浴槽 2 地点(Nos. 4, 22)である. なお, 現地では温泉所有者より温泉貯留層の深度に関する聞き取り調査を実施した.

温泉水の分析項目と方法は次の通りである. 水温, pH, 電気伝導度はカスターニー ACT pH メータ(堀場製作所製 D-24)を用いた. HCO_3^- 容量法によって総アルカリ度として算出し, HCO_3^- 濃度に換算した. その際, アルカリ度は pH 4.8 酸消費量として, MR-BCG 混合指示薬で硫酸標準溶液による滴定法で実施した. Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- はイオンクロマトグラフ(島津製作所製 LC-VP)を用いた. Al, SiO_2 , Fe 分析用試料は 0.2 μm のフィルターで濾過した後, Al は簡易吸光光度計(エリオクロムシアン R (ECR) とアルミニウムイオンとの呈色反応を利用した比色法; HACH 製 DR-2800), SiO_2 は紫外可視分光光度計(モリブデンイエロー法; 島津製作所製 UV-1650PC), Fe は原子吸光光度計(島津製作所製 AA-6200)でそれぞれ分析した.

酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と水素安定同位体比 (δD) は水試料を 0.2 μm のフィルターで濾過した後, 元素分析計により酸素はガラス質炭素炉で一酸化炭素に, 水素はクロム炉で水素にそれぞれ変換した後, 質量分析計(GV Instruments 製 Iso Prime-EA)で測定した. また, 硫黄安定同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) は BaSO_4 として沈殿させた後に電気炉で二酸化硫黄に変換し, 質量分析計(GV Instruments 製 Iso Prime-EA)で測定した. 安定同位体比は(1)式により標準物質からの千分率偏差(‰)で表した.

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_x}{R_s} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

ここで, R_x および R_s は試料および標準物質の同位体比をそれぞれ表す. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比と D/H 比は Vienna 標準海水 (VSMOW), $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 比は Canyon Diablo Troilite (CDT) を標準物質に用い, $\delta^{18}\text{O}$ 値, δD 値, $\delta^{34}\text{S}$ 値の測定精度はそれぞれ $\pm 0.2\text{‰}$, $\pm 2.0\text{‰}$, $\pm 0.3\text{‰}$ 程度である.

さらに, 前橋 3 号井 (No. 15) と笠懸温泉井 (No. 18) の掘削時に採取された岩石片 (スポットコア), 前橋 3 号井 (No. 15) と高崎温泉井 (No. 23) の掘削時に採取された約 20 m 間隔の岩石片 (カッティングス) の構成鉱物を肉眼観察と粉末 X 線回折法 (リガク製 MiniFlex) で同定した. なお, 粉末 X 線回折法によるスメクタイトの同定はエチレングリコール処理を併用した.

4. 結果および考察

4.1 温泉井産岩石片の鉱物組成, および温泉水・湧水の化学組成

笠懸温泉井 (No. 18) で採取された3つの深度のスポットコアのうち, 深度500m コアは藪塚層凝灰岩で斜長石, 石英, 緑泥石, イライト, スメクタイトからなり, 石英, 方解石細脈が発達する. 深度1,000m コアは足尾層群粘板岩で石英, イライト, 方解石, スメクタイトからなり, 石英, 方解石細脈が発達する. 深度1,600m コアは足尾層群玄武岩で斜長石, 緑泥石, 角閃石からなり, 方解石細脈が発達する. 前橋3号井 (No. 15) の地質層序および地下構成鉱物を Fig. 2a に示す. 赤城火山の火山碎屑物・火砕岩類が地表から深度549.1mまで続き, それ以深は藪塚層の凝灰質泥岩, 凝灰岩からなり, 深度1,503~1,524m (孔底) には藪塚層安山岩が分布する. この安山岩はこの南東約5km に位置する前橋4号井 (No. 16) の地下には出現しないことから貫入岩と考えられる.

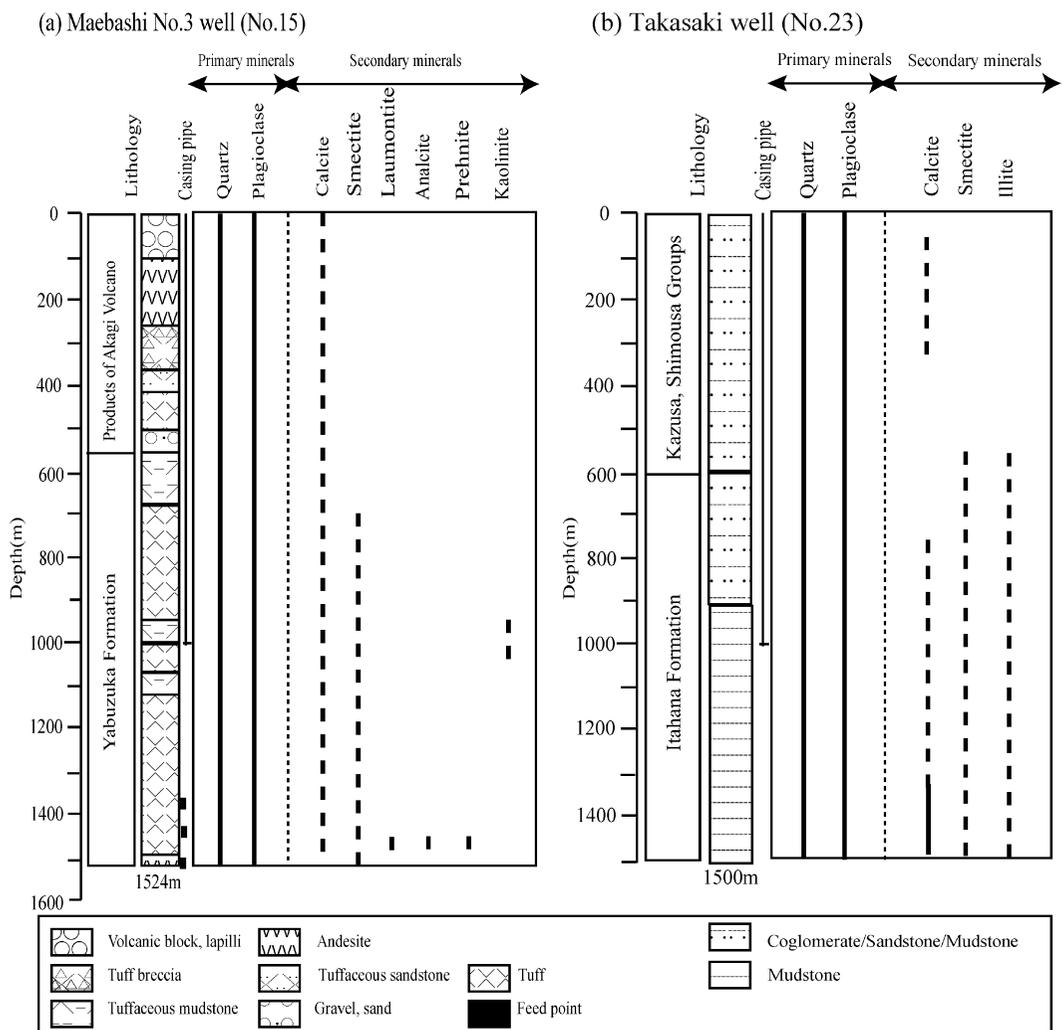


Fig. 2 Stratigraphy, reservoir and distribution of minerals in the Maebashi No.3 well (No. 15) and Takasaki well (No.23). Reservoirs below depth of casing pipe are shown in the figure.

前橋 3 号泉 (No. 15) では, 掘削時に深度 1,377 m で一時全量 (700 L/分) の逸泥が発生しているが, 掘削終了後の温度検層に温度異常は認められていない一方, 深度 1,450 m と 1,500 m 付近に逸泥は発生していないが温度の低下異常が認められており, この 2 箇所が主要流入点である可能性が高い。水止め深度 1,000 m 以深に分布する藪塚層には石英, 斜長石の初生鉱物が普遍的に存在するほか, 安山岩縁辺部の凝灰岩には方解石, 方沸石, 濁沸石, 葡萄石などの変質鉱物が分布する。深度 1,500 m 付近の主要流入点に近い深度 1,502.5~1,504.0 m の藪塚層コアは, 深度 1,503.0 m 以浅の変質凝灰岩とそれ以深の新鮮・緻密な安山岩で構成され, とくに深度 1,502.5 m 付近では白色の熱水変質が著しく, ネットワーク状に濁沸石と方解石の細脈が発達しており, 安山岩縁辺部の凝灰岩に形成された割れ目が深部流体の貯留 (流動) の場になっていると推察される。

高崎温泉井 (No. 23) の地下地質は, 深度 600 m まで第四系 (上総, 下総層群), それ以深~孔底 (深度 1,500 m) は安中層群板鼻層の海成堆積岩 (泥岩・砂岩等) からなる。貯留母岩となっている深度 1,000 m 以深では, 初生鉱物として石英と斜長石が普遍的に分布するほか, 方解石, スメクタイト, イライトの二次鉱物が少量ではあるがほぼ普遍的に存在する (Fig. 2b)。このように, 高崎温泉井 (No. 23) の地下地質は前橋 3 号井 (No. 15) と大きく異なる。前述したように, 前橋 3 号井 (No. 15) の南東約 5 km に位置する前橋 4 号井 (No. 16) の地下深部にも海成層が伏在しており, 利根川構造線は前橋 3 号泉 (No. 15) と前橋 4 号泉 (No. 16) の間を通過すると推定される。

温泉水と湧水の分析結果を Table 1, トリリニアダイアグラムを Fig. 3 に示す。図表には高い Cl^- 濃度を有した 2003 年の尾島温泉 (No. 20b; 温泉施設提供) のデータも示した。pH は 6.1~8.8, 水温は 11.1~56.8°C であり, 尾島, 新田温泉 (Nos. 20b, 21) は 50°C を超える。地表温度を 15°C として求めた地温勾配は, 桐生 1 号泉 (No. 10) と前橋 1 号泉 (No. 12) で 15.3~52.4°C/100 m とかなり高いのを除けば, 0.43~2.69°C/100 m の範囲にある。トリリニアダイアグラムに基づけば, 水質は Na—Cl 型, Na— HCO_3^- 型, Ca— HCO_3^- 型, Na— SO_4 型からなる。このうち, Na—Cl 型は Ca/Na 比により Na—Cl 型と Na·Ca—Cl 型に細別し, 前橋 2 号泉 (No. 14) は HCO_3^- よりやや Cl^- に富むが, 便宜上 Ca— HCO_3^- 型に含めた。

水質を地域別に眺めると, 利根川構造線以北地域の温泉と湧水は Na—Cl 型 (Nos. 2, 3, 17), Na·Ca—Cl 型 (Nos. 10, 11, 15, 16, 19, 20), Na— SO_4 型 (No. 18), Na— HCO_3^- 型 (Nos. 1, 4~6), Ca— HCO_3^- 型 (Nos. 7~9, 12~14), 利根川構造線以南地域の温泉は Na—Cl 型 (Nos. 22, 23) と Na— HCO_3^- 型 (No. 21) にそれぞれ属する。 Na^+ と Cl^- 濃度の関係を見ると, Na·Ca—Cl 泉は海水—天水混合線より Na^+ に欠損する一方, Na—Cl 泉 (Nos. 22, 23) は Na^+ に過剰である (Fig. 4)。

温泉水は海水と降水の混合によって形成されたと仮定して, 次式より海水混合比を算出した (Table 1)。

$$f_{\text{sea}} = \frac{\text{Cl}_{\text{sample}} - \text{Cl}_{\text{rain}}}{\text{Cl}_{\text{sea}} - \text{Cl}_{\text{rain}}} \quad (2)$$

ここで, f_{sea} は試料の海水混合比, $\text{Cl}_{\text{sample}}$, Cl_{rain} , Cl_{sea} はそれぞれ試料, 降水, 海水の Cl^- 濃度。Table 1 からわかるように, 海水混合比は 0.11 以下を示すものが殆どで降水が極めて卓越するなか, 利根川構造線周辺の Na·Ca—Cl 泉 (Nos. 15, 16) の海水混合比 (0.40~0.69) は大きい。これらの塩化物泉の Na/Cl 当量比 (0.508~0.565), Mg/Cl 当量比 (0.004 以下), SO_4/Cl 当量比 (0.018 以下) は現海水 (Na/Cl 当量比 0.859, Mg/Cl 当量比 0.205, SO_4/Cl 当量比 0.101) より低い一方, Ca/Cl 当量比 (0.421~0.493) は現海水 (同 0.037) より高く, 化石海水の関与を示唆する (酒井・大木, 1978; 柴崎・水取支研究グループ, 1976; 村松ら, 2010)。これらの塩化物泉の深部流体は利根川構造線とその周辺に発達する断層破碎帯に貯留されていると考えられる (Fig. 1)。尾島温泉 (No. 20b) は両温泉と同じ Na·Ca—Cl 泉に属し (Fig. 3), 海水混合比 (0.515) も大きいことから, 利根川中

Table 1 Chemical composition of the spring waters.

No.	Locality	Sampling date	Type	Depth (m)	WT* ¹ (°C)	TG* ² (°C/100 m)	pH	EC (mS/cm)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)
Northern area of the Tonegawa Tectonic Line											
No. 1	Kanuma	11/8/2009	Na-HCO ₃	1500	(38.6)	(1.57)	8.8	1.1	235	3.60	4.80
No. 2	Oyama-1	11/8/2009	Na-Cl	1500	21.5	0.43	8.1	1.9	406	21.7	36.0
No. 3	Oyama-2	11/8/2009	Na-Cl	1800	22.8	0.43	8.4	1.9	325	21.2	53.0
No. 4	Tochigi	13/8/2009	Na-HCO ₃	1000	(41.9)	(2.69)	8.0	2.1	487	75.2	15.2
No. 5	Sano	11/8/2009	Na-HCO ₃	1500	(25.7)	(0.71)	8.5	1.2	273	6.70	6.20
No. 6	Ashikaga	13/8/2009	Na-HCO ₃	0	24.2	—	8.3	0.4	39.4	3.20	16.3
No. 7	Kaisawa	2/5/2010	Ca-HCO ₃	0	12.1	—	8.2	0.1	1.75	0.49	7.45
No. 8	Asabara	2/5/2010	Ca-HCO ₃	0	13.5	—	7.4	0.1	5.35	0.52	6.14
No. 9	Akagigensui	2/5/2010	Ca-HCO ₃	0	13.5	—	7.3	0.1	10.5	1.57	7.30
No. 10	Kiryu-1	13/8/2009	Na · Ca-Cl	30	19.6	15.3	6.1	5.1	647	144	274
No. 11	Kiryu-2	16/10/2012	Na · Ca-Cl	0	18.5	—	6.4	4.9	455	94.7	200
No. 12	Maebashi-1	19/8/2009	Ca-HCO ₃	50	(41.2)	(52.4)	6.5	2.9	256	39.7	324
No. 13	Akagijinja	2/5/2010	Ca-HCO ₃	0	11.1	—	7.1	0.1	5.56	4.84	13.7
No. 14	Maebashi-2	16/10/2012	Ca-HCO ₃	200	17.0	1.00	8.3	0.3	14.8	7.02	17.0
No. 15	Maebashi-3	16/10/2012	Na · Ca-Cl	1524	32.3	1.15	(7.5)	36.9	4490	77.4	3800
No. 16	Maebashi-4	19/8/2009	Na · Ca-Cl	1202	46.6	2.63	7.7	19.6	2930	29.7	1900
No. 17	Maebashi-5	16/10/2012	Na-Cl	1500	(25.5)	(0.70)	8.5	1.2	219	1.64	10.6
No. 18	Kasagake	13/8/2009	Na-SO ₄	1600	27.2	0.76	8.5	3.9	851	8.20	136
No. 19	Omama	13/8/2009	Na · Ca-Cl	1600	(25.8)	(0.68)	7.7	5.1	653	28.9	283
No. 20a	Ojima	13/8/2009	Na · Ca-Cl	1600	25.7	0.67	7.8	4.9	842	29.9	476
No. 20b	Ojima ⁴	20/5/2003	Na · Ca-Cl	1600	56.8	2.61	6.6	27.8	4060	88.5	1920
Southern area of the Tonegawa Tectonic Line											
No. 21	Nitta	13/8/2009	Na-HCO ₃	1500	(53.4)	(2.56)	6.6	2.0	479	10.2	9.60
No. 22	Isezaki	19/8/2009	Na-Cl	1500	(43.9)	(1.93)	7.8	5.1	1000	16.1	121
No. 23	Takasaka	30/6/2008	Na-Cl	1500	43.1	1.87	7.5	5.2	1130	15.9	98.5
	Sea water ²			0	—	—	8.4	—	11000	391	410
	Rain fall ³			0	—	—	6.4	—	0.10	0.10	1.20

No.	Mg ²⁺ (mg/L)	Fe ²⁺ +Fe ³⁺ (mg/L)	Al ³⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Br ⁻ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	δ ³⁴ S (‰)	fsea
Northern area of the Tonegawa Tectonic Line													
No. 1	<0.1	<0.1	0.007	76.0	45.0	323	27.0	<0.1	19.5	-8.74	-54.5	+36.4	0.004
No. 2	0.50	1.90	0.009	621	<0.1	62.0	15.0	<0.1	74.9	-8.46	-51.8	—	0.031
No. 3	0.40	<0.1	0.008	605	<0.1	69.0	<0.1	<0.1	78.3	-8.54	-50.9	—	0.031
No. 4	2.20	0.50	0.007	234	136	766	4.40	<0.1	19.7	-8.48	-53.0	+47.7	0.012
No. 5	2.10	0.30	0.008	35.0	<0.1	63.0	<0.1	<0.1	14.1	-8.81	-56.6	—	0.002
No. 6	4.50	<0.1	0.008	2.10	0.90	151	0.30	<0.1	17.5	-9.03	-60.1	—	0.000
No. 7	1.92	<0.1	0.006	1.95	3.10	19.0	<0.1	<0.1	15.6	-8.20	-52.4	—	0.000
No. 8	1.85	<0.1	0.007	5.20	2.90	15.0	<0.1	<0.1	24.4	-9.20	-57.1	—	0.000
No. 9	2.30	<0.1	0.007	12.8	1.84	34.0	<0.1	<0.1	40.7	-9.72	-63.5	—	0.001
No. 10	141	16.7	0.007	1520	<0.1	62.5	<0.1	<0.1	89.7	-8.71	-58.9	—	0.077
No. 11	129	20.0	0.018	1170	<0.1	65.0	<0.1	<0.1	98.7	-9.04	-63.0	—	0.059
No. 12	140	7.80	0.002	430	228	1200	<0.1	<0.1	155	-9.84	-65.9	+17.6	0.022
No. 13	1.88	<0.1	0.007	5.90	1.50	42.0	<0.1	<0.1	33.5	-9.40	-63.2	—	0.000
No. 14	4.30	<0.1	0.007	26.7	7.80	45	<0.1	<0.1	59.2	-9.87	-64.3	—	0.001
No. 15	<0.1	<0.1	0.044	13600	<0.1	36	<0.1	<0.1	37.4	-5.59	-35.3	—	0.687
No. 16	11.0	0.30	0.005	7990	193	29.0	<0.1	<0.1	53.5	-7.83	-52.2	—	0.404
No. 17	<0.1	0.48	0.005	247	<0.1	154	12.5	<0.1	23.4	-9.82	-66.2	—	0.012
No. 18	1.60	0.20	0.008	293	1340	147	78.1	<0.1	1.50	-9.07	-56.7	+23.8	0.015
No. 19	108	7.20	0.002	1640	31.2	143	<0.1	<0.1	21.2	-8.53	-57.6	—	0.083
No. 20a	53.0	1.70	0.008	2230	<0.1	198	<0.1	<0.1	28.0	-9.03	-59.5	—	0.113
No. 20b	131	8.12	—	10200	1.39	107	0.52	<0.1	35.8	—	—	—	0.515
Southern area of the Tonegawa Tectonic Line													
No. 21	1.40	<0.1	0.008	109	3.10	920	6.20	<0.1	31.0	-9.19	-58.3	—	0.005
No. 22	18.3	1.00	0.010	1560	<0.1	476	<0.1	<0.1	28.5	-8.59	-63.0	—	0.079
No. 23	15.1	—	0.007	1590	5.40	545	0.60	3.1	47.0	-7.58	-61.3	—	0.080
	1390	—	—	19800	2690	150	—	67.5	—	0.00	0.00	+21.5	—
	0.10	—	—	0.80	1.70	2.0	—	—	—	-9.50	-67.2	—	—

WT, Water temperature ; TG, Geothermal gradient ; EC, Electric conductivity. ¹Data from an owner of the Ojima well, ²Data from Imahashi *et al.* (1996), ³Data from Muramatsu *et al.* (2011), ^{4,5}Parenthesis shows water temperature measured at a faucet of bathtub or entrance of reserve tank and geothermal gradient calculated using it, respectively.

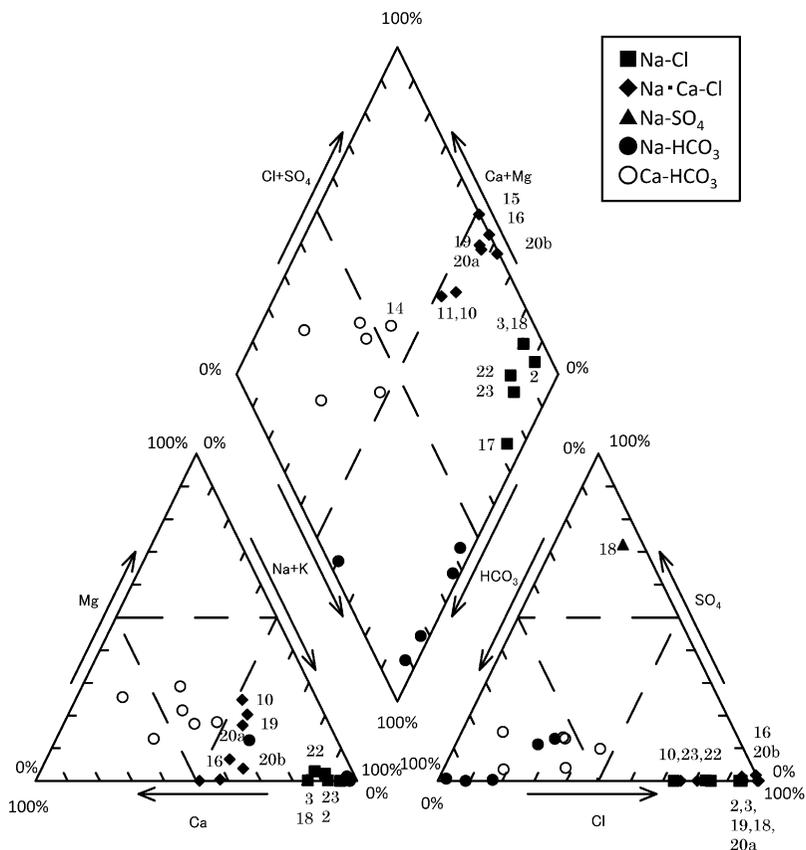


Fig. 3 Trilinear diagram for the spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1.

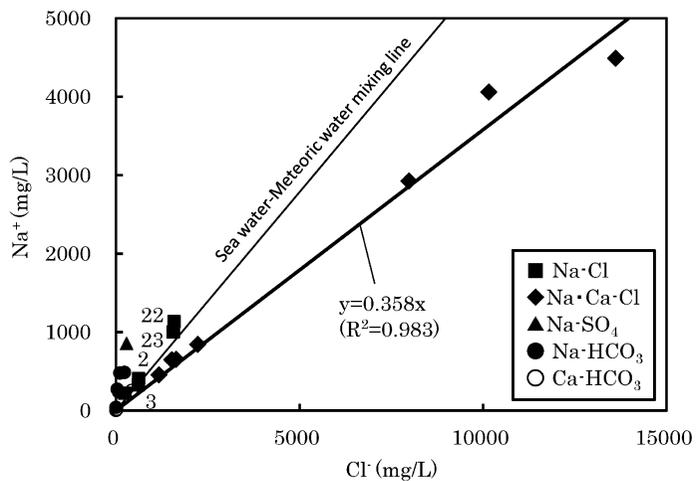


Fig. 4 $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ diagram for the spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1.

流低地帯では利根川構造線は本温泉井付近を通過していると推定される。

4.2 深部流体の起源

シリカ鉱物の熱水 (0~250°Cの範囲) への溶解度は、流体温度の上昇に伴って高くなる。この溶解度曲線、および深部流体がシリカ鉱物と溶解平衡にある特性を活かしたシリカ温度計が、地熱地域の深部流体温度を推定する手段として一般的に利用されており (新エネルギー産業技術総合開発機構, 1989), 東北電力葛根田地熱発電所 (岩手県) では SiO₂ 濃度の経年変化をモニタリングすることによって貯留層温度を管理している (笠井, 1998)。日本全国に分布する温泉の化学分析値によれば, SiO₂ の高濃度異常域は火山帯とよく一致しており (村岡ら, 2007), 本研究で対象となった温泉のなかでは, 赤城火山地域の桐生 1, 2 号泉 (Nos. 10, 11) と前橋 1 号泉 (No. 12) が高い SiO₂ 濃度 (89.7~155 mg/L) を示しており, 赤城火山からの熱の影響を受けていることが示唆される。我が国の火山性温泉を代表する箱根・湯河原町での平均地温勾配は 5.89~8.01°C/100 m と高く (菊川ら, 2007), 桐生 1 号井 (No. 10) と前橋 1 号井 (No. 12) も浅部井 (掘削深度 30~50 m) であるので地温勾配を求めるには無理があるものの, 15.3~52.4°C/100 m であることから, かなり高いことは間違いない。一方, 足尾山地と利根川中流低地帯に分布する温泉井の地温勾配は 0.43~2.69°C/100 m を示しており, 非火山地域の値 (2~3°C/100 m 程度; 入船, 1995) 以下にある。村松ら (2008) は非火山性温泉に存在する比較的低温の深部流体の温度推定へのシリカ地化学温度計の適用可能性を検討し, シリカ温度計は深部流体温度よりやや高い値を示すことを明らかにしており, SiO₂ 濃度を用いて深部流体温度を推定することは困難である。しかしながら, 国際深海掘削計画で掘削された南海トラフの地点 1,174 において, 表層堆積物に含まれる間隙水の SiO₂ 濃度と地層温度の関係を検討した結果によれば, 地層温度が約 60°C (そのときの SiO₂ 濃度は約 78 mg/L) を超えるとオーバーシリカからクリストバライト, 石英へ相転移し, 間隙水中のシリカを消費するため, 地層温度と SiO₂ 濃度間に正相関は認められなくなるが, 約 60°C 以下では海底から深くなるに伴い地層温度は上昇し, 間隙水の SiO₂ 濃度も高くなる (平, 2004)。

したがって, 本研究対象地域には火山性および非火山性温泉が共存するが, 両者を通じて SiO₂ 濃度が高くなるとともに深部流体温度は上昇すると考えてよいであろう。そこで, δ¹⁸O 値, δD 値, Cl⁻ 濃度間の相関関係, および Cl⁻ と SiO₂ 濃度の相関関係をもとに, 深部流体の起源を考察する。

1) 利根川構造線以北地域

足尾山地の Na—Cl 泉 (Nos. 2, 3), Na—SO₄ 泉 (No. 18), Na—HCO₃ 泉 (Nos. 1, 4~6), Ca—HCO₃ 湧水 (Nos. 7~9) は天水線 (δD=8 δ¹⁸O+14) に沿ってほぼ分布している (Fig. 5a)。このうち, 大半の温泉井 (Nos. 1, 4 を除く) の地温勾配は低く (0.43~0.76), 足尾山地が降水の涵養地域となっていることがわかる。足尾山地東縁山麓の Na—HCO₃ 泉 (Nos. 1, 5) に比して山麓からやや離れた Na—Cl 泉 (Nos. 2, 3) の Cl⁻ 濃度と SiO₂ 濃度が高い特徴を勘案すると (Fig. 6a), これらの湧水や温泉の深部流体の形成機構は以下のとおりであったと推察される。足尾山地の足尾層群に発達する断層や衝上断層, 地層傾斜面 (鎌田, 2008) あるいは笠懸温泉井のコアで観察されたようなネットワーク状割れ目から降水が涵養された後, 表層を流下して Ca—HCO₃ 水 (Nos. 7~9) や Na—HCO₃ 泉 (No. 6) を湧出した。一部は深部に浸透して Na—SO₄ 泉 (No. 18) や Na—HCO₃ 泉 (Nos. 1, 4, 5) の深部流体になり, また地下深部を東方へ流動した深部流体は, 次第に足尾山地東部から思川低地方面へ遠ざかるとともに化石海水と混合するとともに地熱で温められた結果, Na—Cl 泉 (Nos. 2, 3) の深部流体になった。

利根川構造線周辺の塩化物泉のなかで, Cl⁻ 濃度が 2,000 mg/L 以上の Na・Ca—Cl 泉 (Nos. 15, 16, 20a) における Cl⁻ 濃度と δ¹⁸O 値間には強い正相関 (R²=0.968) が認められる (Fig. 5b)。この

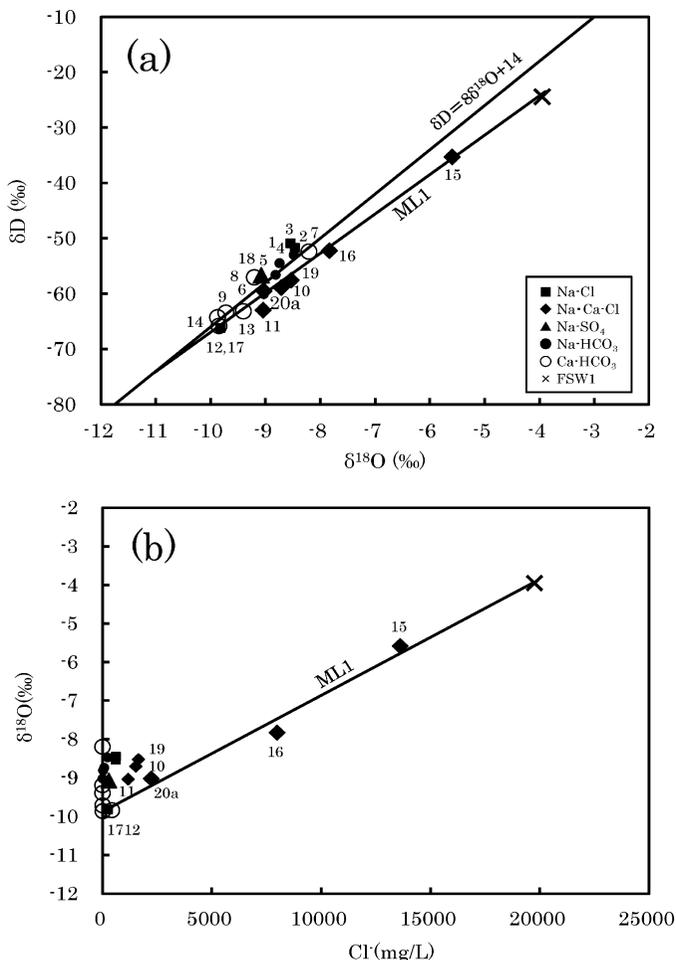


Fig. 5 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ (a) and $\text{Cl}-\delta^{18}\text{O}$ (b) diagrams for the spring waters from the northern area of the Tonegawa Tectonic Line. The sample numbers are the same as in Fig. 1. The FSW1 shows the fossil sea water 1. The ML1 shows the mixing line of fossil seawater 1 and meteoric water recharged from the Ashio Mt. or the Akagi volcano.

相関直線 ML1 は化石海水と降水の混合を表している。そこで、降水付近にプロットされる前橋 5 号泉 (No. 17) を一方の端点とし、化石海水の Cl^- 濃度 (19,800 mg/L) が現海水に等しいと仮定すれば、この化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は -3.95‰ 、 δD 値は -24.4‰ と見積もられる (以下、化石海水 1 と呼称)。このような $\delta^{18}\text{O}$ 値が海水より低い化石海水は新潟水溶性ガス田水で報告されている (加藤・梶原, 1986)。 Cl^- と SiO_2 濃度図 (Fig. 6a) によれば、これらの $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉の深部流体は、赤城火山ないし足尾山地で涵養された降水が地下深部で化石海水 1 と混合するとともに地熱によって温められたものと推察される。前述したように、前橋 3 号泉 (No. 15)、前橋 4 号泉 (No. 16)、尾島温泉 (No. 20) の高 Cl^- 濃度をもった深部流体は利根川構造線とその周辺に発達する断層破碎帯に貯留されていると考えられる (Fig. 1)。利根川構造線以北地域では藪塚層と足尾層群が南傾斜する地質構造を勘案すれば、これらの地層に閉じ込められた高 Cl^- 濃度をもった深部流体は降水によ

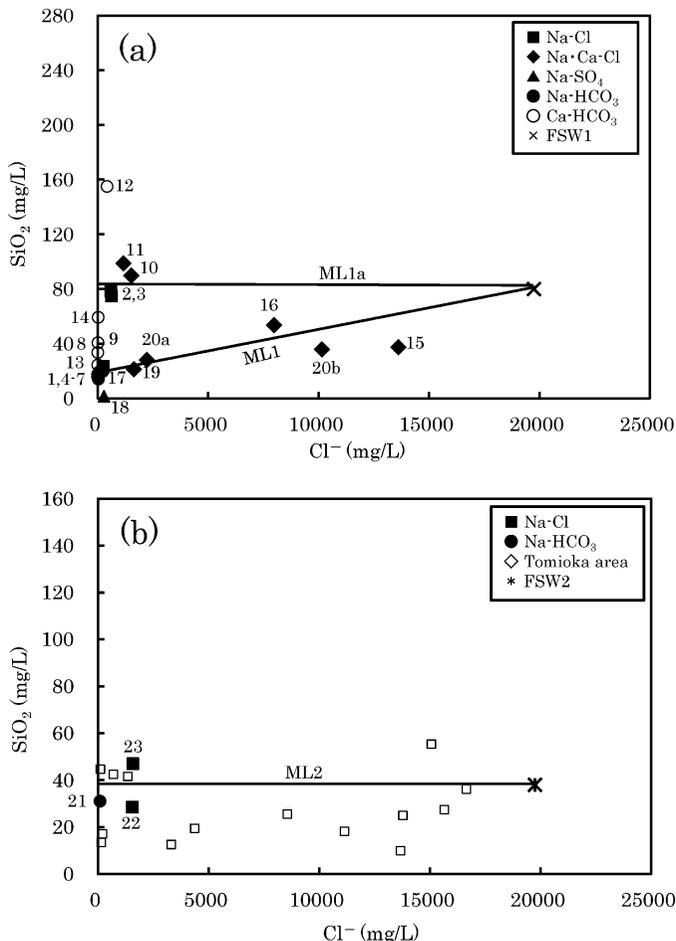


Fig. 6 Relationships between Cl^- and SiO_2 concentrations in the spring waters from the northern area of the Tonegawa Tectonic Line (a), and the southern area of this Line (b). The sample numbers are the same as in Fig. 1. The ML1 and ML1a show the mixing lines of fossil seawater 1 and meteoric water recharged from the Ashio Mt. or the Akagi volcano. The ML2 shows the mixing line of fossil seawater 2 (FSW2) and meteoric water recharged from the Kanto Mts.

て希釈されながら、北から南方向へ流下し利根川構造線に集積したと推察され、利根川構造線はこれらの Na・Ca—Cl 泉をたらしめた深部流体の更なる南下を規制しているのであろう。

赤城火山地域に分布する掘削深度が 200 m より浅い Ca—HCO₃ 泉 (Nos. 12~14) は天水線 ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 14$) 近くにプロットされる (Fig. 5a)。これらの温泉の Cl^- 濃度は低く、前橋 1 号泉 (No. 12) の SiO_2 濃度および全溶存成分量は他の 2 つの温泉に比して著しく高い (Table 1, Fig. 6a)。また、赤城火山東部の桐生 1, 2 号泉 (Nos. 10, 11) は前橋 1 号泉 (No. 12) に比して SiO_2 濃度はやや低いが、 Cl^- 濃度と溶存成分量は大きく、化石海水 1 と降水の混合 (ML1a) からなる (Table 1, Fig. 6a)。前橋 1 号泉 (No. 12) は凝灰角礫岩を貯留母岩とするが、深部流体は湯ノ沢溶岩の割れ目を通じて上昇していると考えられていることを勘案すると (飯島・吉川, 1989)、これらの温泉の深部流体

の形成機構は以下のように推察される. 赤城火山で涵養された降水が赤城火山噴出物からなる比較的表面層を流動して Ca—HCO₃ 泉 (Nos. 13, 14) の深部流体となった. 一部は赤城火山噴出物の下位に存在する藪塚層, 足尾層群まで浸透し火山熱で温められた後, 縦型割れ目を介して上昇して Ca—HCO₃ 型の前橋 1 号泉 (No. 12) の深部流体となり, また化石海水 1 と混合して Na・Ca—Cl 泉 (Nos. 10, 11) の深部流体となった.

2) 利根川構造線以南地域

村松ら (2010) によれば, 利根川構造線以南地域の西方に位置する富岡地域の温泉群は天水線 ($\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$) 上の降水と化石海水 2 ($\delta^{18}O = +6.92 \text{ ‰}$, $\delta D = -8.4 \text{ ‰}$) の混合 (ML2) によって形成された (Fig. 7). 利根川構造線以南地域の Na—Cl 泉 (Nos. 21~23) は混合線 ML2 に沿って分布し, 富岡地域の温泉群と同じ水理系にあると判断される. このような $\delta^{18}O$ 値が海水より高い

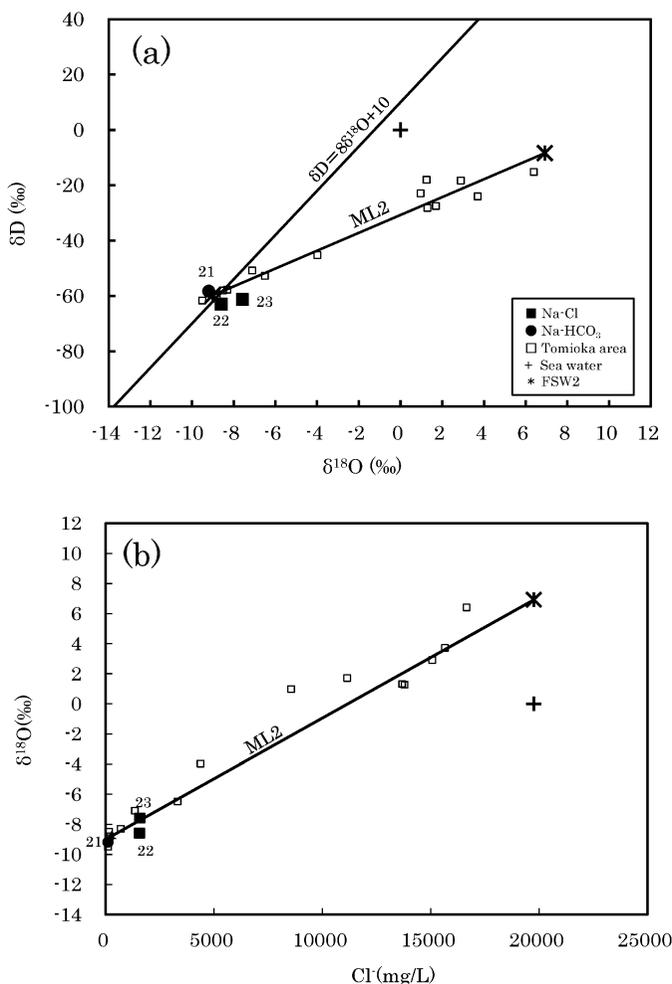


Fig. 7 $\delta^{18}O - \delta D$ (a) and $Cl - \delta^{18}O$ (b) diagrams for the spring waters from the southern area of the Tonegawa Tectonic Line. The sample numbers are the same as in Fig. 1. The FSW2 shows the fossil sea water 2. The ML2 shows the mixing line of fossil seawater 2 and meteoric water recharged from the Kanto Mts.

化石海水は、新潟県石油・天然ガス付随水、北海道幌延地域の地下水、新潟県松之山温泉などで報告されている(加藤・梶原, 1986; 甲斐・前川, 2009; 渡部ら, 2009). Cl^- と SiO_2 の濃度図 (Fig. 6b) によれば、関東山地で涵養された降水が安中層群に貯留されて地熱で温められて新田温泉 (No. 21) の深部流体が形成され、また地熱で温められた降水と化石海水 2 の混合 (ML2) によって伊勢崎温泉 (No. 22) と高崎温泉 (No. 23) の深部流体が形成されたと推察される。

4.3 深部流体の水質形成機構

温泉水に含まれる化学成分の起源を検討するにあたっては、海水の当該成分に対する過剰・欠損量を求める必要がある。試料の Cl^- がすべて海水起源であると仮定して、次式より試料の過剰・欠損する M 成分の濃度を算出した。

$$\Delta[M] = [M] - [M/\text{Cl}]_{\text{sea}} \times [\text{Cl}] \quad (3)$$

ここで、 $\Delta[M]$: 試料の過剰・欠損する M 成分量, $[M]$: 試料の M 成分の濃度, $[M/\text{Cl}]_{\text{sea}}$: 海水の Cl^- に対する M 成分の濃度, $[\text{Cl}]$: 試料の Cl^- 濃度。

1) 石膏・硬石膏および方解石の溶解作用

$\text{Na}-\text{SO}_4$ 型の笠懸温泉 (No. 18) の SO_4^{2-} 濃度は今回採取した水試料中で最も高く、前橋 1 号泉 (No. 12) がこれに次ぐ (Table 1)。両温泉の $\delta^{34}\text{S}$ 値は +23.8, +17.6% を示し、丹沢山地のグリーンタフに産する硬石膏の $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+20.0%; 村松, 未公表) に近い値を示しており、深部流体は石膏・硬石膏の溶解を経験してきている。

足尾山地と赤城火山に分布する $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 湧水 (Nos. 7~9, 13), $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 泉 (Nos. 12, 14), $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉 (Nos. 10, 11) における ΔCa^{2+} と ΔHCO_3^- の濃度の関係を Fig. 8a に示す。図中、石膏・硬石膏起源の Ca^{2+} を含む前橋 1 号泉 (No. 12) では、この寄与分を差し引いた ($\Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{SO}_4^{2-}$) と ΔHCO_3^- の濃度の関係を示した。図からわかるように、これらの湧水・温泉水の ΔCa^{2+} と ΔHCO_3^- の濃度間に正相関が認められており、両成分の濃度は方解石の溶解に規制されていると判断される。



溶液—鉱物平衡計算プログラム「SOLVEQ」(Reed, 1982) を用い、水温における深部流体の方解石に対する飽和指数を計算した結果、これらの湧水・温泉水 (No. 12 を除く) は方解石に飽和しないし不飽和であることから、深部流体は方解石の溶解を経験していると推察される (Fig. 9a)。なお、前橋 1 号泉 (No. 12) が方解石にやや過飽和状態にあるのは、石膏・硬石膏の溶解に由来する Ca^{2+} を含むことに起因する。

これらの湧水・温泉水の貯留母岩は足尾層群 (Nos. 7~9) と赤城火山噴出物 (Nos. 10~14) からなり、掘削泉の深度は 200 m より浅いことから、深部流体はこれらの地層に発達する割れ目を介して流動している。足尾層群には石灰岩が広く分布し、また赤城火山噴出物にも方解石が普遍的に存在しており (Fig. 2a)、溶存成分量が低い湧水 (Nos. 7~9, 13) と前橋 2 号泉 (No. 14) の深部流体は、降水が表層流動する過程で足尾層群石灰岩 (Nos. 7~9), 赤城火山噴出物の方解石 (Nos. 13, 14) を、また全溶存成分量がやや高い $\text{Na}\cdot\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉 (Nos. 10, 11) は、赤城火山噴出物の下位に存在する足尾層群石灰岩をそれぞれ溶解してきたと考えられる。赤城火山で掘削された水井戸の地質調査結果によれば、赤城火山噴出物の厚さは 100 m 以上あり、前橋 1 号井 (No. 12; 掘削深度 50 m) は基盤に達していない。 Ca^{2+} 濃度が高い当該温泉の深部流体は、赤城火山で涵養された降水が地下へ浸透していく途中で、藪塚層の石膏・硬石膏および足尾層群の石灰岩を溶解するとともに火山熱で温められた後、縦型割れ目を介して上昇してきたと推察される。

2) 有機物の分解

地下生物圏の微生物は多様な電子受容体を呼吸に用いており、地下深所では SO_4^{2-} 呼吸 (硫酸還

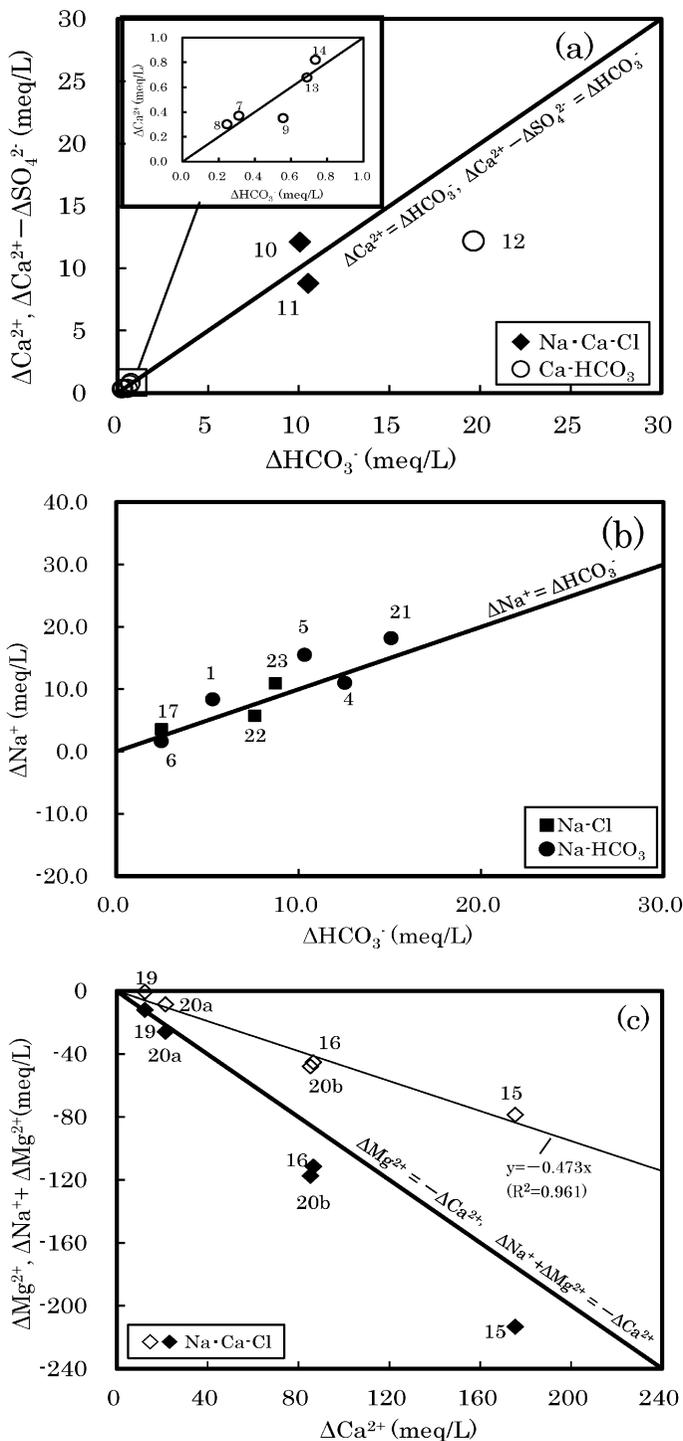


Fig. 8 $\Delta\text{HCO}_3^- - \Delta\text{Ca}^{2+}$ and $(\Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{SO}_4^{2-})$ (a), $\Delta\text{HCO}_3^- - \Delta\text{Na}^+$ (b), and $\Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{Mg}^{2+}$ and $(\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{Mg}^{2+})$ (c) diagrams for the spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1. Open and solid symbols in Fig. 8c represent the data for $\Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{Mg}^{2+}$ and $\Delta\text{Ca}^{2+} - (\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{Mg}^{2+})$ diagrams, respectively.

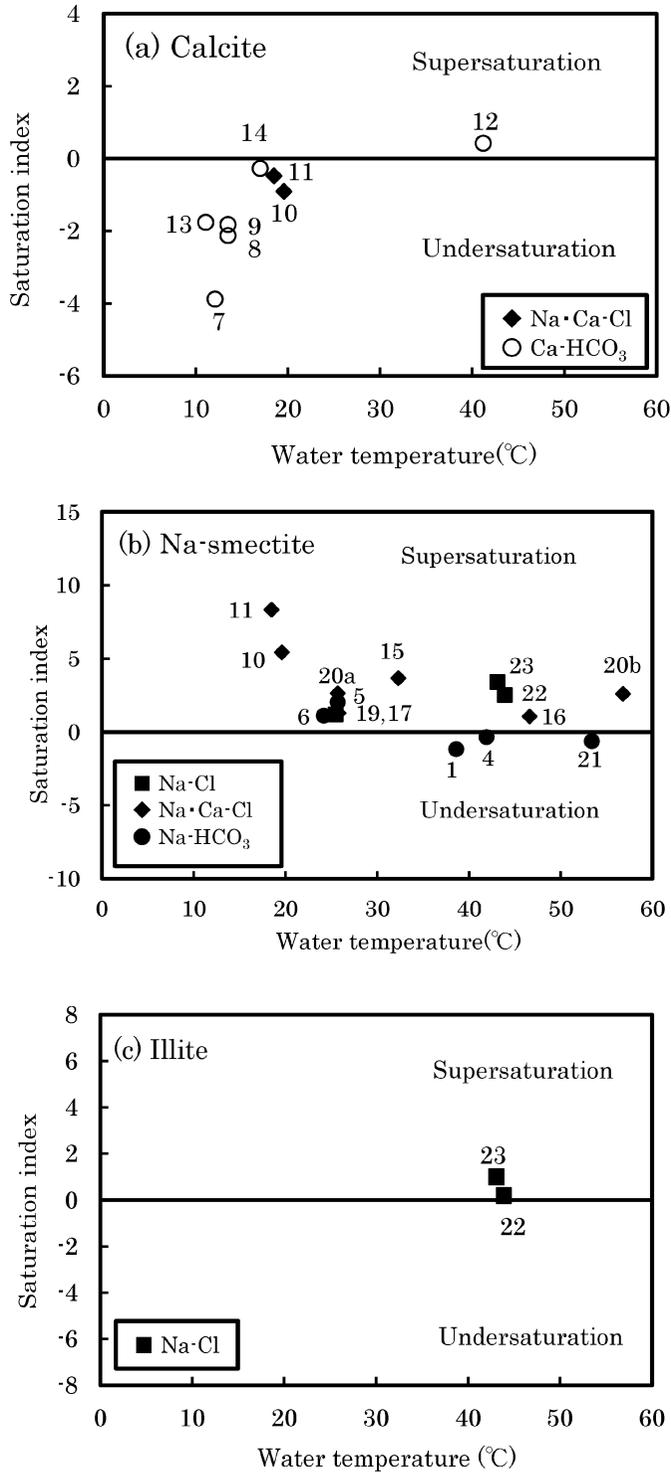


Fig. 9 Water temperature versus saturation index for the deep fluids. (a) Calcite (b) Na-smectite (c) Illite. The sample numbers are the same as in Fig.1.

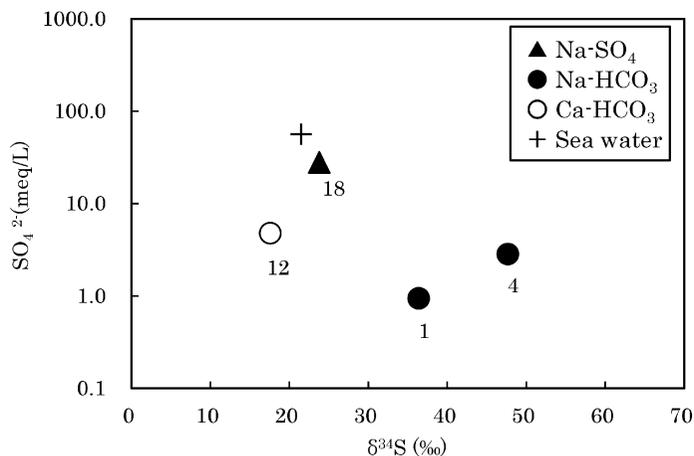


Fig. 10 Relationship between $\delta^{34}\text{S}$ values and SO_4^{2-} concentrations for the hot spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1.

元)が行われる(長沼, 2003). 硫酸還元菌による硫酸還元が進行すると, 温泉水に残留する SO_4^{2-} の $\delta^{34}\text{S}$ 値は次第に高くなり, 硫酸還元に伴う硫黄同位体分別が一定であれば, SO_4^{2-} 濃度の対数に対して $\delta^{34}\text{S}$ 値をプロットすると直線関係になる(永田・宮島, 2008). Figure 10 からわかるように, 硫酸態硫黄が石膏・硬石膏起源である前橋 1 号泉 (No. 12) と笠懸温泉 (No. 18) に比して, 足尾山地東縁の鹿沼, 栃木温泉 (Nos. 1, 4) の SO_4^{2-} 濃度は低いが, $\delta^{34}\text{S}$ 値はかなり高く (+36.4, +47.7‰), 硫酸還元反応の進行が示唆される. 両温泉と同じ足尾山地東麓に存在する 3 本の深部掘削泉 (Nos. 2, 3, 5) では $\delta^{34}\text{S}$ 値は得られていないが, SO_4^{2-} 濃度が検出限界以下であることを勘案すると, 硫酸還元反応は足尾山地東部の地下深部で広く進行しているであろう.

3) 風化作用, 続成作用およびイオン交換反応

Na— HCO_3 泉 (No. 21 を除く) は足尾山地の縁辺部に分布しており, 今回採水しなかった八王子丘陵の藪塚温泉もこの型に属する. これらの温泉の ΔNa^+ と ΔHCO_3^- 濃度は直線 $\Delta\text{Na}^+ = \Delta\text{HCO}_3^-$ に沿って分布し, 深部流体は Na—スメクタイトに対してほぼ飽和状態にある (Figs. 8b, 9b). 利根川中流低地帯の Na— HCO_3 泉 (No. 21) と Na—Cl 泉 (Nos. 17, 22, 23) の ΔNa^+ と ΔHCO_3^- 濃度も同様の関係を示し, Na—スメクタイトにほぼ飽和ないし過飽和である. このうち, 高崎温泉井 (No. 23) の貯留母岩となっている安中層群 (板鼻層) には斜長石とスメクタイトが普遍的に確認されている (Fig. 2b). したがって, これら 8 地点の温泉に含まれる Na^+ と HCO_3^- の濃度は斜長石の Na—スメクタイト化に規制されていると判断される.



Na— SO_4 型の笠懸温泉 (No. 18) をもたらした深部流体は深度 790~954 m 間の足尾層群玄武岩に貯留されている. 本温泉の SO_4^{2-} は石膏・硬石膏の溶解によるものであることが $\delta^{34}\text{S}$ 値によって明らかになったので, これらの硫酸塩鉱物の溶解による Ca^{2+} 分を加えた ($\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{SO}_4^{2-}$) 濃度は -21.3 meq/L であり, ΔNa^+ 濃度 (+29.9 meq/L) とおおよそ正負が逆の関係になる. この結果から, 以下のような深部流体の水質形成機構が推察される. 赤城火山ないし足尾山地で涵養された降水が藪塚層凝灰岩に含まれる石膏・硬石膏を溶解して Ca^{2+} に富んだ深部流体が形成され, その後足尾層群粘板岩の割れ目を流動する過程で Na—スメクタイトと陽イオン交換反応を行った.

今回採取した温泉水のなかで, Cl^- 濃度が 1,600 mg/L を超える Na・Ca—Cl 泉 (Nos. 15, 16, 19,

20) は利根川構造線周辺に分布している. これらの温泉の Na/Cl 当量比 (0.508~0.616), Mg/Cl 当量比 (0.192 以下) は現海水 (Na/Cl 当量比 0.859, Mg/Cl 当量比 0.205) より低い一方, Ca/Cl 当量比 (0.305~0.493) は現海水 (同 0.037) より高い特徴が認められる. そこで, ΔCa^{2+} と ΔMg^{2+} 濃度の関係を検討した結果, 両成分濃度間に高い逆相関 ($R^2=0.961$) が認められる (Fig. 8c).

アメリカの深海掘削計画 (DSDP) による太平洋赤道とカリブ海における深海掘削時の回収コアに含まれる間隙水の分析結果によれば, 海底面から深さ 400m にかけて $\delta^{18}\text{O}$ 値は -3% 程度低くなり Mg^{2+} 濃度も減少する一方, Ca^{2+} 濃度は増加する. このような傾向は海底玄武岩の変質および海底堆積物中の火山性物質の Mg—スメクタイト化に起因すると考えられている (Lawrence *et al.*, 1975). 同様の傾向は, 日本海の海底堆積物に含まれる間隙水にも認められており, 当該間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (-0.49~-4.36‰) は海底面から深さ 435m に向けて次第に低くなる. 物質収支計算によれば, この特徴は主として海底玄武岩や安山岩の低温変質によってもたらされたと考えられている (Matsumoto, 1992; Hoefs, 1973). 今回, 利根川構造線周辺の Na・Ca—Cl 泉に関与した化石海水 1 の Ca^{2+} 濃度は海水より高い一方 Mg^{2+} 濃度と $\delta^{18}\text{O}$ 値は低い傾向にあることが明らかとなり, 上記の海底玄武岩の変質および海底堆積物の間隙水の特徴とよく一致している. したがって, 足尾層群に閉じ込められた海水が火山性物質と反応して Mg に富むスメクタイトを生成させた結果, 海水は Ca^{2+} に富むようになったと推察され, 火山性物質の変質による ^{18}O に富む Mg—スメクタイトの形成が, 化石海水 1 の発生源である間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (-3.95‰) を海水より低くさせた要因であろう (Lawrence *et al.*, 1975; Matsuhisa and Matsumoto, 1985).

利根川構造線周辺に分布する Na・Ca—Cl 泉 (Nos. 15, 16, 19, 20) の Ca^{2+} 濃度はこの変質作用によってもたらされた量よりさらに過剰である. そこで, ($\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{Mg}^{2+}$) と ΔCa^{2+} 濃度の関係を検討した結果, $-(\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{Mg}^{2+})$ 濃度が ΔCa^{2+} 濃度をやや上回る程度の逆相関が認められており (Fig. 8c), Ca—スメクタイトと Na^+ に富む海水間の陽イオン交換反応も進行したことが示唆される.



これらの温泉をもたらした深部流体は Mg—スメクタイト (図は割愛) および Na—スメクタイト (Fig. 9b) に過飽和状態にある.

Ca—スメクタイトと Na^+ に富む海水間での陽イオン交換反応は伊豆半島の海岸地域 (甘露寺, 1987) や鶴巻温泉 (石坂ほか, 1986; Muramatsu *et al.*, 2011) の Ca—Cl 泉で報告されている. 池田 (1985) による海水と堆積物・岩石の相互作用に関する実験によれば, Cl^- 濃度が増加するとき, 粘土層中の Ca^{2+} に富むイオン交換体と海水がイオン交換反応を行って, Ca^{2+} に富む塩水化地下水と Na^+ に富むイオン交換体が形成される. この実験結果に利根川構造線以北地域の地質構造を勘案すれば, 利根川構造線周辺に分布する Na・Ca—Cl 泉に関与した化石海水 1 の水質形成機構は次のとおりであったと推察される. 中新世の藪塚層火砕岩類が陸域に堆積した後, 引き続き海進に伴って緑町層が堆積した時期に, Mg^{2+} に富む海水が火山性物質と反応して Mg—スメクタイト化し, 海水は Ca^{2+} に富むようになった. その後, この化石海水が海底から地下深部へ浸透して行く途中, 陸成藪塚層火砕岩類の風化生成物である Ca—スメクタイトと陽イオン交換反応を行い, Ca^{2+} 濃度を一層増加させた. 前橋 3 号井 (No. 15) の流入深度に近い深度 1,502.5~1,504.0m の安山岩に接する変質凝灰岩には, 熱水変質鉱物として方解石, 方沸石, 濁沸石, 葡萄石が確認されており, 温泉水は方解石 (飽和指数 0.59) に対してほぼ飽和状態, 方沸石 (同 2.78), 濁沸石 (同 9.48), 葡萄石 (同 4.42) に対して過飽和状態にある. このうち, 変質凝灰岩中の方沸石は火山ガラスと海水や塩分濃度の高い湖水との反応によって生成されることが報告されており (Ames *et al.*, 1957), 利根川構造線とその周辺の断層破碎帯に貯留された化石海水 1 が安山岩周辺の藪塚層凝灰岩と反応し方沸石が生成したのであろう.

最後に, 富岡・利根川構造線以南地域の深部流体の形成に関与した化石海水 2 の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (+6.92%) が海水よりかなり高い要因を考察しよう. この地域では斜長石の変質により ^{18}O に富むスメクタイトが形成されたが, この風化作用では深部流体の $\delta^{18}\text{O}$ 値は低下するので (Laurence *et al.*, 1975; Matsuhisa and Matsumoto, 1985), 他のプラスシフト要因を考える必要がある. 利根川構造線以南地域の貯留母岩である安中層群 (板鼻層) にはイライトがスメクタイトとともに普遍的に分布しており (Fig. 2b), 伊勢崎温泉 (No. 22), 高崎温泉 (No. 23) の深部流体はイライトに飽和しないやや過飽和である (Fig. 9c). 富岡地域の化石海水 2 は安中層群 (庭谷層) と富岡層群 (小幡層) に貯留されている (久保, 2001). 同地域の安中市で掘削された温泉井 (孔底深度 1,500m) の地下に分布する安中層群 (原市層, 庭谷層) と富岡層群 (原田篠層, 小幡層) に, イライトがスメクタイトとともに普遍的に存在することから, スメクタイトがイライト化する際に ^{18}O に富む層間水が脱水反応を起こした結果, 化石海水 2 の $\delta^{18}\text{O}$ 値は海水より高くなったと推察される (浜田ら, 2009; 井尻, 2009; 大沢ら, 2010; 村松ら, 2012).

その他の副因を考えてみよう. 第三紀珪藻質泥岩が分布する米国モンテレー地域では, 生物起源シリカの $\delta^{18}\text{O}$ 値はオパール (+37.4%), クリストバライト (+29.4%), 石英 (+23.8%) へと高温相ほど低くなり, 間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は逆にこの順に高くなることが報告されている (Murata *et al.*, 1977). 富岡地域の第三紀凝灰岩の続成変質に関する研究によれば, 地表に露出する安中層群や富岡層群の凝灰岩はもとより, 泥質岩中にもしばしばクリストバライトが観察され, スメクタイト化の著しい部分に多い (木崎, 1965). 顕微鏡観察によって, 火山ガラスがスメクタイト化する際に過剰の SiO_2 が変質に伴って膠質として沈殿し, その後クリストバライト化したことが示唆されており, この再結晶過程で深部流体の $\delta^{18}\text{O}$ 値が高くなった可能性も指摘される. さらに, 安中層群 (原市層上部と板鼻層下部) には珪藻化石が多く含まれていることから (木崎, 1965; 須藤ら, 2002), 生物起源オパールがクリストバライト化した結果, 深部流体の $\delta^{18}\text{O}$ 値が高くなった可能性も考えられる. 恐らく, 富岡地域・利根川構造線以南地域では, スメクタイトのイライト化を主因とし, 膠質の SiO_2 沈殿物や生物起源オパールのクリストバル化などが副因となり, 化石海水 2 の $\delta^{18}\text{O}$ 値が海水よりかなり高くなったのであろう.

5. ま と め

群馬県東部の足尾山地, 赤城火山および利根川中流低地帯に分布する温泉水・湧水を対象に, 主成分および酸素・水素・硫黄同位体分析を実施するとともに, 温泉井掘削時に採取した岩石片の構成鉱物を粉末 X 線回折法で同定した. これらの結果をもとに, 地質鉱物学的視点に立って深部流体の起源と水質形成機構を検討するとともに, 水-鉱物相互作用の化学平衡論により検証した. 得られた結果は以下のとおりである.

- (1) 温泉水・湧水の温度は 11.1~53.4°C, pH は 6.1~8.8 であり, 水質は Na—Cl, Na・Ca—Cl, Na— SO_4 , Na— HCO_3 , Ca— HCO_3 型に属する. 海水混合比は 0.11 以下を示すものが殆どであり, 降水に卓越する.
- (2) 利根川構造線は前橋 3 号井 (No. 15), 前橋 4 号井 (No. 16), 尾島温泉井 (No. 20) 付近を通過しており, 海水混合比の高い深部流体が本構造線およびその周辺に発達する断層破碎帯に貯留されていると推察される. 塩化物泉の水質は貯留母岩に支配されているため, 利根川構造線の北と南で大きく異なり, 同以北地域 (同断層を含む) の足尾層群ないし藪塚層では Na・Ca—Cl 泉, 以南地域の安中層群では Na—Cl 泉がそれぞれ分布する.
- (3) Na—Cl 泉の水質は火山性物質のスメクタイト化, 硫酸還元反応 (一部の温泉), Na・Ca—Cl

泉は火山性物質のスメクタイト化, 陽イオン交換反応, 方解石の溶解作用 (一部の温泉), $\text{Na}-\text{SO}_4$ 泉は石膏・硬石膏の溶解作用, 陽イオン交換反応, $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉は斜長石のスメクタイト化, 硫酸還元反応, $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 泉は方解石の溶解作用, 石膏・硬石膏の溶解作用 (一部の温泉) にそれぞれ規制される。これらの水質形成機構は地下構成鉱物, 水-鉱物相互作用に関する化学平衡計算結果, および $\delta^{18}\text{O}$ と δD 値より導かれた推論と整合する。

(4) 本地域には2種類の化石海水が賦存する。藪塚層中の利根川構造線とその周辺の断層破碎帯に貯留された化石海水1の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (-3.95%) は海水より低く, 火山性物質のスメクタイト化によってもたらされた。一方, 富岡・利根川構造線以南地域の富岡層群・安中層群に発達する断層に貯留された化石海水2の $\delta^{18}\text{O}$ 値 ($+6.92\%$) は海水よりかなり高く, 主としてスメクタイトのイライト化によってもたらされた。

謝 辞

本研究を行うにあたって, 温泉施設管理者ならびに関係者の皆様には温泉水の採取, 温泉井掘削時の岩石片の借用, および掘削工事報告書の閲覧にご協力いただきました。また, 匿名の2名の査読者には懇切丁寧なご指摘を頂きました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- Ames, L.L., Sand, L.B. and Goldich, S.S. (1957): A contribution on the Hector, California bentonite deposit. *Econ.Geol.*, **53**, 22-37.
- 福田 理 (1964): 藤岡層序試錐 (予報). *地質ニュース*, **114**, 1-10.
- 群馬県地質図作成委員会 (1999): 群馬県 10 万分の 1 地質図. 内外地図株式会社, 114 p.
- 浜田好弘, 田中和広, 宮田雄一郎 (2009): 台湾泥火山の地質構造と地化学特性. *地学雑誌*, **118**, 408-423.
- 林 信悟 (1986): 足尾山地とその周辺地域 (2) 中・古生界 1. 足尾山地. 日本地質学会編「日本の地質 3 関東地方」, 48-54. 共立出版, 東京.
- 林 広樹, 笠原敬司, 木村尚紀 (2006): 関東平野の地下に分布する先第三系基盤岩類. *地質学雑誌*, **112**, 2-13.
- 林 信悟, 長谷川美行 (1981): 足尾帯の秩父系—大型化石およびコノドントによる年代論 (その 2) 一. 中生代造構作用の研究, **3**, 233-249.
- Hoefs, J. (1973): *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 同位体地球化学の基礎. 和田秀樹・服部陽子訳. 383 p., シュプリンガー・ジャパン, 東京.
- 飯島静男, 吉川和男 (1989): 赤城温泉の温泉地質. 学術調査研究調査報告 (温泉科学), 11-19, 群馬県温泉協会.
- 井尻 暁 (2009): 海底泥火山堆積物中の間隙水の起源. *地学雑誌*, **118**, 435-454.
- 池田喜代治 (1985): 海岸平野における塩水化地下水の水・堆積物相互作用と化学組成. *陸水学雑誌*, **46**, 303-314.
- 今橋正征, 加藤尚之, 高松信樹, 相川嘉正 (1996): 千葉県を中心とした地域の温泉水およびガス田付随水中の臭化物およびヨウ化物イオン含量. *温泉科学*, **46**, 69-78.
- 入船徹男 (1995): マントルと核の物性. 地学団体研究会編, 「新版地学教育講座 5 巻 地球内部の構造と運動」, 75-96, 東海大学出版会, 神奈川.
- 石坂信之, 栗屋 徹, 平野富雄 (1986): 鶴巻温泉の化学成分の経年変化. 神奈川県温泉地学研究所報告, **17**, 115-126.

- 甲斐邦男, 前川恵輔 (2009): 北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度. 石油技術協会誌, **74**, 96-106.
- 鎌田祥仁 (2008): 足尾山地の中・古生界. 日本地質学会編「日本地方地質誌 3 関東地方」, 96-99. 朝倉書店, 東京.
- 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. 温泉工学会誌, **21**, 70-80.
- 笠井加一郎 (1998): 地化学データによる地熱貯留層管理. セミナー「地熱発電所の維持管理における地化学の活用について」, 100-113, 日本地熱調査会, 東京.
- 加藤 進, 梶原義照 (1986): 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, **51**, 113-122.
- 菊川城司, 小田原 啓, 板寺一洋 (2007): 坑底温度からみた神奈川県 の地温勾配. 神奈川県温泉地学研究所報告, **39**, 79-84.
- 木崎喜雄 (1965): 群馬県南部の第三紀凝灰岩の続成作用による変質. 群馬大紀要 自然科学編, **13**, 153-203.
- 久保誠二 (2001): 学術調査研究調査報告書, 温泉科学 温泉地質図 (磯部温泉). 12 p., 群馬県温泉協会.
- Lawrence, J.R., Gieskes, J.M., and Broecker, W.S., (1975): Oxygen isotope and cation composition of DSDP pore waters and the alteration of layer II basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 1-10.
- 松葉谷 治 (1981): 水素および酸素からみた温泉水の起源. 温泉科学, **31**, 47-56.
- 松葉谷 治, 酒井幸子, 越中 浩 (1985): 群馬県の温泉水の水素および酸素同位体比. 温泉科学, **36**, 1-11.
- Matsuhisa, Y and Matsumoto, R. (1985): Oxygen isotope ratios of interstitial waters from the Nankai trough and the Japan trench, Leg 87. In Kagami, H., Karig, D.E. Coulbourn, W, C., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, **87**, 853-856.
- Matsumoto, R. (1992): 40. Causes of the oxygen isotopic depletion of interstitial waters from sites 798 and 799, Japan Sea, Leg 128. *Proc. Ocean Drilling Programs, Scientific Results*, **127/128**, Pt.1, 697-703.
- 村松容一, 岡崎公美, 大城恵理, 安諸正俊 (2008): 関東平野中央部の非火山性温泉における深部流体の生成機構. 地下水学会誌, **50**, 145-162.
- 村松容一, 近藤史也, 千葉 仁, 早稲田 周, 長島秀行 (2010): 関東山地北縁における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈. 温泉科学, **60**, 4-21.
- Muramatsu Y., Nakamura, Y., Sasaki J. and Waseda A. (2011): Hydrochemistry of the groundwaters in the Izu collision zone and its adjacent eastern area, central Japan. *Geochem. J.*, **45**, 309-321.
- 村松容一, 濱井昂弥, 山野 恭, 千葉 仁, 早稲田 周 (2012): 千葉県房総半島および茨城県南東部における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈. 温泉科学, **62**, 112-134.
- 村岡洋文, 坂口圭一, 玉生志郎, 佐々木宗建, 茂野 博, 水垣桂子 (2007): 日本の熱水系アトラス. 産総研地質調査総合センター, 110 p.
- Murata, K. J., Friedman, I. and Gleason, J.D. (1977): Oxygen isotope relations between diagenetic silica minerals in Monterey shale, Temblor Range, California. *Am. J. Sci.*, **277**, 259-272.
- 長沼 毅 (2003): 地下生物圏の自然史. 資源地質学会編「資源環境地質学—地球史と環境汚染を

- 読む一], 239-246, 資源地質学会, 東京.
- 永田 俊, 宮島利宏 (2008): 流域環境評価と安定同位体—水循環から生態系まで—. 207-230, 京都大学学術出版社, 京都.
- 大沢信二, 網田和宏, 山田 誠, 三島壮智, 風早康平 (2010): 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因—温泉起源流体としての続成脱水流体—. 温泉科学, **29**, 295-319.
- Reed, M.N. (1982): Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 513-528.
- 酒井幸子 (1989): 群馬県の温泉の化学成分. 温泉科学, **39**, 48-56.
- 酒井 均, 大木靖衛 (1978): 日本の温泉. 科学, **48**, 41-52.
- 柴崎達雄, 水取支研究グループ (1976): 地下水盆の管理. 32-46, 東海大出版会, 秦野.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1989): 地熱貯留層評価手法マニュアル. 171 p.
- 須藤 斎, 高橋雅紀, 柳沢幸夫 (2002): 群馬県藤岡市鮎川セクションの中中新統珪藻化石層序—とくに珪藻生層準 D55 と ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代との対応—. 地質学雑誌, **108**, 746-760.
- 平 朝彦 (2004): 地質学 2 地層の解説. 272-277, 岩波書店, 東京.
- 高橋雅紀 (2006): 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, **112**, 14-32.
- 高橋雅紀 (2008a): 3.5.4 太田地域. 日本地質学会編「日本地方地質誌 3 関東地方」, pp. 244-248. 朝倉書店, 東京.
- 高橋雅紀 (2008b): 3.2.1 富岡地域. 日本地質学会編「日本地方地質誌 3 関東地方」, pp. 135-143. 朝倉書店, 東京.
- 高橋雅紀 (2008c): 1.4.4 北部フォッサマグナの東縁と中新世島弧の右横ずれ. 日本地質学会編「日本地方地質誌 3 関東地方」, 37-48. 朝倉書店, 東京.
- 高橋雅紀, 柳沢幸夫 (2003): 群馬県太田地域, 金山丘陵に分布する海成中新統の層序と年代. 地質学雑誌, **119**, 345-360.
- 高橋雅紀, 林 広樹, 笠原敬司, 木村尚紀 (2006): 関東平野西縁の反射法探査記録の地質学的解釈. 地質学雑誌, **112**, 33-52.
- 武井昶, 野村 哲 (2006): 関東山地と足尾山地との間の中新統堆積盆地 (前橋—熊谷堆積盆地) の地下構造. 地球科学, **60**, 13-20.
- 栃木の自然編集委員会編 (1997): 日曜の地学 9 栃木の自然をたずねて. 築地書館, 282 p.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷 元 (2009): 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系. 地学雑誌, **118**, 543-563.
- 山本雅弘, 小池孝治, 榊井文人, 塩田敦志, 釣田英利, 大塚晃弘, 野上健治, 小坂丈予 (1997): 草津白根山東麓の温泉の同位体地球化学. 温泉科学, **47**, 68-75.