
原 著

山陰地方における花崗岩割れ目系の 深部水循環による高温温泉水の形成

北岡豪一^{1)*}, 吉岡龍馬²⁾, 西田良平³⁾, 山口一裕⁴⁾, 竹内 徹⁵⁾

(平成 26 年 6 月 2 日受付, 平成 26 年 6 月 18 日受理)

Formation of Thermal Water with Elevated Temperature through Deep Water Circulation in Fractured Granite System, San-in Region, Japan

Koichi KITAOKA^{1)*}, Ryuma YOSHIOKA²⁾, Ryohei NISHIDA³⁾,
Kazuhiro YAMAGUCHI⁴⁾ and Tohru TAKEUCHI⁵⁾

Abstract

Hot spring waters with elevated temperature up to 94°C are flowing out in many spas in non-volcanic area, San-in region, Japan. Such high temperature waters in the area must be brought through deep water circulations in fractured systems in granite formation based on isotopic data of hot spring waters and seismic data in the region. Fractured systems in the area may be in connection with regular distribution of epicenters of micro-earthquake. Isotopic ratios of hydrogen and oxygen in hot spring waters suggest that high temperature waters derive from high mountains. Tritium concentrations in high temperature waters sampled in 1992 indicate to contain bomb tritium just a little. Equilibrium temperature of quartz corresponding to SiO₂ concentration in high temperature waters is about 150°C.

To understand how such high temperature waters are formed in the non-volcanic area, a model of a deep water circulation through a fractured system in semi-infinite granite formation with constant geothermal gradient has been considered. To develop a method for analyzing mathematically water temperature along a stream line in a fractured system,

¹⁾元岡山理科大学 〒703-8236 岡山市中区国富 1-8-9. ¹⁾Former Prof., Okayama University of Science, Present address : 1-8-9 Kunitomi, Naka-ku, Okayama 703-8236, Japan. *Corresponding author : E-mail kitaoka_51@yahoo.co.jp

²⁾元富山県立大学 〒606-0014 京都市左京区岩倉西河原町 35-1. ²⁾Former Prof., Toyama Prefectural University, Present address : 36-1 Iwakura-Nishi-Kawaramachi, Sakyo-ku, Kyoto 606-0014, Japan.

³⁾鳥取大学 〒680-8550 鳥取市湖山町南 4 丁目 101. ³⁾Emeritus Prof., Tottori University, 4-101, Minami. Koyama-cho, Tottori 680-8550, Japan.

⁴⁾岡山理科大学理学部 〒700-0005 岡山市北区理大町 1-1. ⁴⁾Okayama University of Science, 1-1 Ridai-cho, Kita-ku, Okayama 700-0005, Japan.

⁵⁾株式会社フジタ地質 〒703-8204 岡山市中区雄町 425-1. ⁵⁾Fujita Geology Co., Ltd., 425-1 Omachi, Naka-ku, Okayama 703-8204, Japan.

permeability of the fractured system decreasing exponentially with depth, hydraulic potential at the surface along the fracture having a spatially harmonic form from a divide to a spa, and heat transfer between water in the fracture and rock formation surrounding the fracture are assumed.

As a result of calculation for a deep circulation of water in a fractured system of 15 km in horizontal extent with hydraulic gradient of 0.03 at the surface, in granite formation with constant geothermal gradient of $0.03^{\circ}\text{C}/\text{m}$, it is confirmed that high temperature water of 100°C as observed can flow out to the surface from the fractured system under restrictions on conditions of characteristics of permeability of fracture. In the case of hot springs in Tottori prefecture, the surface transmissivity of fracture is estimated to be in order of $2 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$ with depth constant of 0.9 km. The stream line flowing out near the end of fracture is routed down to the depth of about 5 km where underground temperature is about 150°C . Furthermore, heat flow rate from the fracture to the surface and vertical profiles of water temperature in the fracture obtained by the model are consistent with observed heat discharge rate from a spa and measured temperature profiles in borehole logs, respectively.

Key words : non-volcanic hot spring, hot spring temperature, tritium, isotopic ratios of hydrogen and oxygen, underground temperature, water circulation in fractured system

要 旨

鳥取県から兵庫県北部にいたる地域は、非火山地域であるが、最高 94°C の温度の高い温泉が東北東—西南西の方向に直線上に並んで湧出している。温泉水中の水素と酸素の安定同位体比から温泉水は標高の高い中国山地に浸透した天水に由来しており、また、高温の温泉湧出は微小地震の震源分布からみて地震活動と密接に関連している。これから、東北東—西南西方向の主断層とそれに共役な割れ目系が想定され、中国山地で割れ目系に入った天水が深部を経由し主断層に沿って湧昇する過程が考えられ、それを水・熱循環モデルを用いて解析的に考察した。地形と地温資料を考慮して、増温率 $0.03^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の岩盤中に水平規模 15 km の鉛直の割れ目系とその地表に 0.03 の水理ポテンシャル勾配を想定すると、観測されるような温度の高い温泉が湧出する条件のあることを確認することができる。その条件は、割れ目系の透水特性であり、地表透水量係数として $2 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$ 程度、深度定数として約 0.9 km が推定される。これは、地表から約 5 km の深さまで循環した天水が 100°C の熱水として湧出することを示すものであり、得られた結果は、温泉地からの実際の採取熱量、温泉水中の SiO_2 から推定される湧出経路の温度、さらに掘削柱状図の地温プロファイルなどと矛盾しないものである。

キーワード：非火山性温泉、湧出温度、トリチウム、水素・酸素安定同位体比、地温、割れ目系の水循環

1. はじめに

温度の高い温泉の成因には、多くの場合、マグマ活動が関係している。ところが、鳥取県には、いわゆる活火山がないにもかかわらず、最高 93.5°C の温泉湧出がみられ（鳥取県, 1972）、兵庫県北部の湯村温泉では山陰地方で最高の 94.1°C の熱湯が湧出している。湧出温度が 70°C を越える温泉は、鳥根県東部の玉造温泉から兵庫県北東部の城崎温泉までの広い範囲にみられ、鳥取県の中部以東ではそれらが西南西—東北東の方向に直線状に並んでいるのが特徴的である。鳥取県には 1 万数千年前まで活動していた大山火山があるが、それから 100 km 離れた湯村温泉や 150 km 離れた城崎温泉まで高温の温泉湧出がみられるので、これらの温泉群はマグマ活動に直接関係しない、いわゆる非火山性の温泉であると考えられる。

鳥取県では有感地震や微小地震が頻繁に起こっており（西田ら, 1974; 西田ら, 1998）、鳥取県

から兵庫県北部にかけて西南西—東北東方向の直線に沿って活発である (渡辺, 2004). 注目されるのは, 高温の温泉湧出の分布が地震の震源分布と位置的によく一致していることである (北岡, 2002). 高温の温泉湧出と地震活動とが密接に関連していることから, これらの温泉は, 地殻の不連続構造の運動に起因する構造的な温泉であるといえるのかも知れない.

温泉は花崗岩類を湧出母岩にしていることから, 杉山 (1963) は, 花崗岩中に深部まで通じた割れ目があって水の深い循環によって地熱が持ち上げられているという機構を提唱した. 温泉活動と地震活動の関連性を探る研究が企画され, 山陰地域の温泉を調査する機会が何度かあり (吉岡ら, 1984), 温泉水のトリチウム濃度と水素と酸素の安定同位体比が測定された. また, 割れ目の中をどのような水理学的・熱学的な条件で水が深部を循環し, 深部の地熱が持ち上げられるのか理解するため, 割れ目系を介した水・熱循環モデルによる解析が試みられた (北岡, 1987). その後のパーソナルコンピュータの進歩により, Microsoft Excel に代表される表計算ソフトによって同様のモデル解析を容易に実行できるようになった. 最近, プレートの沈み込みに伴う深部流体の生成と温泉との関連が話題になっているが (西村ら, 2006; 風早ら, 2014), 小論では, 深部起源流体の移動が遅く, それによる温泉の温度への影響が無視できる場合について, 天水が深い割れ目系を循環することによって温度の高い温泉湧出が生じる可能性とその水文地質構造的な条件をモデル解析により検討した.

2. 温泉の調査

Figure 1 は, 鳥取県, 岡山県, および兵庫県北部地域で, 古くから湧出している温泉地の位置を示したものである. 山陰地方で高温の温泉を湧出している温泉地が直線状にある幅で並んでいるのが特徴的である. Figure 2 は, 気象庁のウェブサイト (気象庁, 2014) から 2004~2013 の 10 年間の地震データをダウンロードし, マグニチュード 1 以上の地震の震源をプロットしたものである. 地震は高温の温泉の配列とほぼ同じ直線上で多く発生している.

中国地方は, 白亜紀から古第三紀の花崗岩類が広く分布しており, 日本海沿岸部では, 新第三系

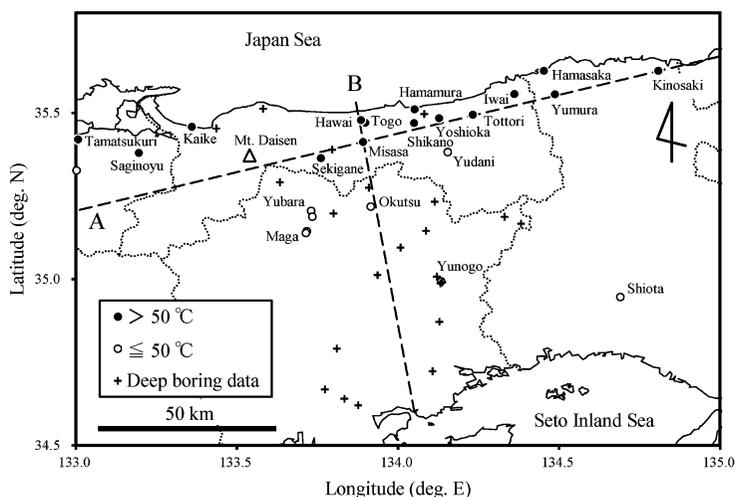


Fig. 1 Location of spas springing up from old times. Mark of + shows deep borehole used for log in this paper.

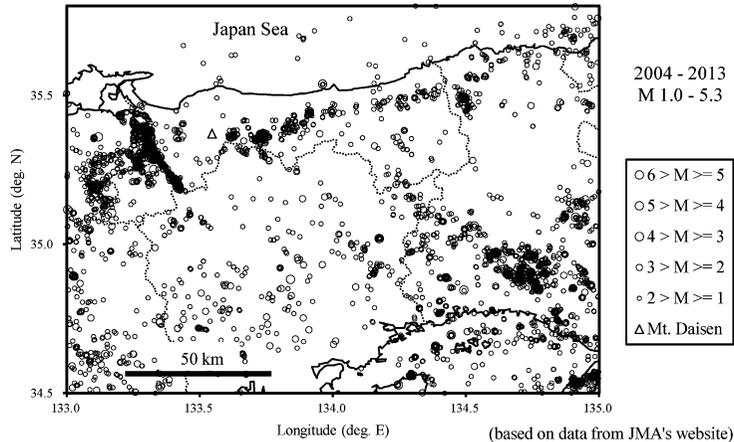


Fig. 2 Seismic activity for 2004-2013 in Tottori, Okayama and Hyogo prefectures. Mark of M shows magnitude of earthquake. Source : compiled from the website of Japan Meteoric Agency (2014).

中新統の地層がそれを覆い、その中に火山噴出物を含む海成層（グリーンタフ）も分布する（日本の地質「中国地方」編集委員会, 1993）。多くの温泉は花崗岩類から湧出しているが、鳥取温泉や皆生温泉など日本海沿岸部の温泉は新第三系の堆積層から採取されている。山陰地方で湧出する温泉の成分組成と成分濃度はそうした地質条件を反映して多様である。

温泉の湧出状態の変動を調べる目的で、山陰地方を中心に1980年と1992年に温泉調査が行われ、湧出温度、化学成分、トリチウム濃度、水素と酸素の安定同位体比が測定された。その間、いくつかの源泉で毎日温泉水の採取が行われ、温泉水のCl⁻濃度が地震の発生と呼应して変動していることが明らかにされた（吉岡ら, 1984; 板持ら, 1993）。1980年と1992年に採水した温泉水（計60試料）と河川水（17試料）については、トリチウム濃度の測定に数年以上の時間を要した。水素と酸素の安定同位体比は岡山大学固体地球研究センター（現在、地球物質科学研究センター）で測定した。Appendix 1の表はその測定結果である。これまでデータを解釈する糸口を見出すことができなかったが、割れ目系の深部循環を探る上で示唆に富む結果であることが明らかとなった。

また、2001年から2003年にかけて岡山県内のほとんどすべての温泉と鳥取県内の温泉を対象に調査が行われ、温泉水（221試料）および地下水と沢水（計121試料）の水温、化学成分、および水素と酸素の安定同位体比の測定が行われた。その結果はすでに公表され（山田ら, 2006）、両県の多くの温泉水は標高の高い山地に浸透した天水に由来していること、天水は山陰側と山陽側で同位体的に明らかな違いのあることなどが分かり、また、岡山県内の花崗岩深部で、同位体比の値が現在の天水よりもかなり低い、寒冷期の天水と考えられる水が見いだされた。

3. 温泉調査の結果

3.1. 湧出温度の分布

2001年から2003年にかけて広域にわたり調査された温泉の湧出温度の分布には、明瞭な特徴が見られる。調査した温泉の位置をFig. 3に示す（山田ら, 2006; 1992年調査のものも一部含めた）。図中の破線Aは、高温の温泉が分布する軸を表し、破線Bはそれに直交し、三朝温泉を通るように引いたものである。Figure 4は、調査したすべての温泉の湧出温度をFig. 3の直線Aに投影し

たものである。湧出温度の高い温泉は山陰地方の温泉であるが、東北東—西南西の方向でそれらが離散的に分布している。その離散的な分布は、Fig. 2 の震源分布ともある程度対応しており、高温の温泉湧出と地下の不連続構造との関連性がうかがえる。

Figure 5 は、湧出温度を直線 B (Fig. 3) に投影したものである。湧出温度は直線 A を境にその北側と南側で顕著な違いがみられる。湧出温度の高い温泉は直線 A 付近で顕著である。しかし、鳥取県西部から島根県東部では、A 線の北側約 20km の範囲でも温度の高い温泉湧出がみられる。地震は直線 A に沿う限られた範囲で発生しているが、鳥取県西部でその範囲が南北に広がっている (Fig. 2)、この地域の温泉湧出にも地下構造との関連がうかがえる。

一方、直線 A よりも南側では、湧出温度が 50℃ を超す温泉は見られず、直線 A から離れるにつれて温度の下がる傾向が見られる。南北断面における直線 A を境とするこのような湧出温度の顕著な違いは、地震活動が活発な中国山地よりも北側では、岩盤中に亀裂が発達していて、深部起源の流体の上昇や、天水の深い循環の生じる条件が存在するが、地震活動の比較的静穏な南側では、流体の通路となる深い亀裂が発達してないことを示していると思われる。Figure 5 における明瞭な湧出温度の分布は、直線 A に沿うような東北東—西南西方向の不連続構造 (断層) の存在をうかがわせ、また Fig. 4 における湧出温度の離散的な分布は、これに直交する不連続構造が山

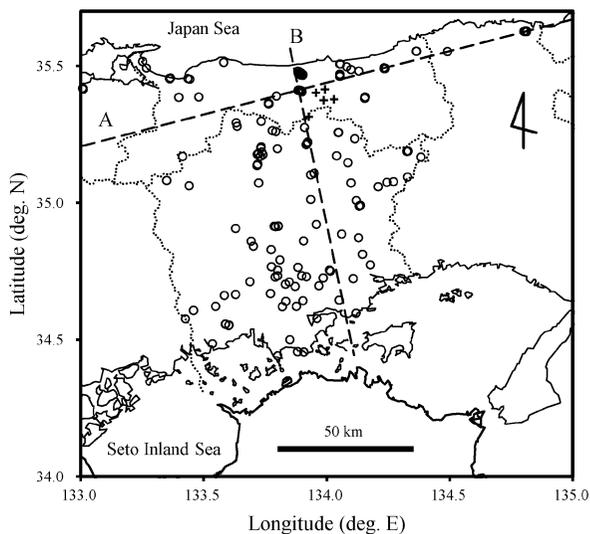


Fig. 3 Location of hot springs surveyed from 2001 to 2003. Data are quoted mainly from Yamada *et al.* (2006). Mark of + shows sampling point at the source of river waters in 1992.

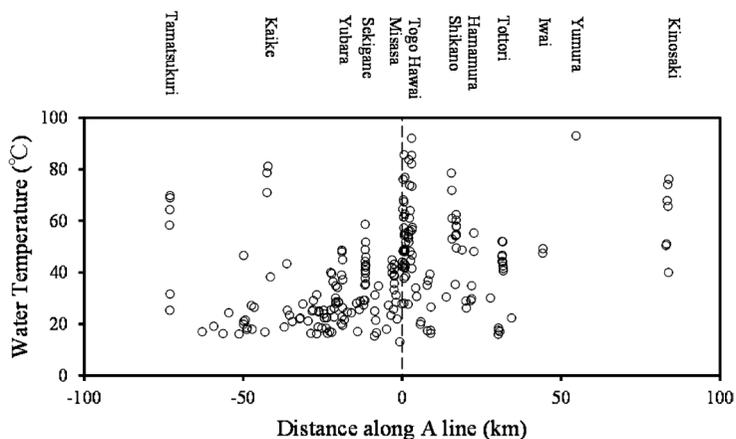


Fig. 4 Distribution of water temperature of hot springs along the projection on A-line in Fig. 3. Data are quoted mainly from Yamada *et al.* (2006). Horizontal axis shows distance from B line.

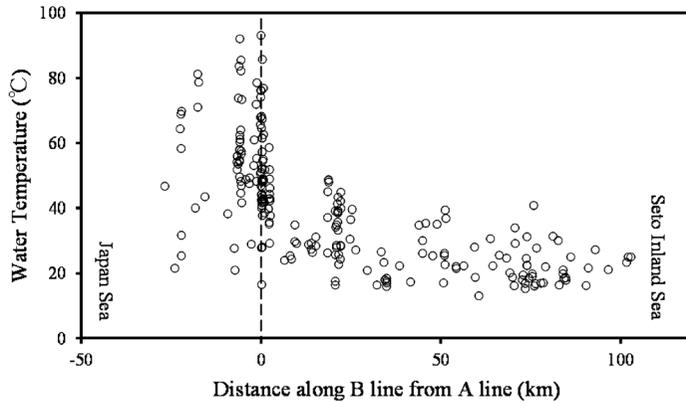


Fig. 5 Distribution of water temperature of hot springs along the projection on B-line in Fig. 3. Data are quoted mainly from Yamada *et al.* (2006). Horizontal axis shows distance from A-line.

陰地域に少なくとも6カ所存在することを示唆している。

3.2. 温泉水のトリチウム濃度と水素・酸素の安定同位体比

1980年9月および1992年の2月と9月に山陰地方で調査された温泉には、三瓶山周辺の温泉や鳥取市の湯谷温泉も含まれるが、ここでは、比較的温度の高い玉造温泉、三朝温泉、東郷温泉、鹿野温泉、吉岡温泉、湯村温泉、および城崎温泉を対象にし、温泉水のトリチウム濃度と同位体比 (Appendix 1) から温泉湧出の条件を調べる。

温泉水の Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- の各濃度は温泉地によって著しく異なっているので、化学成分を絡めて一括して議論することは難しい。ところが、地化学温度計として使われる SiO_2 濃度を湧出温度に対比させると、Fig. 6のように、泉質への依存性がなくなり、分布の上限と下限を大まかに破線で示したように、全体として SiO_2 濃度が高いほど湧出温度の高い関係が得られる。これは、原温泉水ともいえる深部由来の熱水の湧出する温度が類似していて、それが冷地下水と混合している状態を表しているように見え

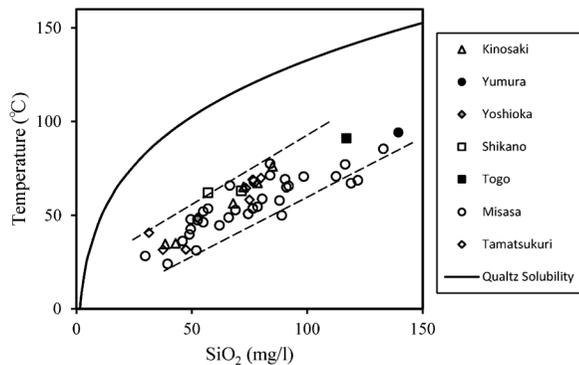


Fig. 6 Relationship between water temperature and SiO_2 concentration in hot spring waters in San-in region. Solid line shows quartz solubility.

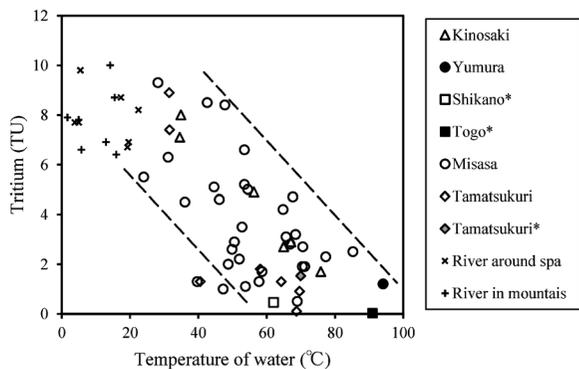


Fig. 7 Relationship between tritium concentration and water temperature in hot spring waters and river waters in San-in region in 1992.

る。なお、図中の実線は石英の溶解度 (村松ら, 2008) を示したものであり、湧出温度の高い湯村, 三朝, 東郷の温泉地の SiO_2 濃度は、約 150°C の平衡温度に対応される。深部由来の熱水はそのような温度環境を経由していることがうかがわれる。

Figure 7 は、山陰地方の温泉のトリチウム濃度と水温の関係を示したものである。×印は温泉地付近の川水を表す。山陰地方の温度の高い温泉では、全体的に、湧出温度が高いほど温泉水のトリチウム濃度の低い傾向がみられ、温度が高くトリチウム濃度の低い熱水がトリチウム濃度の高い浅層の冷地下水と混合している状態がうかがわれる。

Figure 7 には、参考のため、温泉地からはなれた標高の高い中国山地の源流域で採取した沢水のトリチウム濃度も +印でプロットした。その採取点の海拔標高は 510m から 770m であり、その位置を Fig. 3 に +印で示した。河川水のトリチウム濃度は、温泉地を流れる川水と源流の沢水とで明瞭な違いは見られず、標高にほとんど無関係であり、1992 年当時の値で 6~10 TU の範囲に見出される。河川水のトリチウム濃度は、その流域の浅層地下水の平均的なトリチウム濃度を表しているとみなせるので (Kitaoka, 1988)、これに指数関数モデルを適用すると、およそ 5 年 (6 TU) から 10 年 (10 TU) の滞留時間が対応される。我が国の河川水の平均的な滞留時間は数年から 5 年程度のものが多いが、この地域の河川水はそれに比べると長く、浅層地下水の貯留機能が高いことを示している。

Figure 8 は、水素と酸素の同位体比を δD と $\delta^{18}\text{O}$ 表示で相関をとったものである。凡例に * で示した城崎温泉, 湯村温泉, 東郷温泉, 三朝温泉と玉造温泉の各 1 点は、Matsubaya *et al.* (1973) から引用したものである。ただし、河川水は温泉地周辺の川水 (×印) と中国山地源流の沢水 (+印) とに分けてプロットした。

この δD — $\delta^{18}\text{O}$ 図上で、三朝温泉の同位体比に着目すると、温泉水の大部分は、標高の低い川水の値よりも低く、標高の高い源流域の沢水に近い値になっている (Fig. 8)。これは、温泉水が標高の高い山地に浸透した天水に由来していることを示しているといえる。データ数の多い三朝温泉における調査源泉の位置を Fig. 9 に ● で示す (○は未調査の源泉である)。

なお、Figure 8 で、城崎温泉の温泉水の同位体比の値が温泉地の中で最も高い。それらの水素と酸素の同位体比をそれぞれ Cl^- 濃度に対比させると Cl^- 濃度の高い温泉水の同位体比は、ほぼ源

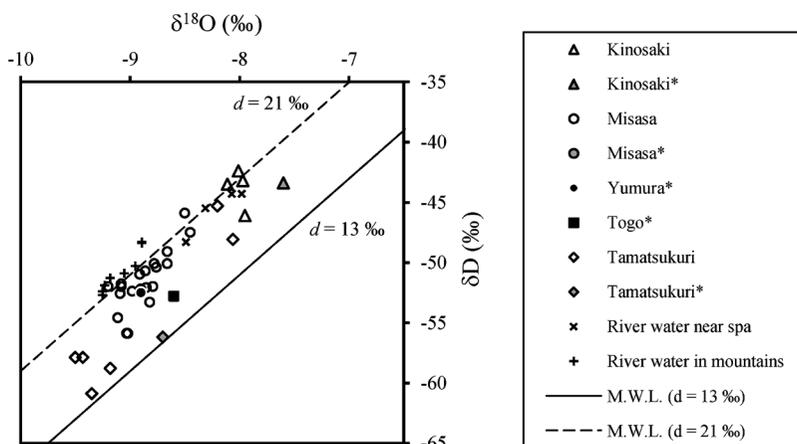


Fig. 8 Relationship between δD and $\delta^{18}\text{O}$ in hot spring waters and river waters in San-in region. Mark of * in the legend indicates quotation from Matsubaya *et al.* (1973).

流の沢水と海水との混合線の上にあるので、城崎温泉の温泉水は海水との混合によるものであるとみなせる。一方、玉造温泉の同位体比の値は温泉地の中でもっとも低く、河川水よりもかなり低い。岡山県の花崗岩深部には同位体比のさらに低い水が存在するので（山田ら, 2006）、玉造温泉においてもそのような同位体比の低い水が存在している可能性が考えられるが、今後の課題としたい。

Figure 10 は、三朝温泉において、温泉水のトリチウム濃度を δD と $\delta^{18}O$ に対比させたものである。同位体比の低い温泉水ほどトリチウム濃度の低い傾向が認められる。これは、標高の高い山地に由来する同位体比の低い温泉水はトリチウム濃度が低く、それが湧出地で浅層の地下水と混合しているとの推察を支持するものである。Figure 11 は、三朝温泉における湧出温度、トリチウム濃度、および同位体比をそれぞれ Cl^- 濃度に対比させたものである。湧出温度は Cl^- 濃度との間に明瞭な正の相関がある。 HCO_3^- 濃度や SO_4^{2-} 濃度においても Cl^- 濃度との間に正の相関がみられる（Appendix 1）。温泉水のトリチウム濃度は、花崗岩が露出もしくは地表近くまで分布するところでは（鳥取県、

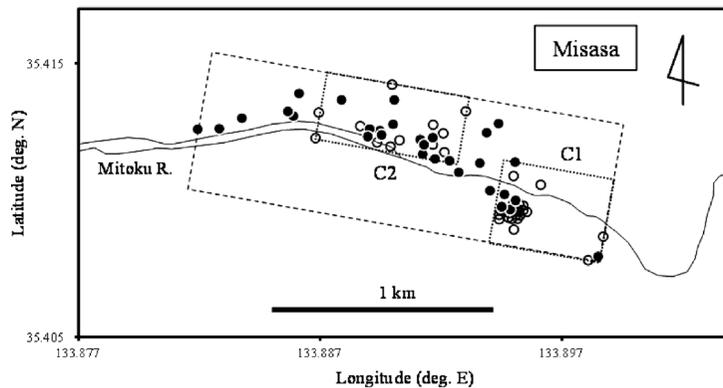


Fig. 9 Location of hot springs in Misasa. Filled circle shows sampling point of hot spring waters in 1992, and open circle shows other hot spring. Marks of C1 and C2 show dense areas of hot springs.

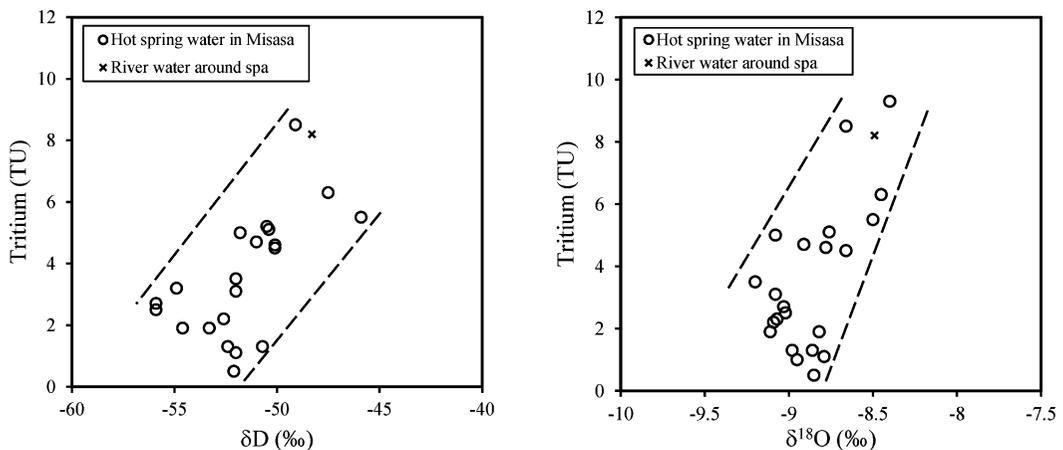


Fig. 10 Relationships between tritium concentration and isotopic ratios in hot spring waters and river waters in Misasa in 1992. Relation with δD is shown on the left and that with $\delta^{18}O$ is shown on the right.

1972) 相対的に高く、 Cl^- 濃度との間に負の相関がみられる。堆積層から採取されている温泉では(鳥取県, 1972), Cl^- 濃度が低くてもトリチウム濃度の低い温泉水がみられる。これは、堆積地層中に流れの遅い地下水や温泉水が存在することを示し、それによってトリチウム濃度にばらつきが生じているものと考えられる。また、温泉水の δD と $\delta^{18}\text{O}$ の値は、温泉地を流れる川水の値よりも低く、 Cl^- 濃度との間にそれぞれ負の相関が認められる。

このように、温泉水の湧出温度、トリチウム濃度、 δD 及び $\delta^{18}\text{O}$ がいずれも Cl^- 濃度との間に大略直線的な相関がみられるので、温度が高く、トリチウム濃度が低く、同位体比が低い原温泉水ともいえる熱水が冷地下水と混合している状態を推定することができる。同位体比の低い温泉水は、標高の高い山地に浸透した天水に由来すると考えられ、中国山地で岩盤中の破碎帯に入り、深部を経由する過程で熱を獲得した天水が湧出地で浅層地下水と混合している状態が推定される。湧出する熱水の温度は $70\sim 90^\circ\text{C}$ 程度、 Cl^- 濃度は $400\sim 800\text{ mg/l}$ 程度、トリチウム濃度は 1992 年値で 1 TU 以下から 3 TU 程度である。 Cl^- 濃度の最も高い温泉水にトリチウムが含まれているので、深部由来の熱水に過去の水爆実験に由来するトリチウム(水爆トリチウム)が含まれている可能性がある。

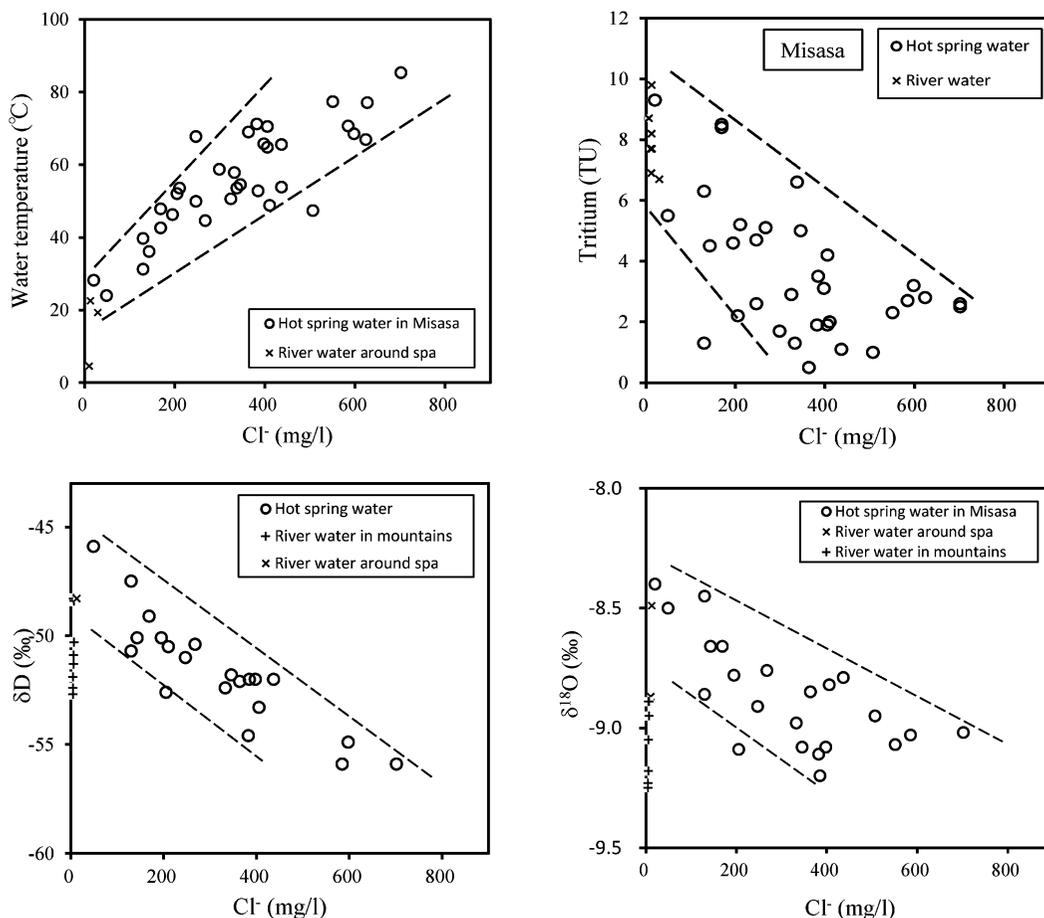


Fig. 11 Relationships of water temperature, tritium content, δD and $\delta^{18}\text{O}$ with Cl^- concentration in hot spring waters and river waters in Misasa in 1992.

なお, Figure 11 の $\delta D-Cl^-$ と $\delta^{18}O-Cl^-$ の図に着目すると, Cl^- 濃度の高い温泉水は, $\delta^{18}O$ の値では源流域の沢水の値と類似しているが, δD の値では源流域の沢水よりもさらに低い. 鳥取県と岡山県の沢水と地下水の d 値は, 中国山地のやや南を境にして, 北側で高く南側で低くなっており, 山陰側と山陽側で d 値に約 8‰ の差があるが (山田ら, 2006; Mizota and Kusakabe, 1994), それを考慮しても, それらの温泉水の δD 値は, 山陽側の天水よりも低い.

山田ら (2006) は, 岡山地域の大深度掘削泉から採取された温泉水に現在の天水よりも同位体比の低い水を見出し, それらが寒冷期における天水を表すものとして, 岩盤中で 1 万年以上を要している遅い水循環の可能性を議論している. Figure 12 は, 山田ら (2006) のデータから, 鳥取県と岡山県の温泉水と温泉水以外の河川水, 地下水, 湧水について δD を温度に対比させたものである. 異なる時期に採取された鳥取県内の温泉水においても天水よりも同位体比の低い水が見出される. これは, 岩盤中の割れ目系のまわりには流れの遅い古い水が存在する可能性を示唆するものである. Figure 11 は, Cl^- 濃度が高く δD の低い温泉水にそのような古い天水が含まれている可能性を示している.

六甲山の花崗岩山体内部の断層破碎帯の間隙水で, 1970 年に測定された 10 TU 前後のトリチウム濃度は, 破碎帯の間隙水に新しい水が混合していることを示している (黒田ら, 1981). 山岳域では, 破碎帯中の水位は周囲岩層の水位よりも低く, 周囲の水が破碎帯に入る条件にあると考えられる. 中国山地においても, そのような過程で山体内部の水が割れ目系の間隙に入っているものと考えられる. 下流の流出域では, 割れ目系の中の間隙水の水位は周囲地層の水位よりも高くなるので, 割れ目系の中に周囲の水が混入することはないと考えられる.

一方, Cl^- 濃度の高い温泉水の $\delta^{18}O$ の値は, 源流域沢水の δD 値との比較において相対的にやや高いと見ることもできる. 別府温泉などの地熱地帯では, 地下の熱水に明らかな O-シフトが見られ (北岡ら, 1993), その地下温度には 200~300°C が推定されている (Allis and Yusa, 1989) ので, 三朝温泉で湧出する熱水においても, その元となる天水がそれに近い高温域に達する経路を循環し, それによっていくらか O-シフトを起こしている可能性も考えられる.

ところで, 温泉地で深部から上昇する熱水は, その水素と酸素の同位体比から, 標高の高い中国山地からもたらされたものであると考えられるが, 同位体比のばらつきが大きいため, 熱水貯留槽

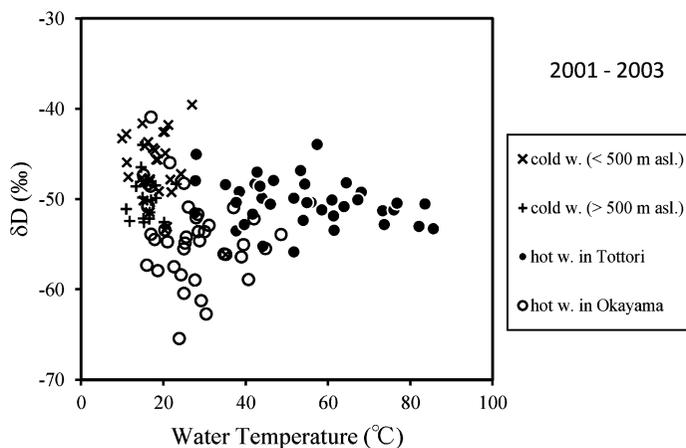


Fig. 12 Relationship between δD and water temperature for cold waters (altitude <500 m asl. and >500 m asl.) and hot waters (in Tottori pref. and Okayama Pref.). Data are quoted from Yamada *et al.* (2006).

のような O-シフトした熱水や同位体比の高い深部起源の流体の寄与を明確に確認することはできない。しかし、三朝温泉に湧出する熱水は、花崗岩由来とは考えられない Cl^- 、 SO_4^{2-} などの成分を含んでいる。山陰地方で湧出する温度の高い温泉水の陰イオン組成に着目してみると、 $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ 比の高い温泉水は花崗岩から湧出している傾向がみられる。実際、花崗岩から湧出している三朝温泉と湯村温泉の $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ の当量比は 1 よりも高くこの地域で最も高い。鹿野温泉、関金温泉、および東郷温泉の一部ではそのモル比が 1 よりも高く、これらも花崗岩から湧出している。 $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ のモル比が 1 よりも低い鳥取温泉、浜村温泉、羽合温泉、東郷温泉、皆生温泉、玉造温泉などは、沿岸域の新第三系堆積層、もしくは海成の新第三系中新統が分布する地域で湧出している。 SO_4^{2-} 濃度がもっとも高く硬石膏の溶解度にほぼ等しい鳥取温泉の温泉水はグリーンタフ型熱水 (Sakai and Matsubaya, 1974) に入れられるかもしれない。

内陸側に位置する三朝温泉、湯村温泉で花崗岩から湧出する熱水は、端成分量として、 Cl^- を約 800 mg/l 程度 (三朝)、 SO_4^{2-} を約 200 mg/l (湯村、三朝)、 HCO_3^- を約 400 mg/l (三朝) の濃度で、それぞれ含んでおり、これら成分の由来が注目される。三朝温泉に湧出する熱水が中国山地の天水に由来するものとすれば、その水質は涵養域の地質の影響を受けているはずである。実際、三朝温泉よりも内陸側一帯は、中新世後期から鮮新世の火山性堆積物 (三朝層群) が花崗岩類を覆っており、人形峠付近ではウラン鉱床を伴う非火山性の淡水成堆積物が分布している (日本の地質「中国地方」編集委員会, 1993)。しかし、三朝温泉を含む流域の中国山地一帯に三朝温泉のような Cl^- 、 SO_4^{2-} 濃度を含む水は見出されていない。三朝温泉に湧出する熱水に含まれる Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 成分は、天水の深い循環系に、さらに深部に起源をもつ流体が付与している可能性を示しているように思われる。深部流体として、最近、フィリッピン海プレートの沈み込み帯におけるスラブ起源流体に関する議論が行われている (西村, 2000; 西村ら, 2006; 川本, 2013; 風早ら, 2014; 網田ら, 2014)。成分を携えることができる超臨界状態の深部流体は、主断層に沿って上昇し、浅部で天水の循環系に取り込まれてさらに上昇を強めているのかも知れない。深部起源流体の天水循環系への付加によって湧出する熱水の温度は影響を受けると考えられるが、小論では、深部流体の付加による熱水の温度への影響が小さい場合を想定して、天水の深い循環によって温度の高い熱水が形成される可能性について検討を試みる。

4. 温泉地の規模と地下温度の状態

4.1. 温泉地の広がり

各温泉地において、源泉はそれぞれ限られた範囲に分布する。それは地下水の温度がおおむね 40~50°C 以上の範囲と考えられる。温泉の熱源が花崗岩の割れ目系からもたらされた熱水であるとすれば、熱水が岩盤から湧出する場所は源泉の分布する範囲内にあると考えられる。多くの温泉水は、その成分濃度や同位体比からみて、割れ目から湧出した熱水が地下水と混合しているので、源泉の分布範囲をただちに割れ目から湧出する熱水の出口に対応させることはできない。しかし、源泉が密集する部分の広がり大きさは熱水の湧出口の規模の目安を与えているようにみえる。

源泉数の最も多い三朝温泉では、源泉は、Fig. 9 に破線で囲んだように、東西方向に約 1.9 km、南北方向に約 0.6 km の範囲に分布する。鳥取県 (1972) に描かれている地下温度の等温線には、2 カ所に温度の高い目玉がみられ、それぞれの目玉で温泉が密集しているようにみえる。その 2 カ所を Fig. 9 に示したように点線で囲んでみると、東側の目玉 (C1) の広がり東西に 0.51 km、南北に 0.34 km、西側の目玉 (C2) では、それぞれ、0.66 km、0.29 km である。

三朝温泉以外の温泉地では、源泉数が 10 泉以上ある鳥取、浜村、東郷、関金、皆生の各温泉地に

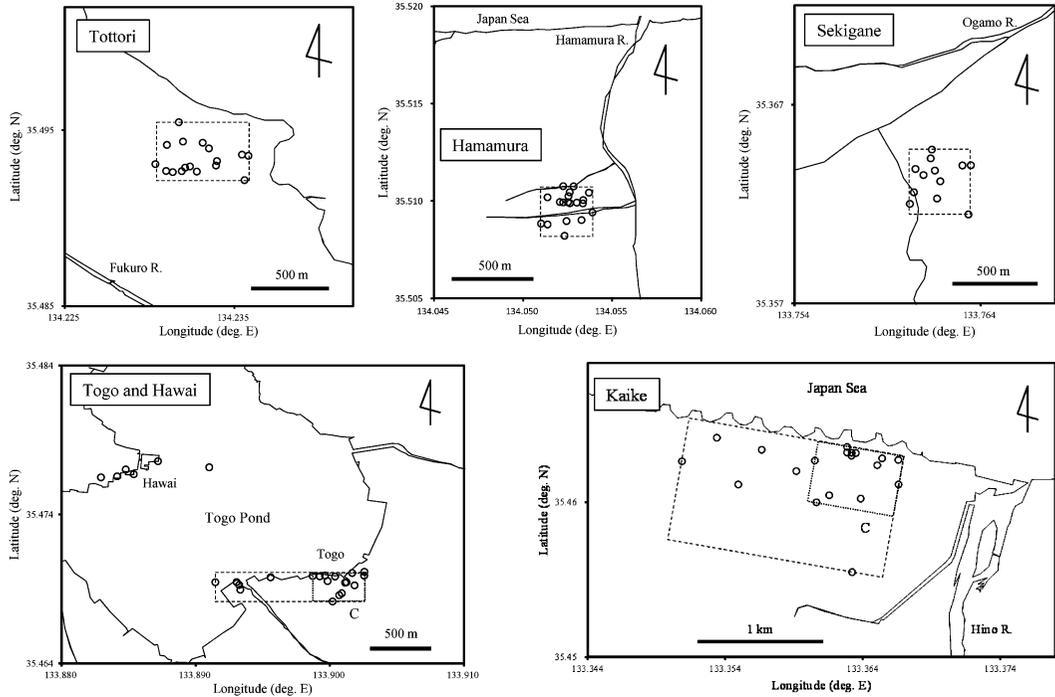


Fig. 13 Spatial distribution of hot springs. Data are quoted from Tottori pref. (1972). Mark of C shows dense area of hot springs.

ついて、同様にして破線あるいは点線で源泉を囲み (Fig. 13), それぞれ、東西方向と南北方向の広がりをも測って1枚の図にプロットしてみると、Fig. 14が得られる。精度を欠く手法ではあるが、温泉の密集する広がり大きさは、温泉地によってそれほど大きい違いがなく、東西の方向では 0.5 ± 0.2 km 程度、南北の方向では 0.3 ± 0.1 km の程度であると見ることが出来る。こうして得られる温泉密集域の類似した広がり、熱水が割れ目系から流出する出口の規模を反映しているものと思われる。

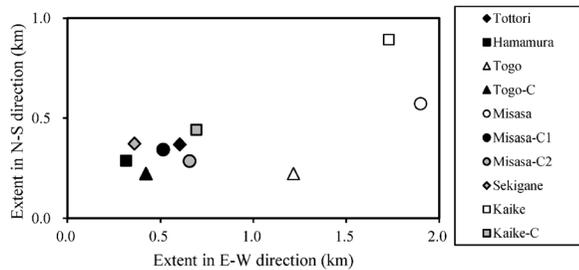


Fig. 14 Spread of spatial distribution of hot springs.

4.2. 地下温度の状態

掘削柱状図に記載されている地温は、掘削工事中に測定された温度であるから、掘削工事の影響や増掘の場合は源泉周辺地温の影響が含まれるので、必ずしも正しく地温を表しているとは言えないが、地下温度の状態を知るほとんど唯一ともいえる手がかりを与える。温泉調査に際して、源泉の所有者、市町村役場、および旅館組合から掘削柱状図を閲覧する便宜をいただいた。「三朝温泉史」(鳥取県三朝町, 1983)にも掘削柱状図が掲載されている。また、鳥取県の温泉調査報告(鳥取県, 1972, 2000)には掘削時における数多くの孔底温度がまとめられている。

Figure 15 は鳥取県内で掘削された温泉の柱状図から地下温度を転載したものである。○印は孔底地温を表す。また、従来の温泉地以外の地域で新規に開発された大深度掘削温泉のプロファイルも示した。柱状図を利用した大深度温泉の位置を Fig. 1 中に +印で示した。

従来からの温泉地における地温は、深さ 400m までの範囲で 100℃ 付近まで達しているものがある。また、地温プロファイルは上向きに凸の形になっているので温度の高い熱水が深部から上昇している状態を知ることができる。ところが従来温泉のなかった地域で新規に開発された大深度温泉のプロファイルは、Fig. 15 で見られるように、従来温泉地のものと明らかに異なり、地温は深さに対して深部まで直線的な分布をとり（浅部で揚湯の影響がみられるものがある）、水の上向きの流れはほとんど認められない。また、深部の地温は、浜村温泉付近から大山山麓地域までの広い範囲で大きく変わらないので、新規に開発されたこれら大深度温泉の地温は、この地域のバックグラウンド地温を表していると考えて差し支えないと思われる。地表の温度を 15℃ として地温勾配（増温率）をみると、見かけの上で約 0.03℃/m に対応される。山陰地方では、そういうバックグラウンド地温を有する花崗岩岩盤中に縦割りの割れ目構造があって、それを天水が循環する過程で温度の高い温泉水が形成されていると考えることができる。

一方、岡山県内で花崗岩中に掘削された大深度掘削泉における地温をみると、Fig. 16 に示したように（それらの位置を Fig. 1 に +印で示した）、ほとんどが深部まで直線的な分布をとる。深部の温度は山陰地方の温度よりも低く、0.02℃/m 付近の増温率に対応されるものも多く、0.01℃/m 付近に対応されるものもみられる。岡山県下の深部岩盤中では、水は上下方向にほとんど動いていないとみることができる。ただし、Figure 16 には湯郷温泉の掘削柱状図からの地温も含まれており、その地温分布は、上に凸のプロファイルを示す。湯郷温泉では、熱水の上昇が認められるが、湧出温度は 40℃ 以下である。

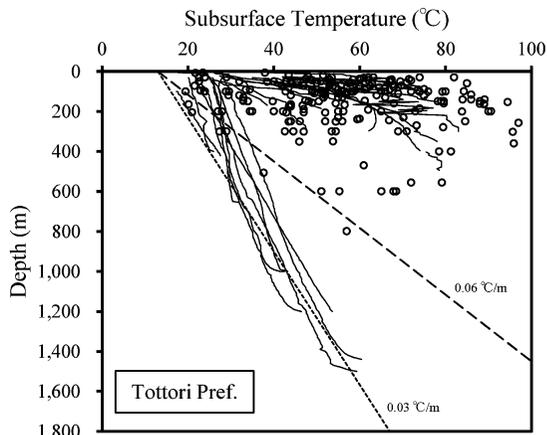


Fig. 15 Underground temperature in Tottori prefecture based on borehole log. Open circle shows temperature at the bottom.

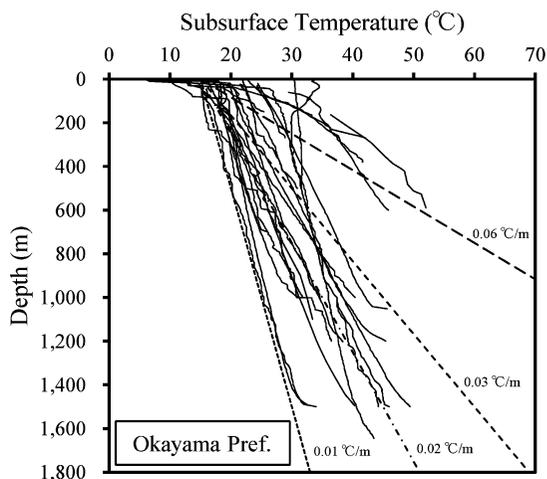


Fig. 16 Underground temperature in Okayama prefecture based on borehole log.

5. 割れ目系の水循環

5.1. 割れ目系の存在

上記のように, Fig. 5 の湧出温度の南北方向の分布は, Fig. 3 の直線 A に沿う不連続な構造の存在を示し, また, Fig. 4 の東西方向の高温泉の離散的な分布は, 直線 A に交わる南北方向の不連続な構造が数多く存在することを示唆している. 山陰地方は, 微小地震の解析により東西方向の圧縮場になっていて, 東北東—西南西方向の線上で地震が起こっている (西田・安藤, 2002; 渡辺, 2004). 一般に, 強い圧縮場では, 共役なふたつの方向に破壊面やすべり面が生じ, 一方の破断面で大きいずれが生じると, 他方の共役なすべり面はずれが小さい. 1983 年に発生した鳥取県中部地震 (M6.2), および 2000 年に発生した鳥取県西部地震 (M7.3) に伴い, それぞれ, 北北西—南南東方向で余震が起こっている (Nishida, 1988; 片尾・吉井, 2001; 西田・安藤, 2002; 西山ら, 1999). これら余震の分布は東北東—西南西方向の主断層に共役な方向であり, この方向に亀裂系が存在していることを示唆している. しかし, これら比較的大きい地震に伴う余震域を除いた地域では, 主断層に共役な方向の亀裂系の存在を示す微小地震はほとんど起こっていない. これは, 深く循環する割れ目系の水が潤滑油として働き, また地下の歪みエネルギーが温泉のエネルギーの一部として放出されているために, 微小地震が起こりにくくなっていることを示しているのかも知れない.

5.2. 割れ目系における水の深部循環の可能性

地温が深さに対して直線的に増加する半無限地質中で, 地下水の流れが上下方向に一樣であれば定常的な地温分布は形成されない. それは, 一樣な上昇流では, 深部からの熱移流によって地温は地表近くまで際限なく上昇し続け, 逆に一樣な下降流では, 地下深部でも温度は際限なく地表温度に近づき続けるからである. 定常的な地温の分布が形成されるためには, 対流のように, 水の流れが不均一であることが必要である. 温泉地が形成されるためには, 水の動きのない地層中に縦割りの構造があって, その部分だけで水が上下の方向に流れることができるような不均一さが必要である. 古くからの温泉地で温泉が安定して湧出を続けているのは, 割れ目系が地殻変動によって常にこすれ, 一続きに繋がった水の通路が目詰まりすることなく維持されているからであろう.

温度の高い温泉水が形成されるためには, 天水がある程度の水量で割れ目系を循環していなければならない. 循環する水量が少ないと深部で暖められた水が上昇する途中で冷却されてしまい, また水量が多すぎると水が地温の高い領域に達しても十分に暖められないまま上昇に転じるからである. 循環する水量は, 割れ目系の透水性と地表付近の地下水の水位勾配に支配される. 水位勾配は, 温泉地からみて背後の山地の地下水位の高さ (水理的なポテンシャル) によってつくり, 割れ目系の中に入った水は水位の低い温泉地に向かって 2 次元的に移動する. 割れ目系深部の水が上昇するためには割れ目の端が閉じられていて, 堰き止められることが必要である. 割れ目系の閉塞は主断層と共役な割れ目系が交差するところ生じていると考えて差し支えないであろう.

このように, 山陰地方の温泉は, 東西方向に働く圧縮場によって東北東—西南西方向の主断層とそれに共役な北北西—南南東方向の割れ目系が形成されていて, 中国山地の高所で浸透した地下水がある程度の流量で深部に通じた岩盤中の破碎帯に入り, それが割れ目系の深部に達し, そして, 主断層による堰き止めによって深部の水が主断層に沿って湧昇し, 地表に温泉として湧出するという姿が概念的に描かれる. そのように考えると, 湧出温度の高い温泉地が主断層に沿うように東北東—西南西の方向に直線状に並んでいることも理解される.

Figure 17 は, 地図ソフト (カシミール 3D) を用いて, Fig. 1 の B 線に沿う地形と温泉の位置

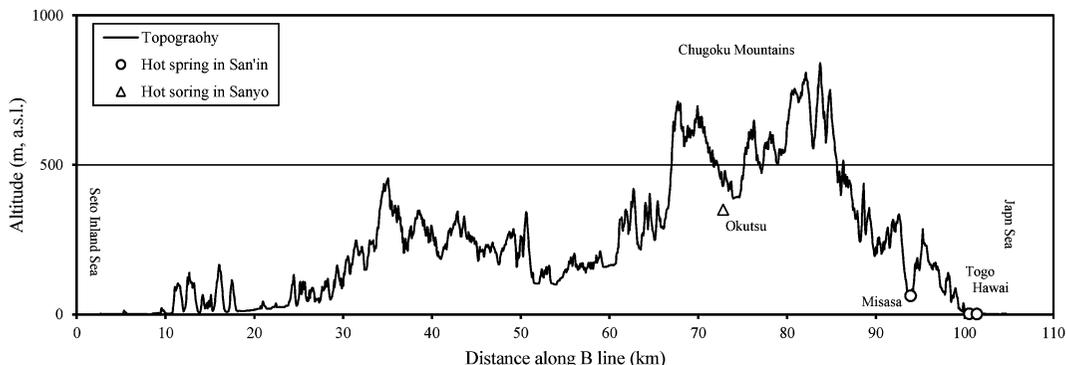


Fig. 17 Topography along line-B in Fig. 1. Open circle shows spa.

を示したものである。三朝温泉を基準にして眺めると、温泉地から中国山地の分水界までの水平スケールは10~15 kmであり、分水界における水理ポテンシャルは、海拔で500~700mの程度(温泉地から見て400~600mのポテンシャル差)である。

Figure 18は、考えられる温泉湧出の水理的な概念を模式的に示したものである。水の深部循環が起こる割れ目系をA面とし、それを堰き止める主断層をB面とする。地表における水位 ϕ の分布によって割れ目の中で水の流れが起こり、下流の末端付近では上向きの流れが生じると考える。

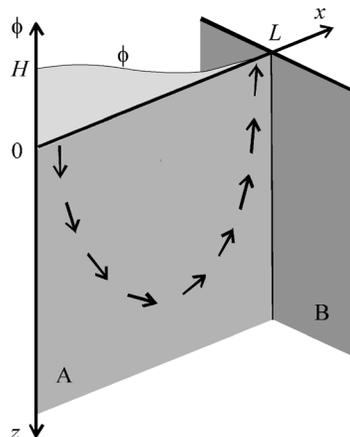


Fig. 18 Conceptual diagram of deep water circulation through fractured system.

5.3. 割れ目系の水循環モデル

ひとつの割れ目系は、何枚かの亀裂が集合したものであると考え、各亀裂内で水の流れが2次元のPoiseuille流で近似されるものとする。割れ目系の水の流れはDarcyの法則に従うことになり(Appendix 2)、ポテンシャル流として扱うことができる。

割れ目系の中を流れる水の温度を解析するためには、割れ目系の中における流線を表現する必要があり、そのためにはポテンシャルの分布が必要である。地表付近の地下水位の分布を三角関数で近似すると、割れ目の中の水のポテンシャルと流れ関数の分布を求めることができる。

Figure 18に示したように、割れ目系を表すA面に沿って水平方向にx軸をとり、割れ目系Aは、 $x=0$ に分水界、 $x=L$ でB面と交差して閉塞されているとする。また、鉛直下方(深さ方向)にz軸をとり、 $z=0$ を地表面とする。すなわち、 $x=0$ の上流端と $x=L$ の下流端が不透水性の鉛直壁で仕切られた幅Lの半無限領域における水の2次元流れを考える。

割れ目系の透水係数 k は、深さ z とともに減少しているものとし、それを指数関数の形:

$$k = k_0 e^{-\gamma z} \tag{1}$$

で表すことにする。ここに、 k_0 は地表における透水係数である。 $\gamma=1/D$ とおくと、 D は透水係数の値が k_0 の $1/e=0.37$ になる深さを表すので、小論ではこれを深度定数と呼ぶことにする。

$z=0$ の境界条件として、地表における水位 ϕ_0 が、分水界で H 、流出端で0になるように、

$$\varphi_0 = \frac{H}{2}(1 + \cos\lambda x) \quad (2)$$

の形を与えると, 割れ目系内部の水のポテンシャル $\varphi(x, z)$ は,

$$\varphi = \frac{H}{2}(1 + e^{-\alpha z} \cos\lambda x) \quad (3)$$

で表される (Appendix 3). ここに, $\lambda = \pi/L$, $\alpha = \gamma(1 - \sqrt{1 + (2\lambda/\gamma)^2})/2$ である.

ポテンシャルの分布が求まると流れ関数 $\psi(x, z)$ が求まる. $x=L/2$, $z=0$ で $\psi=0$ となるように積分定数を定めると, $\psi(x, z)$ は,

$$\psi = k_0 \frac{H \lambda}{2 \beta} (1 - e^{-\beta z} \sin\lambda x) \quad (4)$$

となる (Appendix 3). ここに, $\beta = \gamma(1 + \sqrt{1 + (2\lambda/\gamma)^2})/2$ である. $x=0$ の分水界, および $x=L$ の流出端の鉛直壁に沿う ψ の値は, 割れ目系全体を通過する循環量 (ただし, 単位の奥行きで) を表すので, それを ψ_0 とおくと, (4)式より,

$$\psi_0 = k_0 \frac{H \lambda}{2 \beta} \quad (5)$$

である.

流れ関数が単純な形で得られたので, 流線に沿う通過時間 (Appendix 4), および, 次節で議論するように, 流線に沿う温度を解析的に求めることができる.

6. 割れ目系の水温モデル

6.1. 割れ目系内の流線に沿う水の温度

深部から一定の熱流のある地層の温度は, 水の動きがなければ, 熱伝導支配になり, 深さ z に対して直線的な分布になる. 水の動きのない地層のバックグラウンド地温を θ_∞ で表し,

$$\theta_\infty = \theta_0 + \Gamma z \quad (6)$$

とする. ここに θ_0 は地表温度, Γ は増温率である. そういう温度場に鉛直方向に発達した割れ目系があって, そこだけで水が動くことができるものとする. 水の流れに鉛直成分があると, 移流によって水の温度は周囲の地層の温度と異なるので, 割れ目の水と周囲地層との間で熱の出入りが起こる. この熱交換は, 厳密には3次元の熱伝導の問題として取り扱わねばならないが, 小論では, 温泉水の温度形成を理解することを目的とするので, 熱伝達の近似を行う (Appendix 5). すなわち, ある深さにおける割れ目の水温を θ , 周囲地層 (岩石層) の温度を θ_∞ としたとき, 単位時間に割れ目から地層に移動する熱量を単位面積あたり $h(\theta - \theta_\infty)$ の形で表し, 係数 h の値は一定とする. 媒質が花崗岩の場合, h の値は $1.0 \times 10^{-3} \text{W/m}^2\text{K}$ の程度である (Appendix 5). こう近似することによって, 流線に沿う温度の変化を解析的に求めることができる.

$x=x_i$ に発する流線に沿う水温 θ は, $\eta = \theta - \theta_\infty$ とおいて,

$$\eta = -\frac{\lambda}{\beta} \Gamma \int_{x_i}^x e^{-\sigma(x-\xi)} \cot\lambda\xi d\xi \quad (7)$$

で表される (Appendix 5). ここに,

$$\sigma = \frac{2h}{\rho c Q_0 \sin\lambda x_i} \quad (8)$$

である. ρ と c は水の密度と比熱, Q_0 は割れ目系を通過する水的全循環量である. 割れ目系の幅を

B とおくと, $Q_0 = \psi_0 B$ である. この積分は初等関数では表せないので, 区分求積法で計算する.

6.2. 計算の方法

湧出温度を規定するパラメータは, (7)式と(8)式より, 流動系の水平規模 L (パラメータ λ), 鉛直規模 D (パラメータ γ), 地下増温率 Γ , および循環量 Q_0 である. したがって, L , D , Γ , および Q_0 を与えると, 地表の座標 x_i に発する流線に沿って(7)式の積分を行うことができ, 流線に沿う温度の変化と流線の終点における湧出温度を計算して求めることができる. ただし, 循環量 Q_0 は, (5)式より,

$$Q_0 = k_0 B \cdot \frac{\pi}{2\beta} \cdot \frac{H}{L} \quad (9)$$

である. 式(9)中の $k_0 B$ は深度定数 D とともに割れ目系の透水特性を表すパラメータであるから, 小論ではこれを地表透水量係数と呼ぶことにする.

実際は, 地震, 地形, 水文, 掘削などの諸資料から, 割れ目系のスケール L , 水位勾配 H/L , 増温率 Γ を想定することができるので, 湧出温度を決めるパラメータは, 循環量 Q_0 と深度定数 D のふたつだけになる. 流出端の湧出温度に 100°C の条件を加えると, Q_0 ごとにそれを満たす D をユニークに定めることができる. なお, Q_0 は, L , H/L と D を規定すると, $k_0 B$ に比例するので, Q_0 を与えるということは, 割れ目系の $k_0 B$ を与えることと同等である.

しかし, $x=0$ の原点を発する流線は, 地温が無限大になる無限大の深さを經由するので, 流出端の温度を計算して求めることはできない. 流線の終点における湧出温度は, 後述の Fig. 23 のような分布となり, 原点近傍に発する流線における湧出温度はある一定の値になる. 小論では, それを流出端温度と呼ぶことにする. しかし, 原点の近くを発する流線の湧出温度は, 区分求積法における区分長に依存して, 流出端温度のまわりで不確かさをもつ. 区分数はパーソナルコンピューターの Microsoft Excel の能力では 20,000 が限界である. その条件である程度安定した湧出温度が得られるのは, 流線の出発点 x_i が $x_i/L \geq 1/750$ のときである. 小論では, L が 15 km の場合を想定し, $x_i = 20 \text{ m}$ に発した流線の流出点における湧出温度を流出端温度とみなして解析することにする.

6.3. 特異点の問題

モデルでは, ピストン流を仮定し, 水分子同士の分散・混合は考慮されていない. そこで, 計算で得られる流線に沿う温度は, 分散と混合を考慮して, 流線の周りのある幅の温度が平均化されたものであるとみなすことにする. こう解釈することによって, $x_i = 0 \text{ m}$ に発し, 無限大の深さを經由する流線に関わる特異点の問題を回避することができる. すなわち, $x_i = 20 \text{ m}$ に発する流線に沿う温度は流出端付近に到達する流線群の平均的な状態を表し, その湧出温度を流出端の温度とみなすことにする.

6.4. モデルの評価

モデルが実状を近似しているかどうかを判断する材料として, (1) 温泉水の SiO_2 濃度から推定される深部の平衡温度, (2) 温泉地で源泉が密集する広がり, (3) 温泉地からの採取熱量, (4) 温泉地における地温の鉛直分布, (5) トリチウム濃度から推定される水の通過時間, などが考えられる. (1) については, 上記の x_i に発する流線の経路における最深部における温度を SiO_2 温度と比べることができ, (2) と (3) に関しては, 湧出温度が 50°C 以上に計算される範囲が温泉地の広がりを表すものとして, それを Fig. 11 の温泉の南北方向の広がりとは比べることができる. またその範囲で流出する熱量を計算して求めることができるのでそれを実測に基づく温泉の恒常採取量と平

均泉温から求められる採取熱量と比べることができる。(4)については、計算で得られる鉛直分布を掘削明細書の資料と比較することができる。(5)に関しては、熱水に水爆トリチウムが検出されたので数10年以内の通過時間が推定されるが、逆に、これを利用して割れ目系の間隙率や間隙の幅が推定される可能性がある。

7. 計算の結果と考察

7.1. 条件の設定

Figure 17の地形断面図から、流域の水平スケール L を15 km, 分水界のポテンシャル(水位) H は平均水位勾配 H/L を0.03として450 mとし、地表温度 θ_0 は15°C, 地下増温率 Γ は0.03°C/mとする(Fig. 15)。そして、温泉地における地温は約100°Cが上限になっているので(Fig. 15), 流出端の湧出温度が100°Cになる条件を加える。

Figure 19は、種々の循環量 Q_0 を与えて、 $x_i=20$ mに発する流線の流出端温度が100°Cになる深度定数 D を求めたものである。これは、 Q_0 が少ないほど D の大きい深い循環が必要であり、 Q_0 が644 L/min以下では深い循環でも流出端の温度が100°Cに達しないことを表している。温泉が形成されるためには、ある程度以上の循環量が必要であることを示している。

ある Q_0 と D の組み合わせに対して、種々の x_i に発する流線に沿う温度の分布と湧出温度の水平分布を計算することができる。Figure 20は、湧出温度の分布から湧出温度が50°C以上になる範囲(S で表す)を求め、それを Q_0 に対比したものである。循環量が大きくなるにしたがって湧出温度が50°C以上の範囲が狭くなることを示している。これを利用して、50°C以上の湧出範囲が実際の源泉の南北方向の広がりに対応する循環量を探し出すことができる。Figure 14から、源泉密集域の南北方向の広がりには200 mから400 mであるから、対応する割れ目系循環量として5,000 L/min前後の値が推定される。まず、この循環量を用いて、流線に沿う温度の変化、湧出温度の分布、放出熱量、温度プロファイルなどを計算して求め、それを実際の種々のデータと比較することにする。

7.2. 湧出温度の形成過程

(1) 流線に沿う温度の変化

Q_0 が5,000 L/minの条件で、 $x_i=20$ mに発する流線の終点(流出端から20 m手前)における湧出温度を流出端温度とみなし、それが

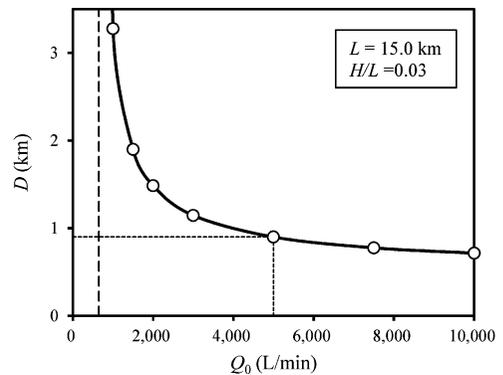


Fig. 19 Relationship between depth constant (D) and circulating volume rate in fractured system (Q_0).

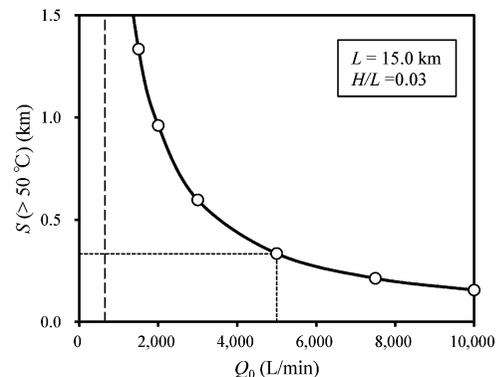


Fig. 20 Relationship between spatial range over 50°C (S) of water temperature and circulating volume rate in fractured system (Q_0).

100℃になる深度定数 D を求めると 0.899 km である。Figure 21 は、出発点 x_i が 20 m, 100 m, 300 m, 600 m 及び 1,200 m の流線に沿う温度の変化を深さに対して示したものである。湧出温度がおよそ 50℃になる流線に沿う温度を太線で表し、それ以下の湧出温度を与える流線に沿う温度を破線と点線で示した。

Figure 22 は Fig. 21 に対応する流線の形を表したものである。流出端から 20 m で湧出する温泉水は、地下約 5 km の深度まで経由し、その最深部の地温は Fig. 21 から約 150℃である。この温度は、Fig. 6 に示した山陰地域で湧出温度の高い湯村温泉、東郷温泉、三朝温泉の温泉水の SiO_2 濃度から推定される石英の平衡温度によく対応している。

SiO_2 の平衡温度と $x_i = 20$ m に発する流線の最深部の温度が一致していることから、上記のように、その流線に沿う温度は流出端に湧出する流線群の平均的な温度を表しているときみなすことができよう。なお、上記のように、温泉水の同位体組成にいくらか O-シフトの可能性が認められるのは (Fig. 11), 150℃付近の温度でも水と岩石の間で酸素の交換が速められ、O-シフトが生じる可能性を示唆しているように思われる。

(2) 湧出温度の分布

Figure 23 は、 x_i に発する流線ごとに求めた湧出温度を流出端からの距離 (x_i に等しい) に対してプロットしたものである。

この湧出温度の分布から湧出温度が 50℃以上になる範囲 S を求めることができ、それが実状に近い 0.33 km になっているのは、そうなるように Q_0 を与えたからである。

Figure 23 の右側の座標軸は流出端からの積算湧出量を表し、図中の破線はその分布を表したものである。これから湧出温度が 50℃以上の熱水の湧出量として 350 L/min が得られる。また、これから、50℃以上の熱水が 15℃の環境に放出される熱量を計算することができ、1.40 MW が得られる。

鳥取県 (2000) による調査報告資料によると、三朝温泉の平均湧出温度は 52.8℃、全可能採取量 (動力を一斉稼働したときの温泉採取能力) は 1,910 L/min である。恒常採取量を採取可能量の 1/2 にとると、三朝温泉における全採取熱量は 15℃基準で約 2.53 MW に見積もられる。三朝温泉では 2 カ所に熱水の流出口があるので、1 カ所あたりの採取熱量は約 1.26 MW になる。モデル計算で得られた放熱量 1.4 MW と実測値に基づく採取熱量 1.3 MW とがそれほど矛盾していないので、採用

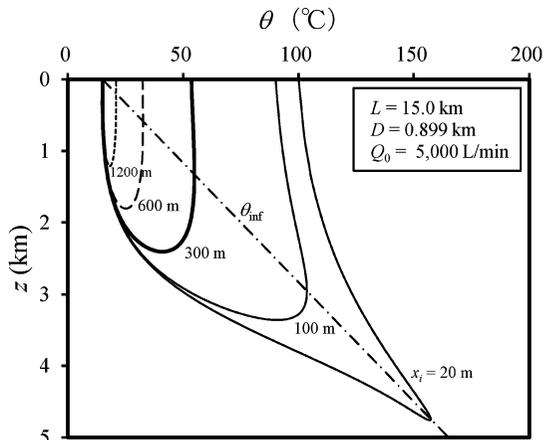


Fig. 21 Temperature along stream line when $Q_0 = 5,000$ L/min. x_i indicates start point of stream line.

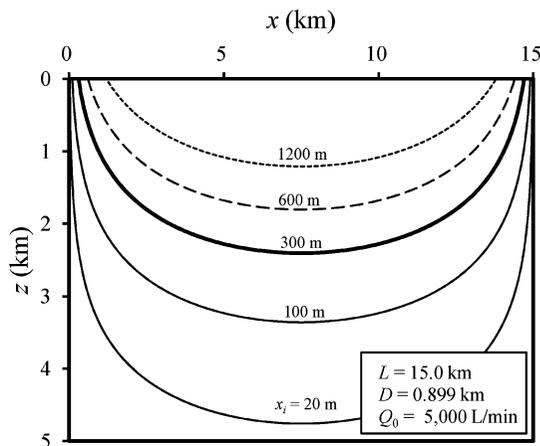


Fig. 22 Stream line corresponding to x_i in Fig. 21.

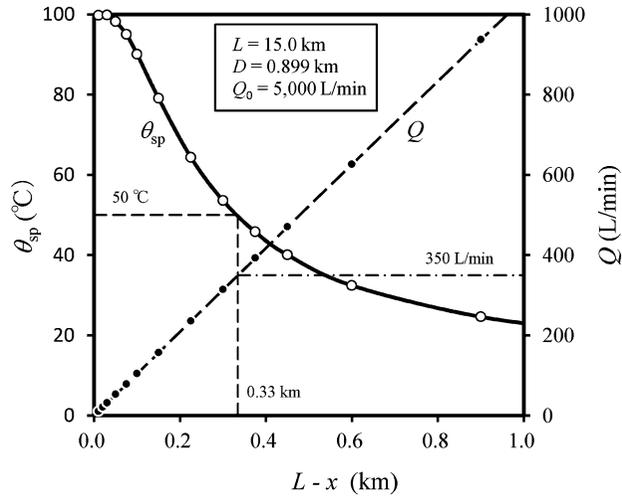


Fig. 23 Temperature distribution of water (θ_{sp}) flowing out to the surface near the end, and accumulation of discharge from the end (Q). Horizontal axis shows distance from the end of fractured system.

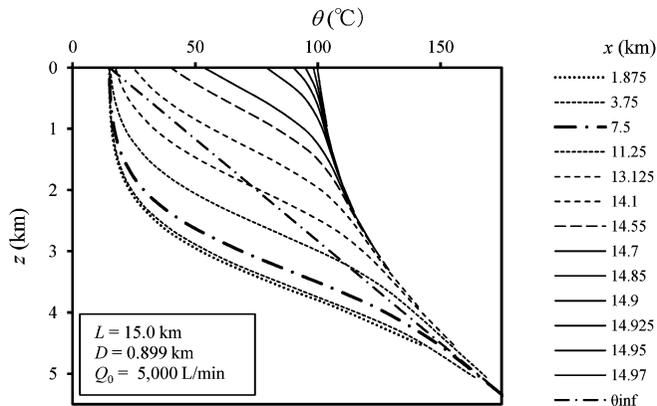


Fig. 24 Vertical profiles of temperature in fracture at the position x in the legend.

した循環量 5,000 L/min は、実状からそれほどかけはなれたものではないと思われる。

(3) 割れ目系の温度鉛直プロファイル

Figure 24 は、割れ目系の水温の鉛直分布を示したものである。流域の中心 ($x=7.5$ km) よりも上流側では水温はほぼ同じパターンで下に凸のプロファイルであるが、中心を下流側に過ぎてても下に凸のままである。流出端から 0.3 km 付近になって 1 km 深以浅で上に凸になりはじめ、流出端では地表まで温度の高いプロファイルになる。浅部で水温プロファイルが上に凸になる $L-x$ の範囲は、温泉地における源泉の南北方向の広がり (Fig. 14) とほぼ一致しており、また、この範囲の水温プロファイルは、ごく浅層をのぞき、柱状図に記載されている地温の鉛直分布 (Fig. 15) によく類似している。計算の結果が実際の源泉が密集する範囲や掘削柱状図の地温プロファイルによく対応しているので、これからみても採用した循環量は実状をある程度近似しているものと思われる。

(4) 割れ目系の透水係数

割れ目系の地表透水量係数 k_0B の値は, (9)式を用いて, $2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ と見積もられる. 実際の温泉密集域の東西方向の幅 500 m (Fig. 14) を割れ目系の幅 B にあてると, 地表透水係数 k_0 として約 $4 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ が見積もられる. オーダー見積であるから, 割れ目系の幅 B の不確かさはそれほど問題ではない.

亀裂系の透水係数は間隙率と間隙幅を用いて表現される (Appendix 2). 亀裂を扱った種々の文献 (Daguid and Lee, 1977; Grisak and Pickens, 1980; 渡辺・星野, 1980; Neretnieks, 1981) では, 岩石の間隙率として 0.0001 から 0.01 の値が与えられることが多い. 間隙率にその範囲を考えると, Appendix 2 の Fig. A-1 に示したように, この透水係数の値は, 10 μm から 0.1 mm 程度の間隙幅に対応される. この間隙幅も文献にみられる岩石中の値とそれほど矛盾していない.

(5) 割れ目系を水が通過する時間

地表透水係数 k_0 のあらましの値が得られたので, 間隙率を与えれば, 天水が割れ目系を通過する時間を見積もることができる (Appendix 4). 三朝温泉で 1992 年に, Cl^- 濃度の高い温泉水に有意のトリチウムが検出されたので, 当時の熱水中には水爆トリチウムが含まれており, 天水が割れ目を通過する時間はおよそ 40 年以内であると考えられる. 逆にこの通過時間を利用すると, Appendix 4 の Fig. A-2 に示したように, 割れ目系の地表の間隙率として 5×10^{-5} のオーダーが推定される. また, 間隙率と透水係数が分かると, 亀裂の間隙幅が推定され, Appendix 2 の Fig. A-1 に示したように, 0.2 mm のオーダーが対応される. しかし, これらは, 割れ目系内の亀裂幅を同じにするなど, 種々の仮定や条件が課せられているので, 目安を与えるに過ぎないものである.

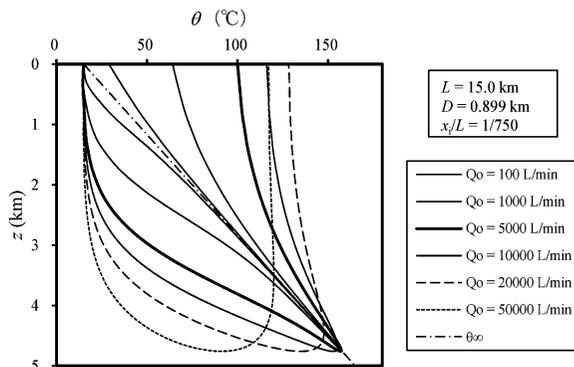


Fig. 25 Temperature along stream line originating at 20 m for different circulating rates in fractured system.

7.3. 温泉の湧出温度を規定する因子

湧出温度を決めるのは, Q_0 と D , あるいは, k_0B と D の組み合わせである. すなわち, 湧出温度は, 割れ目系の透水特性によって規定されていることになる. この節では, Q_0 , D , および L によって湧出温度がどのように変わるのかについて調べ, 温泉が形成される条件について考える.

(1) 割れ目系の透水性

まず, D の値が同じ割れ目系において, Q_0 (あるいは k_0B) によって割れ目の中の温度がどのように変わるかを調べてみる. その結果を Fig. 26 に示す. 循環量 Q_0 が 100 L/min 程度では流出端の湧出

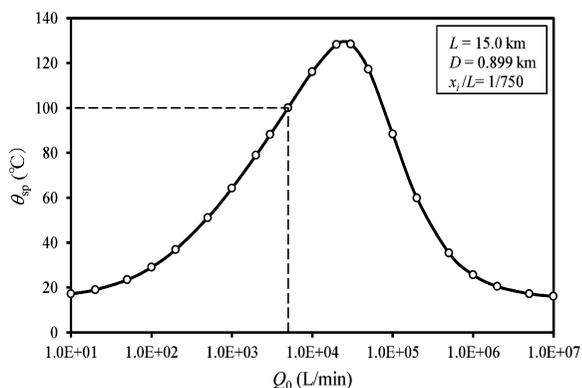


Fig. 26 Temperature of water flowing out at the end versus circulating rate Q_0 in fractured system.

温度 θ_{sp} は低いから、1,000 L/min あたりから 50°C を越すようになり、5,000 L/min で 100°C、そして 20,000 L/min になると湧出温度は 130°C 近くになる。循環量がさらに多いところは温度が下がるようになる。このような現象は、Fig. 25 に示した流線に沿う温度の分布から推定されるように、流量が少ないと水が上昇する途中に冷却されてしまい、逆に流量が多いと水が深部に達しても温められないまま上昇に転じるからである。注目されることは、湧出温度がピークになる循環量、すなわち、それを与える割れ目系の地表透水量係数が存在することである。Figure 26 中に引いた破線は、想定される実状を示すが、割れ目系の透水性が実状よりもよく循環量が実状の 5 倍から 6 倍になると、湧出温度は 130°C に達することを示している。

(2) 割れ目系の鉛直規模

次に、 k_0B を固定して、 D による湧出温度の違いを調べてみる。Figure 27 と Figure 28 は、その結果を示したものである。湧出温度は D に強く依存し、割れ目系が深くまで発達しているほど湧出温度は高くなり、 D の値が数 km 以上になると数 100°C に達するようになる。

しかし、Figure 27 と Figure 28 では D の値が 5 km 以上の範囲も示したが、そのような条件では、水循環の場が地震発生層（伊藤，2006）や低比抵抗領域（塩崎・大志万，2000）に達するようになり、また地温勾配が 0.03°C/m では 30 km 深で地温は 1000°C になり岩石は固体でなくなるので、そ

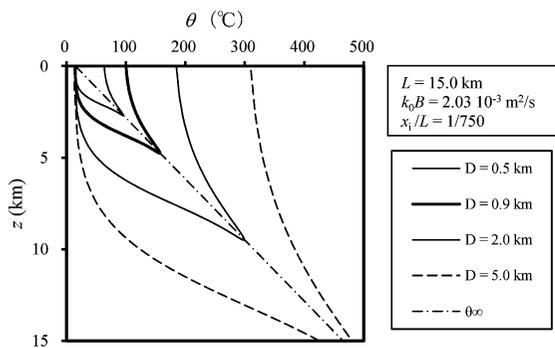


Fig. 27 Temperature along stream line originating at $x_1=20\text{m}$, depending on depth constant D .

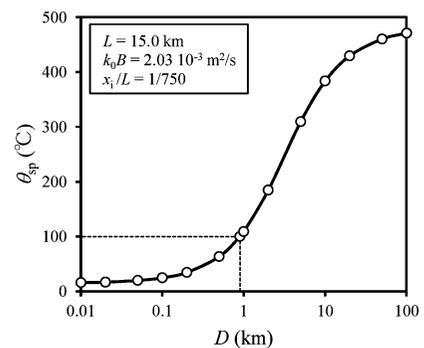


Fig. 28 Temperature of water flowing out at the end versus depth constant D of fracture.

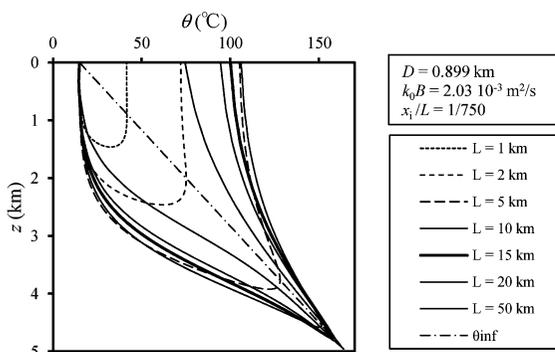


Fig. 29 Temperature along stream line originating at $x_1=L/750$, depending on horizontal scale of fracture L .

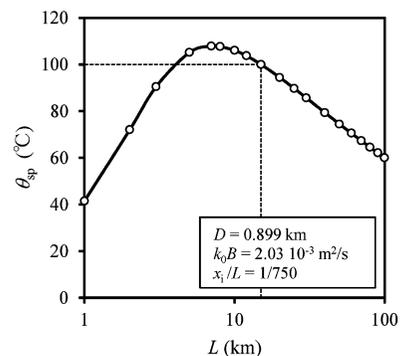


Fig. 30 Temperature of water flowing out at the end versus horizontal scale of fracture L .

ういう深部まで発達した割れ目系の水循環は非現実的なものである。

(3) 割れ目系の水平規模

最後に、 D と k_0B を固定したとき、流域の水平規模 L によって地下温度と流出端の湧出温度がどのように変わるかについて調べてみる。 H/L は L によって変わるとみなければならないが、簡単のため、これを固定して計算してみる。Figure 29 と Figure 30 はその結果を示したものである。循環の深さは、 L が小さい間は L とともに増すが、 L が D の 10 倍程度（つまり、 L が 10 km 弱）よりも大きくなると D の制約を受けて深くならない。湧出温度は、それに呼応するように、 L が小さい間は L とともに上がるが、 L が 7 km 付近でピークの 107°C となり、それよりも大きくなると L とともに下がるようになる。

温泉が形成されるためには、割れ目系の水平規模として数 km 以上のスケールが必要であることが分かる。また、流動系の規模が 100 km 以上になると 60°C 以上の温泉は形成されなくなる。山陽地域は、地形的に 100 km 以上の規模を有するが、割れ目系の規模は、地形ではなく、断層によって規定されるので、山陽地域に温度の高い温泉湧出がみられない理由にこれをただちに適用することはできない。

山陰地域では、東北東-西南西方向の主断層に平行するように、10 km から 20 km 南側に中国山地が広く分布しているのので、高温の温泉が分布する主断層に沿う地域は、高温の温泉が形成される条件にあるといえる。

8. おわりに

非火山地域である山陰地方になぜ温度の高い温泉が湧出するのかという問題に対して、温泉水の水素と酸素の安定同位体比から温泉水は標高の高い中国山地からもたらされたものであることと、地震資料から中国山地を含み、それを横断する方向の割れ目系が花崗岩中に想定されることから、天水が花崗岩中に発達した割れ目系を深く循環する中で地層から熱を得て湧出する過程を検討した。水循環の鉛直規模を表す指標として透水係数に深度定数を導入し、割れ目系の水と周囲地層の間で熱伝達による熱交換を仮定することによって、割れ目系内の流線に沿う温度の変化を解析的に求めることができた。中国山地と温泉地を含む地形から推定される 15 km の水平規模と地表で 450 m の水理ポテンシャル差をもつ鉛直の割れ目系の中で水の深い循環が形成されれば、普通の地下増温率 0.03°C/m をもつ花崗岩地域でも、温度の高い温泉が湧出する条件のあることを確認することができた。その条件は割れ目系の透水特性であり、山陰地方では、地表透水量係数として約 $2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ 、深度定数として約 0.9 km が推定される。これは、地表から約 5 km の深さまで循環した天水が 100°C の熱水として湧出することを示すものである。

得られた結果は、流線の到達する最深部の温度が温泉水のシリカ濃度の平衡温度と矛盾しないこと、また、割れ目系から放出される熱量が温泉地における実際の採取熱量と矛盾しないこと、50°C 以上の湧出範囲が実際の源泉密集域の広がりとも矛盾しないこと、さらに、温泉湧出範囲における温度の鉛直分布が掘削柱状図の地温プロファイルに類似していることなどから、このモデルは実状がある程度近似しているものと思われる。

モデルには、種々の仮定や条件が含まれているので、以上の結果はひとつの目安を与えるに過ぎないものである。しかし、このモデル解析を通して、非火山地域で温度の高い温泉が湧出するためにはいろいろな制約がかかっていることが知られた。温泉の現象は、やはり、天然の恵みであると言わざるをえない。

小論では、水の温度だけに着目して、天水の深い循環による熱水の湧出温度の形成過程について

考察を試みた。熱水に含まれる Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- などの成分については、深部起源の流体の寄与が考えられねばならないと思われる。深部起源流体の上昇に伴う水、熱、物質のフラックスが地球科学的に明らかにされ、また、それが天水の循環系に付加される水理学的及び熱学的な過程が定量的に明らかにされることが今後の課題であると思われる。

謝 辞

温泉観測に際し、ご協力いただいた各源泉の所有者、管理者の皆様に感謝いたします。また、貴重な掘削資料等の閲覧の便宜をはかっていただいた源泉所有者、研究医療機関、市町村役場、旅館協同組合の各位に感謝します。鳥取県生活環境部の故西村善博氏には鳥取県の温泉に関する多くの資料を閲覧させていただき、観測にもご協力いただいたことを感謝し、記しておきます。数多くの試料の水素と酸素の同位体比の測定には、岡山大学地球内部研究センター（現在、地球物質科学研究センター）に在職中の日下部 実名誉教授と研究室の皆様にご大変お世話になりました。厚くお礼申し上げます。精力的に観測とデータ整理を行った岡山理科大学の元北岡研究室のゼミ生と院生に感謝します。そして、本論文の2名の匿名の査読者には有益なご示唆をいただき、感謝いたします。

引用文献

- Allis, R.G. and Yusa, Y. (1989) : Fluid flow processes in the Beppu geothermal system, Japan. *Geothermics*, **18** (56), 743-759.
- 網田和宏, 大沢信二, 西村光史, 山田 誠, 三島壮智, 風早康平, 森川徳敏, 平島崇男 (2014) : 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源—プレート脱水流体起源の可能性についての水文科学的検討—, *日本水文科学会誌*, **44** (1), 17-38.
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C. (1959) : "Conduction of Heat in Solids", pp. 510, Oxford Univ. Press.
- Duguid, J.O. and Lee, P.C.Y. (1977) : Flow in fractured porous media. *Water Resources Research*, **13** (3), 558-566.
- Grisak, G.E. and Pickens, J.F. (1980) : Solute transport through fractured media 1. The effect of matrix diffusion. *Water Resources Research*, **16**, 719-730.
- 板持倫子, 小泉尚嗣, 西田良平, 吉岡龍馬, 矢部 征, 中尾節郎 (1993) : 鳥取—島根県境の地震 (1989~1991年) 前後の周辺の温泉の水質・水温変化について, *京大防災研究所年報*, **36**, B-1, 237-252.
- 伊藤 潔 (2006) : 地震発生層の深さ分布と活断層のセグメンテーションとの関係, *京大防災研究所年報*, **49**, B-1, 283-292.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 齊, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司 (2014) : 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, *日本水文科学会誌*, **44** (1), 3-16.
- 片尾浩史, 吉井弘治 (2001) : 鳥取県西部地震直後の緊急余震観測による震源分布, *京大防災研究所年報*, **44**, B, 69-81.
- 川本竜彦 (2013) : 海と火山をつなぐマントルウェッジ流体, *科学*, **83** (12), 1366-1372.
- 気象庁 (2014) : 震源データ, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html>.
- 北岡豪一 (1987) : 大規模水循環による地熱域形成の可能性, 昭和61年度文部省科学研究費補助金一般研究B研究成果報告書“地熱地帯における地熱水循環過程の研究”(研究代表者 由佐悠紀), 25-42.
- Kitaoka, K. (1988) : A model of quality distribution in groundwater with reference to natural

- tritium concentration. *J. Groundwater Hydrology*, **30** (2), 77-93.
- 北岡豪一, 由佐悠紀, 神山孝吉, 大沢信二, Stewart, M.K. (1993): 水素と酸素の安定同位体比からみた別府温泉における地熱流体の移動過程, *地下水学会誌*, **35**, 287-305.
- 北岡豪一 (2002): 山陰の温泉, *日本温泉気候物理医学会雑誌*, **66** (1), 7-12.
- 黒田和男, 坂巻幸雄, 望月常一, 小尾五明 (1981): 断層帯を伴う花崗岩に付随する地下水・湧水の水質について, *応用地質*, **22** (1), 118-131.
- 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. J.*, **7**, 123-151.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994): Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.*, **28**, 387-410.
- 村松容一, 岡崎公美, 大城恵理, 安諸政俊 (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** (3), 145-162.
- Neretnieks, I. (1981): Age dating of groundwater in fissured rock: Influence of water volume in micropores. *Water Resources Research*, **17** (2), 421-422.
- 日本の地質「中国地方」編集委員会編 (1993): 「日本の地質 7『中国地方』」, pp. 290, 共立出版, 東京.
- 西田良平, 中尾節郎, 矢部 征 (1974): 山陰地方の地震活動, *京大防災研究所年報*, **17**, B, 69-81.
- Nishida, R. (1988): The mechanism of occurrences of the main shock and aftershock of the 1983 Tottori Earthquake and their relation to the tectonic stress field. *J. General Education, Tottori Univ.*, **22**, 77-116.
- 西田良平, 中尾節郎, 石賀 崇, 西上欽也 (1998): 鳥取県東部及びその周辺の地震活動について, *京大防災研究所年報*, **41**, B-1, 1-9.
- 西田良平, 安藤和也 (2002): 山陰地方の地震活動, *月刊地球*, 号外: **38**: 136-143.
- 西村 進 (2000): 紀井半島における前弧火成作用と温泉, *温泉科学*, **49** (4), 207-216.
- 西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一 (2006): 有馬温泉の地質構造, *温泉科学*, **56** (1), 3-15.
- 西山浩史, 西田良平, 中尾節郎 (1999): 鳥取県東部・中部地域の発震機構の研究, *地震*, 第2輯, **51**, 271-281.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1974): Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions. *Econ. Geol.*, **69**, 974-991.
- 瀬野錦蔵 (1941): 温泉湧出導管中における温度垂直分布の近似解, *地球物理*, **5** (3), 187-191.
- 塩崎一郎, 大志万直人 (2000): 山陰地方東部の深部比抵抗構造探査の意義, *月刊地球*, **22**, 22-28.
- 杉山隆二 (1963): 山陰の温泉の地質 (その1), *温泉工学会誌*, **1** (1), 42-47.
- 鳥取県 (1972): 「鳥取県温泉総覧」, 鳥取県厚生部, pp. 251.
- 鳥取県 (2000): 「鳥取県の温泉」, 鳥取県, pp. 229.
- 鳥取県三朝町 (1983): 「三朝温泉史」, 三朝町, pp. 458.
- 山田 誠, 平川丈志, 松田 亮, 山口一裕, 北岡豪一, 日下部実 (2006): 温泉水の水素と酸素の安定同位体比から推定される深部花崗岩中の水の由来, *日本水文科学会誌*, **36** (4), 205-218.
- 吉岡龍馬, 西田良平, 佃 為成, 見野和夫, 小泉尚嗣, 北岡豪一, 谷部 征, 岸本兆万 (1984): 1983年10月31日鳥取県中部の地震に伴う温泉水の異常, *京大防災研究所年報*, **27**, B-1, 455-464.
- 渡辺邦彦 (2004): 西日本の地殻ブロック構造と地震活動, *京大防災研究所年報*, **47**, B, 665-672.
- 渡辺邦夫, 星野吉昇 (1980): 岩盤中に発達する単一開口割れ目の透水係数の算定, *応用地質*, **21** (2), 60-70.

Appendix 1 温泉水の化学および安定同位体組成とトリチウム濃度

Table Chemical and isotopic data of hot spring waters and river waters, San-in region

Sample No.	Sampling Date	Water Temp. °C	pH	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	SiO ₂ mg/l	δ ¹⁸ O ‰	δD ‰	Tritium* TU
Tamatsukur										
h-1	20/09/1980	71.0	8.2	222	22.5	870	56.0			1.5 ± 0.4
h-2	20/09/1980	70.0	8.2	221	24.0	860	89.0			
h-2	20/02/1992	68.8	8.3	204	38.6	820	76.5	-9.43	-57.9	0.1 ± 0.9
h-3	20/09/1980	70.0	8.6	74.0	40.2	250	50.5			
h-3	20/02/1992	69.7	8.3	208	32.9	805	80.0	-9.50	-57.9	0.9 ± 0.9
h-4	20/02/1992	31.5	9.0	16.0	96.6	24	37.5	-8.20	-45.3	8.9 ± 1.0
h-5	20/02/1992	64.3	8.3	202	32.9	800	73.5	-9.35	-60.9	1.3 ± 0.9
h-6	21/02/1992	31.6	7.7	53.8	112.5	177	47.5	-8.06	-48.1	7.4 ± 0.9
h-7	21/02/1992	40.6	8.9	54.8	75.5	229	31.5			1.3 ± 0.9
h-8	21/02/1992	58.2	8.3	169.0	41.5	700	75.0	-9.18	-58.8	1.8 ± 0.9
r-1	21/02/1992	5.0	8.4	13.4	31.2	7.1	15.3	-7.98	-44.3	7.7 ± 1.0
r-2	21/02/1992	3.9	8.2	10.9	26.1	6.4	14.1	-8.31	-45.5	7.7 ± 0.9
r-3	21/02/1992	5.5	8.1	12.7	34.1	7.3	15.0	-8.07	-44.3	9.8 ± 1.0
Misasa										
h-1	18/09/1980	65.5	6.8	329	170.4	113	75.0			
h-1	22/02/1992	71.2	7.1	382	213	95	84.0	-9.11	-54.6	1.9 ± 0.9
h-2	19/09/1980 (53)	6.8	6.8	652	174.4	133	118.0			
h-3	19/09/1980 (46)	6.8	6.8	628	271	143	116.5			0.5 ± 0.3
h-4	19/09/1980	77.0	8.3	512	247	78.5	60.0			
h-5	22/02/1992	58.7	7.5	299	239	153	80.5			1.7 ± 0.9
h-6	22/02/1992	52.8	7.2	385	202	75	69.0	-9.20	-52.0	3.5 ± 0.9
h-7	22/02/1992	46.2	7.3	195.0	156.2	58	55.0	-8.78	-50.1	4.6 ± 0.9
h-8	22/02/1992	50.6	7.2	325	199.9	82	74.5			2.9 ± 0.9
h-9	22/02/1992	54.5	6.9	346	182.3	86	78.5	-9.08	-51.8	5.0 ± 0.9
h-10	22/02/1992	52.0	7.6	205	269	70	55.0	-9.09	-52.6	2.2 ± 0.9
h-11	22/02/1992	36.1	7.2	143.0	202	53	46.0	-8.66	-50.1	4.5 ± 0.9
h-12	23/02/1992	53.5	7.5	211	177.2	56	57.0		-50.5	5.2 ± 0.9
h-13	23/02/1992	68.5	6.9	598	198.8	130	122.0		-54.9	3.2 ± 1.0
h-14	23/02/1992	66.9	6.7	624	198.8	117	119.0			2.8 ± 0.9
h-15	23/02/1992	48.8	7.5	411	222	116	66.0			2.0 ± 0.9
h-16	23/02/1992	42.6	8.0	169.0	144.8	63	49.5	-8.66	-49.1	8.5 ± 0.7
h-17	23/02/1992	47.8	7.7	169.0	156.8	55	49.5			8.4 ± 0.6
h-18	23/02/1992	53.5	7.1	338	184.6	92	76.5			6.6 ± 0.6
h-19	24/02/1992 (43.5)	8.2	7.2	702	194.3	133	131.0			2.6 ± 0.6
h-20	24/02/1992	77.3	7.1	551	281	128	84.0	-9.07		2.3 ± 0.6
h-21	24/02/1992	65.7	7.3	398	258	93	66.5	-9.08	-52.0	3.1 ± 0.6
h-22	24/02/1992	57.8	7.1	333	185.7	81	88.0	-8.98	-52.4	1.3 ± 0.7
h-23	24/02/1992	67.7	7.2	247	150.5	56	77.0	-8.91	-51.0	4.7 ± 0.6
h-24	24/02/1992	44.6	7.1	268	210	76	62.0	-8.76	-50.4	5.1 ± 0.6
h-25	24/02/1992	53.8	7.3	437	267	112	76.5	-8.79	-52.0	1.1 ± 0.5
h-26	24/02/1992	28.2	7.6	20.3	72.1	7.6	29.8	-8.40		9.3 ± 0.7
h-27	24/02/1992	70.5	7.0	406	165.3	81	98.5	-8.82	-53.3	1.9 ± 0.6
h-28	24/02/1992	24.0	7.3	49.0	73.8	39	39.5	-8.50	-45.9	5.5 ± 0.6
h-29	24/02/1992	31.2	7.0	130.0	78.4	32	52.0	-8.45	-47.5	6.3 ± 0.6
h-30	24/02/1992	64.8	7.1	406	180.6	86	91.0			4.2 ± 0.5
h-31	24/02/1992	85.3	7.0	702	202	136	133.0	-9.02	-55.9	2.5 ± 0.6
h-32	25/02/1992	70.6	6.7	585	176.1	117	112.5	-9.03	-55.9	2.7 ± 0.7
h-33	25/02/1992	47.3	7.7	507	349	113	52.5	-8.95		1.0 ± 0.5
h-34	25/02/1992	39.7	8.0	130.0	310	88	49.0	-8.86	-50.7	1.3 ± 0.9
h-35	25/02/1992	49.9	7.2	247	146.0	60	89.0			2.6 ± 0.6
h-36	25/02/1992	69.0	7.0	364	178.4	93	90.5	-8.85	-52.1	0.5 ± 0.9
r-1	25/02/1992	5.0	7.5	8.4	20.4	2.7	13.6			7.8 ± 0.9
r-2	25/02/1992	4.5	7.6	10.5	22.7	4.7	15.2			
r-3	14/09/1992	19.3	8.1	29.6	57.1	10.6	20.8			6.7 ± 0.7
r-4	14/09/1992	22.5	8.0	13.0	45.4	5.9	19.2	-8.49	-48.3	8.2 ± 0.7
s-1	25/02/1992	1.7	8.0	5.7	19.3	2.8	14.0	-9.18	-51.3	7.9 ± 0.9
s-2	25/02/1992	5.8	7.6	7.1	23.9	2.7	20.5	-8.89	-48.4	6.6 ± 0.9
s-3	26/02/1992	7.2	7.5	4.6	14.2	1.0	14.9	-9.23	-51.9	
s-4	14/09/1992	15.5	7.9	4.6	19.9	2.5	24.7	-9.25	-52.4	8.7 ± 0.6
s-5	14/09/1992	16.0	7.7	5.6	20.4	2.8	15.0	-9.05	-50.9	6.4 ± 0.6
s-6	14/09/1992	14.2	7.6	5.7	20.4	1.2	14.9	-8.89	-48.3	10.0 ± 0.6
s-7	14/09/1992	17.4	7.9	6.9	26.1	3.3	24.3	-8.95	-50.3	8.7 ± 0.6
s-8	15/09/1992	13.0	7.4	4.4	11.4	0.7	15.6	-9.25	-52.7	6.9 ± 0.6
Yumura										
h-1	11/09/1992	94.1	8.4	135.2	293	183	139.5			1.2 ± 0.6
r-1	11/09/1992	21.1	8.4	7.7	39.8	7.3	20.2			7.5 ± 0.6
Kinosaki										
h-1	11/09/1992	34.6	8.0	884	72.7	101	38.5			7.1 ± 0.6
h-2	11/09/1992	34.9	7.8	917	62.5	102	43.0	-8.03		8.0 ± 0.6
h-3	11/09/1992	56.3	7.9	2,028	65.3	218	68.0	-8.01	-42.4	4.9 ± 0.7
h-4	11/09/1992	75.9	7.7	3,000	45.4	314	85.0	-7.95	-46.1	1.7 ± 0.6
h-5	11/09/1992	67.1	7.7	2,634	55.1	278	78.5	-8.11	-43.5	2.9 ± 0.5
h-6	11/09/1992	65.0	7.8	2,366	54.5	267	72.5	-7.97	-43.2	2.7 ± 0.4
r-1	11/09/1992	19.6	8.4	12.2	28.4	8.1	12.8	-7.89	-42.9	6.9 ± 0.6

h- : hot spring water, r- : river water around spa, s- : stream water in high mountains.

*: Value of tritium concentration is as of sampling date.

Appendix 2 割れ目系の中の水の流れ

割れ目系は亀裂の集合体であるとし、その幅 B の中に m 枚の亀裂があるものとする。ひとつの亀裂の間隙幅 (開きの幅) を $2d$ とすると、割れ目系の間隙率 n は $2md/B$ で表される。

平板で挟まれた幅 $2d$ の狭い間隙の中の水の流れは 2 次元 Poiseuille 流れで表現され、間隙内の平均流速は水位勾配に比例する。任意の点の水位を φ で表すと、座標軸 x に垂直な面を通過する単位幅当たりの流量 Q は

$$Q = -\frac{2d^3 g}{3\nu} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \tag{A2-1}$$

で表される。ここに、 ν は水の動粘性係数、 g は重力加速度である。岩石中の亀裂面は滑らかではないが、亀裂の中においても流れが Poiseuille 流れで近似できるものとするれば、亀裂の集まった割れ目系に垂直な単位面積当たりの流量 q は、 $q = mQ/B$ で表され、上記の間隙率 n を用いると、

$$q = -\frac{nd^2 g}{3\nu} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \tag{A2-2}$$

となって m は陽に現れない。 $k = nd^2 g / (3\nu)$ とおくと、(A2-2) 式は、 k を透水係数とする Darcy の式と同形になる。

Figure A-1 は、水温が 100°C の場合、(A2-2) を用いて、いくつかの間隙率 n に対応する割れ目系の透水係数 k を計算したものである。灰色で示した横線は、今回のモデルから推定される地表の透水係数である。温泉水のトリチウム濃度から推定される通過時間に対応される間隙率 (Fig. A-4) を用いると、濃い灰色の点になり、地表における亀裂の間隙幅として 0.2mm オーダーが推定される。

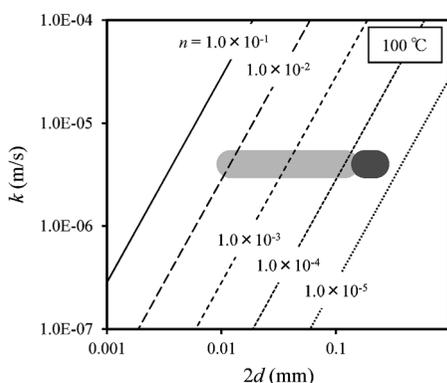


Fig. A-1 Permeability of fractured system depending on pore space and porosity.

Appendix 3 割れ目系の中の流れ関数

割れ目系内の水の水利ポテンシャル (水頭) を $\varphi(x, z)$ 、透水係数を k とすると、 x, z 方向のフラックス q_x, q_z は、

$$q_x = -k \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \quad q_z = -k \frac{\partial \varphi}{\partial z} \tag{A3-1}$$

で表される。透水係数 k は、深さとともに指数関数的に減少するものとし (本文中の(1)式), (A3-1) 式を連続の式

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \tag{A3-2}$$

に代入すると、

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - \gamma \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \tag{A3-3}$$

になる。 $x=0$ と $x=L$ で $\partial \varphi / \partial x = 0$ 、 $z=0$ で $\varphi = H(1 + \cos \lambda x) / 2$ 、そして $z \rightarrow \infty$ で φ が有限の境界条件を与えて (A3-3) 式を解くと、本文中の(3)式が得られる。

ポテンシャルの分布が得られたので、(A3-1) を用いて q_x, q_z の形を求めることができる。流れ関数 $\psi(x, z)$ と q_x, q_z の間には、

$$q_x = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad q_z = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (A34)$$

の関係があるので, $(L/2, 0)$ で $\psi=0$ になるように積分定数を定めると, 本文中の(4)式が得られる.

Appendix 4 割れ目系を水が通過する時間

流線 $\psi = \text{const.}$ 上の点 (x, z) における流速を (u, w) とする. 流体が点 (x, z) から流線に沿って微小線素 (dx, dz) を移動する時間を $d\tau$ とすると,

$$d\tau = \frac{dx}{u} = \frac{dz}{w} \quad (A41)$$

である. 間隙率 n の媒質中における流量フラックス (q_x, q_z) は,

$$q_x = nu = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad q_z = nw = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (A42)$$

で表される. 第1式に(4)式を代入すると, q_x は同じ流線上で x に依存せず一定であるから, 流線 ψ_i の入り口の x 座標を x_i とすると, 流体が ψ_i に沿って任意の点 x まで通過するのに要する時間 τ_i は,

$$\tau_i = \int_{x_i}^x \frac{1}{u|_{\psi_i}} dx = \frac{2n}{\lambda k_0 H} \cdot \frac{x - x_i}{\sin \lambda x_i} \quad (A43)$$

となる. 湧出点 $x_{sp, i}$ までの通過時間 $\tau_{sp, i}$ は, $x_{sp, i} = L - x_i$ であるから,

$$\tau_{sp, i} = \frac{2n}{\pi k_0 (H/L)} \cdot \frac{L - 2x_i}{\sin \lambda x_i} \quad (A44)$$

で表される.

Figure A-2 は, 割れ目系を通過する時間の分布を (A44) 式を用い, 4 種類の間隙率について計算したものである. 縦の破線は, 湧出温度が 50°C 以上の範囲 (0.33 km) を示したものである. 末端から数 10 m の範囲に湧出する水の通過時間は, 間隙率が 1×10^{-5} で 10 年オーダー, 1×10^{-4} で 100 年オーダー, 1×10^{-3} で 1,000 年オーダーである. 熱水のトリチウム濃度から推定される通過時間は約 40 年以内であるから, 間隙率は, 図に灰色で示したように, おおまかに 5×10^{-5} オーダーに対応される.

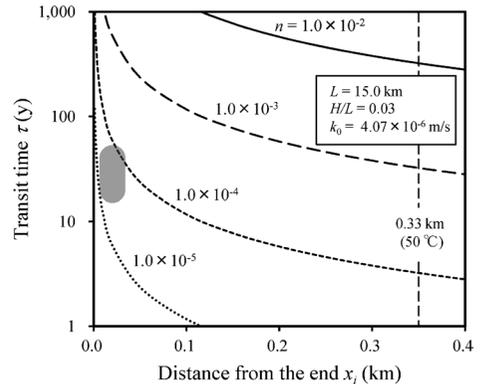


Fig. A-2 Distribution of transit time of water through fractured system. Horizontal axis indicates the distance from the end.

Appendix 5 割れ目系と地層の間の熱伝達

$y=0$ に平面をもつ半無限固体を考え, 時刻 t における固体中の温度を θ で表す. $t \leq 0$ で固体全体の温度が θ_∞ , $t > 0$ で表面の温度が一定の θ に保たれる場合, 表面における熱フラックスは,

$$-K \left. \frac{\partial \theta}{\partial y} \right|_{y=0} = h(\theta - \theta_\infty) \quad (A5-1)$$

$$h = \sqrt{\frac{\rho c K}{\pi t}} \quad (A5-2)$$

で表される (Carslaw and Jaeger, 1959).
ここに, ρ , c と K は, それぞれ, 固体の密度, 比熱と熱伝導率である. 係数 h は, 時間とともに減少する. Figure A-3 は花崗岩の熱的物性値 (Carslaw & Jaeger (1959) のテキストの値を使用) を用いて h の値を計算したものである. h の値は, 時間がある程度経過すると変化が小さくなり, 数万年から 10 万年の間は, 近似的に $1.0 \times 10^{-3} \text{ W/m}^2\text{K}$ の程度である. 実際の計算ではこの値を用いた.

なお, 同様の近似は, 温泉湧出管内の温度を計算する場合に行われている (瀬野, 1941).

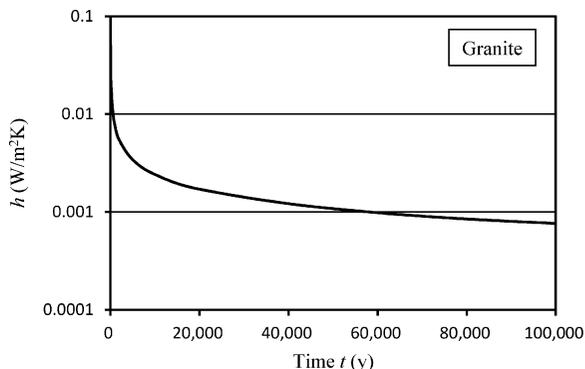


Fig. A-3 Heat transfer coefficient of granite depending on time.

Appendix 6 割れ目系内の流線に沿う温度

流線に沿う温度変化を計算するため, ある点 (x, z) で流線に沿う微小線素を ds とし, その法線の流れ関数の増す方向にとり, 法線方向の線素を dr とする (Figure A-4). dr を横切る流量フラックス q_s は, $q_s = \partial\psi/\partial r$ である.

温度 θ の流体が線素 dr を横切って単位時間に線素 ds だけ移動したとき, その間に流体が獲得した熱量は $\rho c q_s (d\theta/ds) \cdot B ds dr$ で表される. ただし, B は割れ目系の幅 (奥行き) を表す. 定常状態では, 流体が獲得した熱量は周囲地層に放出した熱量に等しい. 微小面積 $ds dr$ の割れ目の両面から温度 θ_∞ の周囲地層に放出される熱量は $2h(\theta - \theta_\infty) \cdot ds dr$ で表されるから,

$$\rho c q_s B \frac{d\theta}{ds} + 2h(\theta - \theta_\infty) = 0 \tag{A6-1}$$

が成り立つ.

これを (x, z) 座標系で表現するため, 流線の線素 ds が x 軸となす角を ϵ とおくと, q_s は,

$$\begin{aligned} q_s &= \frac{\partial\psi}{\partial r} = \frac{\partial\psi}{\partial x} \frac{dx}{dr} + \frac{\partial\psi}{\partial z} \frac{dz}{dr} = -\frac{\partial\psi}{\partial x} \sin\epsilon + \frac{\partial\psi}{\partial z} \cos\epsilon = q_z \sin\epsilon + q_x \cos\epsilon \\ &= \psi_0 e^{-\beta z} (-\lambda \cos\lambda x \sin\epsilon - \beta \sin\lambda x \cos\epsilon) \end{aligned}$$

で表され, 法線方向の流量 q_r はゼロであるから,

$$q_r = -q_z \cos\epsilon + q_x \sin\epsilon = \psi_0 e^{-\beta z} (\lambda \cos\lambda x \cos\epsilon + \beta \sin\lambda x \sin\epsilon) = 0$$

である. この関係を用いて ϵ を消去すると, (A6-1) 式は,

$$\rho c B \psi_0 e^{-\beta z} \left(\beta \frac{\partial\theta}{\partial x} \sin\lambda x + \lambda \frac{\partial\theta}{\partial z} \cos\lambda x \right) + 2h(\theta - \theta_\infty) = 0 \tag{A6-2}$$

となり, $\eta = \theta - \theta_\infty$ とおくと,

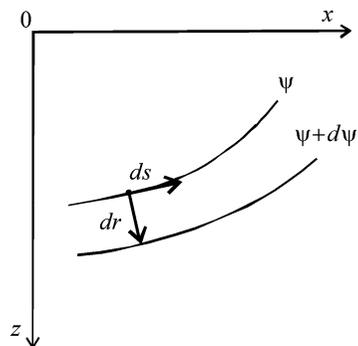


Fig. A-4 Coordinates along stream line.

$$\beta \frac{\partial \theta}{\partial x} \sin \lambda x + \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \cos \lambda x = -\frac{2h}{\rho c B \psi_0 e^{-\beta z}} \eta - \lambda \Gamma \cos \lambda x \quad (\text{A6-3})$$

となる.

この2変数偏微分方程式の積分曲面は, 特性曲線法より,

$$\frac{dx}{\beta \sin \lambda x} = \frac{dz}{\lambda \cos \lambda x} = -\frac{d\eta}{\frac{2h}{\rho c B \psi_0 e^{-\beta z}} \eta + \lambda \Gamma \cos \lambda x} \quad (\text{A6-4})$$

で表される. 右側の等号の微分方程式を解くと, 流線の式が得られ, 入口の x 座標を x_i とすると,

$$e^{-\beta z} \sin \lambda x = \sin \lambda x_i \quad (\text{A6-5})$$

で表される. また, 最右辺と最左辺を等号で結ぶと,

$$\frac{d\eta}{dx} = -\frac{2h}{\rho c B \psi_0 e^{-\beta z} \beta \sin \lambda x} \eta - \frac{\lambda}{\beta} \Gamma \cot \lambda x$$

となり, これに流線の式 (A6-5) を代入すると z が消えて, 定数係数の線形微分方程式:

$$\frac{d\eta}{dx} = -\frac{2h}{\rho c B (\psi_0 - \psi_i)} \eta - \frac{\lambda}{\beta} \Gamma \cot \lambda x \quad (\text{A6-6})$$

となる.

$x = x_i$ で $\eta = 0$ とおいて (A6-6) 式を積分すると, 本文中の(8)式:

$$\eta = -\frac{\lambda}{\beta} \Gamma \int_{x_i}^x e^{-\sigma(x-\xi)} \cot \lambda \xi d\xi \quad (\text{A6-7})$$

が得られる. ここに,

$$\sigma = \frac{2h}{\rho c B (\psi_0 - \psi_i)} \quad (\text{A6-8})$$

である.