

鹿児島市に湧出する温泉水・地下水中ラドン濃度と活断層の関係

Relationship between active faults and ^{222}Rn concentration in Hot springs and Groundwaters around Kagoshima city, Japan

川端訓代¹⁾*・渡部真衣²⁾³⁾・北村有迅¹⁾

Kuniyo KAWABATA¹⁾*, Mai WATANABE²⁾³⁾, Yujin KITAMURA¹⁾

¹⁾ 鹿児島大学大学院理工学研究科地球環境科学専攻

¹⁾ Graduate School of Science Engineering, Kagoshima University, Kagoshima 890-0065

²⁾ 鹿児島大学理学部地球環境科学科

²⁾ Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890-0065

³⁾ コニカミノルタプラネタリウム株式会社

²⁾ Konica Minolta Planetarium Co., Ltd, Tokyo 170-8630

* kuniyok@sci.kagoshima-u.ac.jp

Abstract: Hot spring and groundwater radon concentrations in the vicinity of Kagoshima city area were surveyed to examine relationship with the geological structure such as active fault. Hot spring water temperature suggested that they conform to popular geothermal gradient, suggesting that the hot springs are currently not affected by heat from magma under Aira caldera and old volcanic ejecta. Higher radon concentration in groundwaters discharged from porous pyroclastic flows than that in hot springs from hard bed rocks are obtained. Assuming similar uranium content in both rocks, the higher radon concentration is attributed to difference in porosity. The radon concentration distribution show that the hot springs along the active faults and faults in bed rock have higher concentration, suggesting that the hot springs may be discharging through active and inactive faults. Several hot springs along the faults are considered to be a mixture of meteoric water and magma related water by stable oxygen and hydrogen isotope data, which means that magma related waters are upwelling through active and inactive faults. These results suggest that radon concentration distribution of the hot springs and groundwater strongly associate with their hosting geology and geological structure.

Keywords: Radon concentration in water, Hot springs, Groundwater, Active fault, Kagoshima

1. はじめに

ラドン (^{222}Rn) はウラン系列の放射性同位体であり、半減期 3.82 日で α 線を放出して壊変する。岩石中で生成されたラドンは、鉱物表面や鉱物境界に近い場所に存在する場合、岩石の間隙や大気中に放出される。ラドンは不活性のガスとして存在し、人体に対しては肺がんの原因になるなど健康被害をもたらす。そのため飲料水中のラドン濃度や岩石で覆われた建造物内のラドン濃度が調査されている (UNSCER, 2000 ; 日本分析センター, 2008)。ラドンは水に対する溶解度が高く岩石の間隙流体や地下水に容易に溶け込むことが知られていることから、自然科学分野では、水中ラドンは地下の岩石種のトレーサーや地下水の帯水層の情報を得るために用いられている (例えば濱田ほか, 1997; 小野ほか, 2011)。他方、岩石から放出されるラドンは亀裂の増加や、岩石・水比の変化、間隙率変化をもたらす地殻歪変化によって濃度が変化するため、地震予知を目的としたモニタリングが行われてきた (例えば Noguchi and Wakita, 1977; Wakita et al., 1980; Kuo et al., 2006; Tsunomori et al., 2014)。近年では、水中ラドン濃度を利用し、活断層を含む断層帯と地下水の関係が議論されている (例えば, Malgrange and

Gleeson, 2014, Tsunomori et al., 2017). 大規模な活断層はほぼ同じ位置で何度も破壊を繰り返している。このため、活断層による破砕帯は間隙率が高く地殻内で水の通路となるほか、周囲の母岩に比べて著しく鉱物や岩石の比表面積が高くなる (例えば Chester et al., 2005 ; Ma et al., 2006)。活断層周辺のダメージゾーンも裂隙が多く比表面積が高くなる。母岩に比べ比表面積が高い場合ラドン濃度が高くなると期待され、活断層の位置特定やその活動度をの評価に関する研究が行われている (例えば Tsunomori et al., 2017)。

鹿児島市内には活断層や断層が多く存在し、温泉施設も多い。本研究では鹿児島市内の温泉・地下水中のラドン濃度を測定し、市内に分布する活断層・断層と水中ラドン濃度の関係について考察を行う。

2. 鹿児島市近郊の地質と地質構造

鹿児島市周辺において、温泉ボーリングデータを解析し埋没した基盤岩侵食面の深度分布が求められている (大木ほか, 1990)。基盤を構成する岩石は砂岩・頁岩を主とする四万十帯であり、基本的に東方の鹿児島湾へ向かって西から階段状に落ちこんでおり、鹿児島湾西縁で急激に深度を増す (Fig.1b)。一部基盤岩は鹿児島市の中心街付近において海拔-700 m まで落ち込む構造を呈している。この落ち込みは基盤岩の中に発達する正断層により形成されるグラーパーベン構造と説明されており (大木ほか, 1990) (Fig. 1b), 温泉が多く湧出する場所としても知られている。基盤岩である四万十帯層群の上位には伊作火砕流が覆い、両層は後期更新世の阿多・入戸両火砕流と段丘堆積物、新期火山灰に直接覆われている (大木ほか, 1990)。

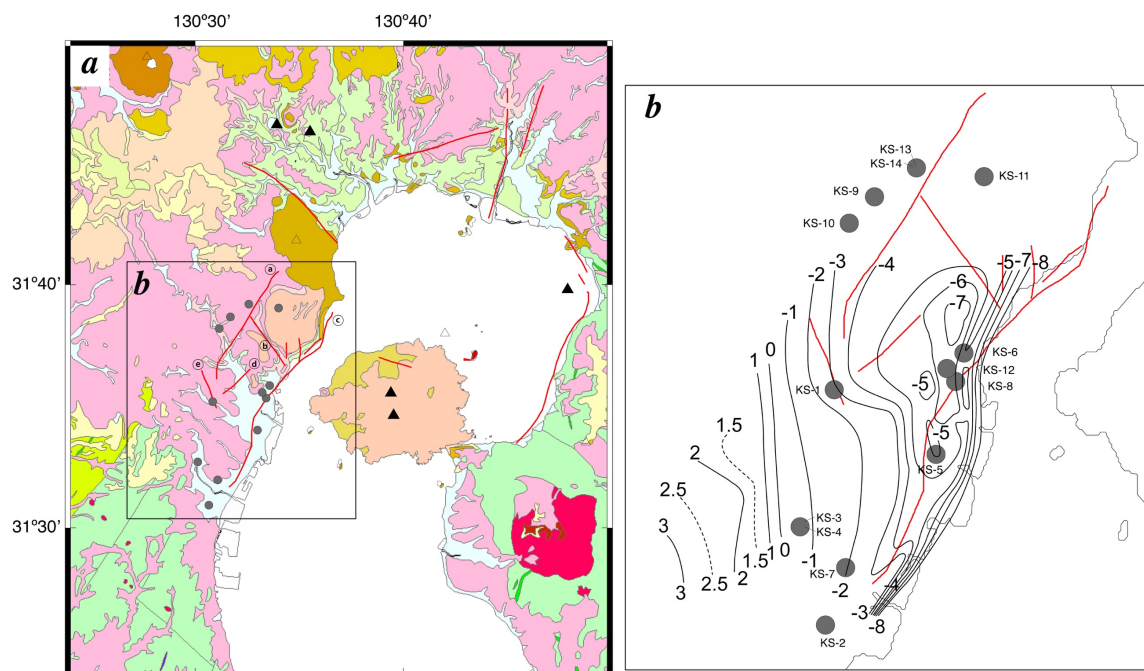


Figure 1. a) Geological map (AIST, 2015) and active faults: (a) Nagaida fault; (b) Kawazoe fault; (c) Kagoshimawan-Seien fault; (d) Nagayoshi fault; (e) TagamiHokushi fault, around Kagoshima city area and location of close-ups b. Gray circles are sampling locations. Black and open triangles show active volcanoes and quaternary volcanoes, respectively. b) Sampling ID and the locations. Black lines show bed rock depth (after Oki et al., 1990).

Figure 1 に鹿児島湾周辺の「新編日本の活断層 (活断層研究会, 1991)」に掲載されている活断層及びリニアメントをプロットする。鹿児島市周辺には主に(a)長井田断層(b)川添断層(c)鹿児島湾西縁断層(d)永吉断層(e)田上ホクシ断層が認められている。このうち、鹿児島湾西縁断層については鹿児島県に

よる鹿児島湾西縁断層の調査により、その存在と位置が議論されている。ボーリングデータや反射探査の結果から日本の活断層に掲載された位置における西縁断層の存在が否定されており（鹿児島県, 1993), 甲突川から鴨池港を経て南港に至る海岸線に沿う四万十層である基盤岩の急傾斜部 (Fig. 1) に、鹿児島湾西縁断層の推定が可能であるとしている（鹿児島県, 1993). 長井田断層及び川添断層は基盤岩の最も上位に堆積するシラス層を断層が切断しており、活断層であることが確実視される。川添断層近辺には城山層のクラスティックダイクが上位を覆う火砕流堆積物を貫く大規模な液状化の跡が確認されており、近傍の長井田断層、川添断層が地震性活断層である可能性が示唆されている（鹿児島県地学会, 1997).

3. 試料採取・ラドン濃度測定方法

3. 1. 試料採取方法

鹿児島市内の12温泉施設から源泉12サンプル、地下水2サンプルを採取した。いずれの源泉も800mから1300mの掘削により湧出する温泉である。地下水はそれぞれ80m, 100mの深度の帯水層から汲みあげられていた。温泉水は掘削孔から温泉施設までパイプラインによって運ばれており、パイプラインの途中には主にメタンガスを脱ガスするための貯水タンクを設置している施設がある。貯水タンクのある施設では、できるだけ貯水タンクに入る前の最も掘削孔に近い場所にある採取口から源泉の採取を行った。貯水タンクまで採取口が存在しない場合は、貯水タンクに組み上げられたばかりの源泉を採取した。貯水タンクのない温泉はライン途中の採取口もしくは源泉の注ぎ口から採取した。採取した源泉はその場で水温、pH、電気伝導度、水中ラドン測定を行なった。試料の一部は持ち帰り、酸素・水素同位体比の測定に用いた。

3. 2. 試料採取方法

ラドン測定にはラドン-トロン測定器 RTM1688-2 (SARAD 社) を用いた。本装置は、静電捕集式のラドンモニタとして通常大気ラドン濃度の測定に用いられている。ラドンの壊変によって生じた ^{218}Po はイオンとして存在し、電界のかかった装置内チャンバーで半導体検出器上に捕集される。半導体検出器において ^{218}Po が放出する α 線を検出し、そのカウント数から親核種のラドン濃度を算出する装置である。

本研究では水中のラドン濃度を測定するため、Tsunomori et al. (2017)で報告されている水中ラドン濃度測定システムを参考に気相-液相分離ボトルと乾燥モジュールからなるアタッチメントを作成した。採取された温泉水1Lを約2Lの容積を持つ気相-液相分離ボトルに入れ、3分間激しく振り混ぜる。この混合により気相-液相分離ボトル内の気相と液相のラドンが平衡に達し、その後ラドン測定器のラインに接続する。ボトル内の気相はラドン測定器内で駆動するポンプによって乾燥モジュールを通りラドン測定器本体へと導入される。ラドン測定器から排出された気体は再び気相-液相分離ボトルに戻す。このとき、気相-液相分離ボトルの液相へ気体を送る事でバブリングを起こし常に気-液間におけるラドンの平衡を保つ。

ラドン測定器によって測定された気相中のラドン濃度から、気相と液相の体積比とラドンの平衡定数を用いて水中ラドン濃度の推定を行う。ラドンの平衡定数(K_d)は温度(T)の関数として Weigel (1978)による次式で求められる。

$$K_d = C_w^{eq} / C_a^{eq} = 0.105 + 0.403 \exp(-0.0502T) \quad (1)$$

C_w^{eq} , C_a^{eq} はそれぞれ平衡状態にある液相と気相のラドン濃度を示す。混合を行う前の気相と液相のラドン濃度を C_a , C_w , それぞれの体積を V_a , V_w とすると、質量保存則から

$$C_a V_a + C_w V_w = C_a^{eq} V_a + C_w^{eq} V_w \quad (2)$$

と書ける。ここで、ボトル内の混合前の気相ラドン濃度 (C_a) は濃度が十分低く0と仮定できることから、混合前の液層ラドン濃度は、以下の式 (3) を用いて求めることができる。

$$C_w = C_a^{eq} (V_a / V_w + K_d) \quad (3)$$

4. 結果

4. 1. 温泉水. 地下水溶存成分

源泉の掘削深度や深度相当の地層, そして水温, pH, 電気伝導度, 酸素・水素同位体, 気相内ラドン濃度と計算により求められた水中ラドン濃度データを Table 1 に示す. 水温は地下水で低く (19°C, 23°C), 温泉水で高い結果を得た (35°C-55°C). Figure 2 に水温と掘削深度の関係を示す. 水温は KS-2 や KS-3 と一部低い水温を示す温泉があるものの深度が増加するほど高くなる傾向を示し, 約 25 °C/km の相関関係が認められた.

温泉の酸素・水素同位体比を Figure 3 に示す. 鹿児島市内の温泉と地下水はほとんどが天水線上にプロットされ, 天水由来の水が地熱で温められた温泉であると考えられる. KS-1, KS-8, KS-5 は天水線から若干外れた同位体比を示している. 外れた同位体比を示す温泉は電気伝導率も高い傾向がある. この 3 点で最小二乗法による回帰直線を作成すると, 延長線が安山岩起源の火山ガス組成の同位体範囲に入る.

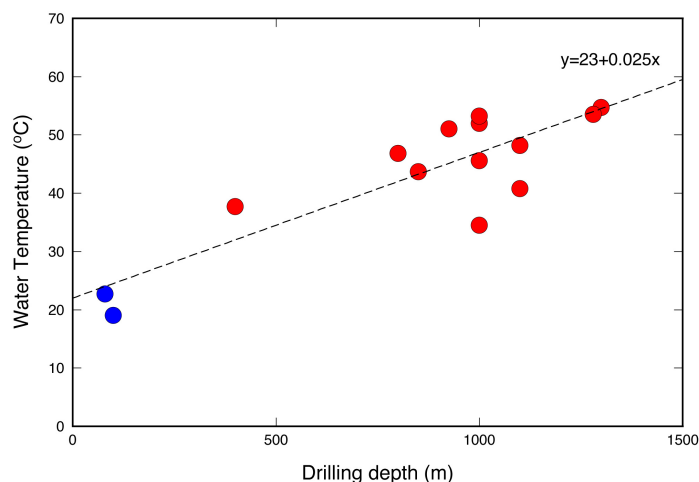


Figure 2. Relationship between water temperature and Drilling depth. Red and blue circles show hot springs and groundwater, respectively. The regression line, $y=23+0.025x$, is similar with popular geothermal gradient (20-30 °C/km).

Table 1. Analytical results of collected hot spring waters and groundwaters and brief summary of hot spring and groundwater wells.

Sample ID	Rn (Bq/m ³)	Rn _{Water} (Bq/m ³)	Error on Rn _{Water} (%)	pH	EC (S/m)	T _{Water} (°C)	T _{Air} (°C)	δD(‰)	δO(‰)	Drilling Depth (m)	Geology
KS-1	942	2191	14	5.06	0.353	45.6	7.2	-40.3	-5.8	1000	Shimanto
KS-2	187	438	32	7.1	0.256	34.5	12.6	-39.5	-6.5	1000	Shimanto
KS-3	273	631	26	8.74	0.1407	40.8	17.2	-42.7	-6.7	1100	Shimanto
KS-4	3315	7813	8	8.17	0.044	22.7	19.9	-40.4	-6.6	80	Shiroyama/Terukuni
KS-5	478	1101	20	7.81	0.498	52	10.2	-38.7	-5.8	1000	Shimanto
KS-6	322	738	24	8.16	0.286	51	17.1	-42.6	-6.6	925	Shimanto
KS-7	421	980	21	8.21	0.194	37.7	14.4	-40.8	-6.4	400	Shimanto
KS-8	704	1612	16	7.92	0.667	53.2	16.2	-36.4	-4.1	1000	Shimanto
KS-9	1753	4024	10	8.23	0.098	48.2	17.7	-43.5	-6.9	1100	Shimanto
KS-10	644	1499	17	8.3	0.1303	43.7	8.3	-43.2	-6.8	850	Shimanto
KS-11	793	1826	15	8.08	0.123	54.7	7.8	-45.1	-7.3	1300	Shimanto
KS-12	1988	4588	10	7.55	0.635	46.8	13.3	-41.5	-6.6	800	Shimanto
KS-13	982	2373	14	6.7	0.0196	19	9.4	-40.3	-6.6	100	(Welded tuff)
KS-14	288	662	26	8.29	0.1149	53.5	10.2	-41.8	-6.8	1280	Shimanto

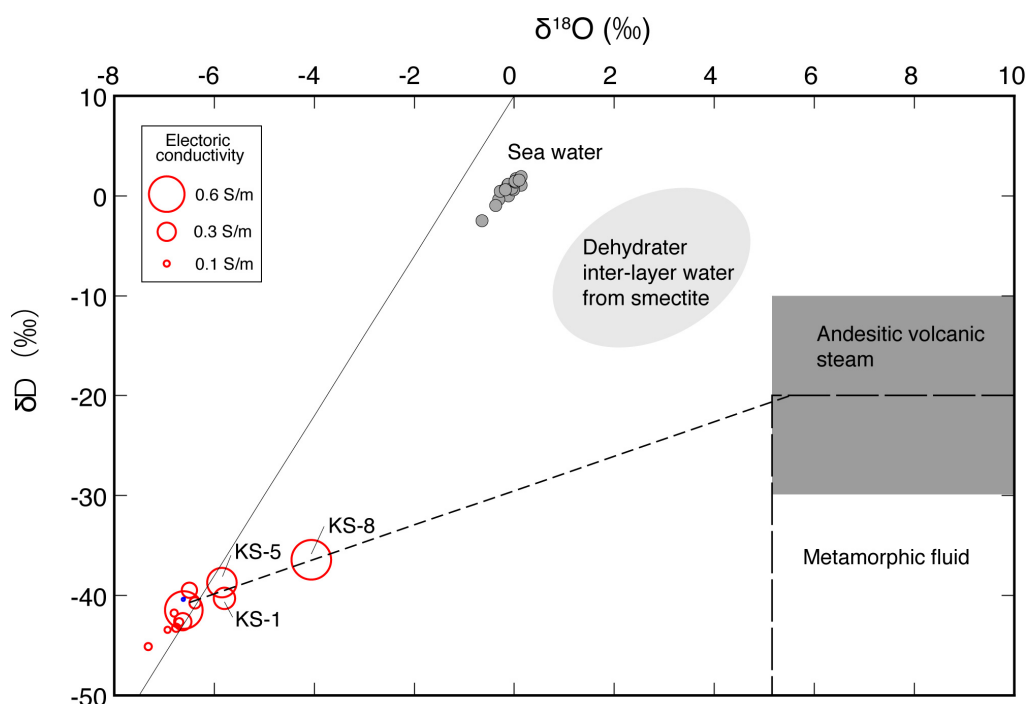


Figure 3. Comparison between water isotope compositions (δD vs. $\delta^{18}O$) of hot springs (red circles) and groundwater (blue circles) in Kagoshima city with modern sea water sampled from Kagoshima bay, and the range of source fluid of dehydrated inter-layer water from clay mineral, Andesitic volcanic steam and Metamorphic fluid. Black line is meteoric water line, $y=8x\delta^{18}O+10$, and dashed line is regression line of KS-1, KS-5 and KS-8.

4. 2. 温泉水・地下水中ラドン濃度

水中ラドン濃度は地下水で約 2300 Bq/m³, 約 7800 Bq/m³ の結果を得た。基盤岩から湧出すると考えられる温泉では約 400-4600 Bq/m³ と幅広い値が測定された。同じ敷地内に地下水と温泉の掘削孔をもつ場所では、温泉よりも地下水中のラドン濃度が相対的に高くなった。水中ラドン濃度と水質データや水温、深度データなど他データとの間にはいずれも相関関係が認められなかった。Figure 4 に温泉・地下水の水中ラドン濃度分布を示す。本地域においてはラドン濃度(Rn)が Rn < 1000 Bq/m³ の場合を低濃度、1000 < Rn < 2000 Bq/m³ を中濃度、Rn > 2000 Bq/m³ を高濃度と表現する。鹿児島市中心街より北側の温泉ではラドン濃度が中～高い温泉が認められる。KS-9, KS-12, で特に高い濃度を示す。それに対し、鹿児島市南部の谷山付近の温泉ではいずれも低濃度となる。本地域北部において、鹿児島市中心街では基盤岩がグラーベン構造を呈す場所 (KS-12) で特に高いラドン濃度を示し、田上ホクシ断層上の温泉 (KS-1) においても高濃度となる。長井田断層、川越断層付近の温泉では中～高濃度のばらつきのあるラドン濃度分布を得た。

5. 議論

5. 1. 温泉水の起源

水温と掘削深度の相関関係では約 25 °C/km の相関関係が得られ、一般的な地温勾配 20–30 °C/km と一致した。このことは現在の鹿児島市内の温泉の熱源として古い時代の火山岩、火山噴出物、現在存在する始良カルデラ下マグマなどの熱的な関与がないことを示している。

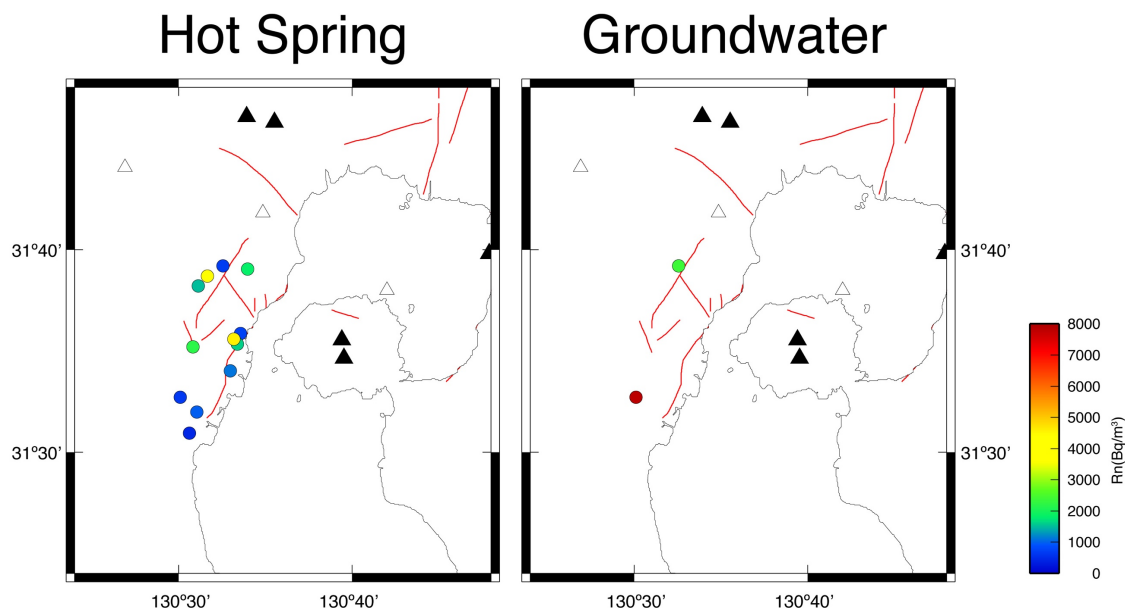


Figure 4. Radon concentration distribution of hot springs and groundwaters.

酸素水素同位体比の結果から、鹿児島市内の温泉・地下水はほとんどが天水起源であることが明らかとなった (Fig. 3). 天水ラインから KS-8 は大きく外れ、KS-5・KS-1 は若干外れていることから、これらの温泉は天水と天水以外を起源とする水が混合していることを示している。天水以外を起源とする水について、以下の 3 つの可能性が考えられる。(1)主に電気伝導率が高い温泉が天水線から外れているため (Fig. 3)、海水などの塩分濃度が高い水の混入。(2)温泉が堆積岩を主とする四万十帯から湧出しているため、粘土鉱物が続成する過程で排出される水の混合。(3)鹿児島湾を形成する始良カルデラ下に蓄積するマグマなどマグマに関連した水の混合。(1)については、最小二乗法による回帰直線が鹿児島湾の海水の同位体範囲との混合ラインに乗らないため海水の混入は考えられない。また(2)についても回帰直線が (大沢ほか, 2010) によって示された粘土鉱物の脱水による水の同位体範囲に向かわないこと、及び排出された水の混合が起こると塩分濃度が小さくなると考えられるため粘土鉱物脱水による水の混入の可能性は低いと考えられる。一方、大きく天水ラインから外れる KS-8 は始良カルデラ縁に近く、3 点の回帰直線は安山岩マグマから放出されるガスの同位体範囲に入るため、(3)のマグマに関連した水が混入している可能性が最も高いと考えられる。

天水ラインから外れる温泉のうち、KS-8, KS-5 は基盤岩中のグラーベン構造の端に位置している。このためマグマに関連した水の混入はグラーベン構造を形成する基盤岩中に発達した正断層を通じて起こっている可能性がある。また KS-1 は活断層のごく近傍で湧出する温泉であり、活断層を通じたマグマ水の混入が考えられる。

5. 2. 水中ラドン濃度と地質構造

温泉水と地下水のラドン濃度比較では、地下水のラドン濃度が相対的に大きくなった。温泉水と地下水はそれぞれ湧出母岩が異なる。温泉水は四万十帯層群である基盤岩中の帯水層、地下水はその上位を覆う火砕流堆積物を帯水層としている。ラドン濃度の違いは、(1)両堆積物中に存在するラドンの親核種であるラジウム濃度の違い、もしくは(2)帯水層の性状の違いに起因すると推定できる。しかし鹿児島市周辺のラジウム濃度について直接測定した例はない。そこでラドンがウラン系列の放射性核種であるため、ここではウラン濃度を用いて考察することとする。一般的にウラン濃度は SiO₂ 含有量が増えるほど大きくなるとされている (Wollenberg and Smith, 1987)。鹿児島市に見られる火砕流堆積

物の全岩化学組成は、鹿児島市谷山周辺で掘削されたボーリングコア（谷山コア）を用い測定されている（古澤ほか，2018）。谷山コアでは5つの火砕流堆積物が認められ、 SiO_2 含有量は76-79wt%と報告されている。一方、四万十累層群については、四国四万十帯に産する泥岩・頁岩の全岩化学組成を参照する。Kawabata et al. (2007) の測定結果では63-73wt% の SiO_2 含有量が示されている。古澤ほか（2018）ではKawabata et al. (2007)で含有量に含まれている灼熱減量が含まれないため、古澤ほか(2018)の基準に合わせるとKawabata et al. (2007)の SiO_2 含有量は2-3%増加し、火砕流堆積物と四万十帯堆積岩の SiO_2 含有量がほぼ同程度となる。さらに四万十帯の砂岩では頁岩より石英・長石を多く含むため、 SiO_2 含有量が増えると推測される。このため両層の SiO_2 含有量は同等もしくは四万十帯で大きくなり、ウラン濃度ひいてはラドン濃度は同等か四万十累層群で若干高くなるはずである。しかし、本研究ではラドン濃度は火砕流堆積物で高くなる。(2)における岩石の主な性状の違いとして、火砕流堆積物は堆積岩に比べて多孔質であり、白亜紀～古第三紀の堆積岩からなる四万十累層群は続成作用が進み固結度が高く間隙が少ないことが挙げられる。火砕流堆積物ではより多孔質な層を透水層とし間隙を水が通過していると推測される。一方、四万十累層群では南九州の屈曲や鹿児島地溝帯形成により形成された亀裂を流路としていると推測できる。ラドン濃度は比表面積が大きく、間隙率が高いほど増加する。そのため、より多孔質な火砕流堆積物を帯水層とする地下水のラドン濃度が亀裂を流路とする四万十帯を帯水層とする温泉よりラドン濃度が高くなったと考えられる。

温泉水中ラドン濃度分布 (Fig. 4) は、活断層の多い鹿児島市中心部より北側に高い濃度の温泉が存在していることを示している。温泉水のラドン濃度が高くなる最も単純な理由として、上位の火砕流堆積物を流路とする地下水の混入が挙げられる。しかし、ほとんどの温泉施設において温泉稼働中に採取を行ったこと、そして温泉が地温勾配に応じた温度を保っていることから、地下水混入の可能性は小さい。次にラドン濃度が異なる原因として、岩石の性状の違いが挙げられる。含まれるラジウム濃度に違いがない場合、ラドンは岩石の比表面積・間隙率・水-岩石比に応じて放出量に変化する。これらパラメータは断層の破壊によって変化する。特に活断層の中心部は破壊粒子がナノメートルスケールにまで小さくなり、比表面積が周囲の母岩に比べ単位面積あたり 10^6 - 10^8 m^2 も大きくなることが知られている（例えば、Chester et al., 2005 ; Ma et al., 2006）。田上ホクシ断層 (Fig. 1a-(e)) のごく近傍の温泉でラドン濃度が高くなり、長井田断層 (Fig. 1a-(a)) 近傍でラドン濃度が高い温泉が認められる。これら断層近傍の温泉は断層活動による破碎帯を流路とするため、ラドン濃度が高くなっている可能性が考えられる。また、鹿児島市中心部の基盤岩グラーベン構造中にも高濃度のラドンを含む温泉が認められ、基盤岩中に発達した断層破碎帯を通じ水が移動していると考えられる。グラーベン構造中の温泉(KS-8)と、田上ホクシ断層上の温泉(KS-1)は酸素水素同位体測定により、マグマ由来の水の混入が示唆されており、マグマの影響を受けた流体が断層・活断層を通じて上昇し、温泉を形成している可能性がある。

6. まとめ

本研究では鹿児島市内の温泉水・地下水中ラドン濃度を測定し、市内に分布する活断層・断層と水中ラドン濃度の関係について考察を行った。鹿児島市内の温泉水は現在の一般的な地温勾配に従って温度が高くなることから、マグマや火成岩の熱的な影響を受けていないことが明らかとなった。また酸素水素同位体分析結果から、田上ホクシ断層や基盤岩グラーベン構造を作る断層近傍の温泉でマグマに関与した水の混入が認められた。水中ラドン濃度測定の結果、基盤岩である四万十累層群とその上位に堆積する火砕流堆積物の帯水層から得られる水中ラドン濃度に顕著な差が認められた。これは多孔質であるか否かという岩石の性状に起因している可能性が高く、多孔質の火砕流堆積物ではラドン濃度が高くなり、間隙が少ない四万十累層群では低くなるためと考えられる。温泉水中ラドン濃度分布から、活断層や基盤岩中に発達する断層付近においてラドン濃度が高い温泉が認められた。これら温泉は岩石中の比表面積や間隙が大きい断層を流路としている可能性が考えられる。特に田上ホクシ断層や基盤岩グラーベン構造を作る断層近傍の温泉は、マグマの影響を受けた水が断層を流路として上昇している可能性が考えられる。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、各温泉施設には快く温泉水・地下水を提供していただいた。大木公彦鹿児島大学名誉教授には鹿児島市周辺の地質・地質構造について助言いただいた。ここに感謝の意を表します。本研究は主として科研費「若手研究(B)」(16K17822)、一部特別研究員奨励費(16J40148)の支援によりなされたことを付記し、謝意を表します。

参考文献

- Chester, J. S., Chester, F. M., Kronenberg, A. K., *Nature*, **437** (2005) pp. 133-136.
古澤明, 大木公彦, 宮脇理一郎, 地質学雑誌, **124** (2018) pp. 435-447.
濱田浩正, 今泉眞之, 小前隆美: 農業工業研究所報告, **36** (1997) pp. 17-50.
鹿児島県, 鹿児島湾西縁断層及び出水断層帯に関する調査成果報告書: 平成 10 年度地震関係基礎調査
交付金, (1999)
鹿児島県地学会, 写真集 地球からのメッセージ 鹿児島, 斯文堂株式会社出版部 (1997) .
活断層研究会, 新編 日本の活断層, 東京大学出版会 (1991), pp. 380-382.
Kawabata, K., Tanaka, H., Kimura, G., *Jour. Struct. Geol.*, **29** (2007) pp. 697-711.
Kuo, M. C. T., Fan, K., Kuochen, H., Chen, W., *Ground Water*, **44** (2006) pp. 642-647.
Ma, K. -F., Tanaka, H., Song, S. -R., Wang, C. -Y., Hung, J. -H., Tsai, Y. -B., Mori, J., Song, Y. -F., Yeh, E. -C.,
Soh, W., Sone, H., Kuo, L. -W., Wu, H. -Y., *Nature*, **444** (2006) pp. 473-476
Malgrange, J., Gleeson T., *J. Geophys. Res., Solid Earth*, **119** (2014) pp. 346-359.
日本分析センター, ラドン濃度測定調査結果報告書, (2008) pp.16-17.
Noguchi, M., Wakita H., *J. Geophys. Res.*, **82** (1977) pp. 1353-1357.
小野昌彦, 嶋田純, 市川勉, 徳永貴大: 陸水学雑誌, **72** (2011) pp. 193-210.
大木公彦, 舟津俊宏, 早坂祥三, 浦島幸世教授退官記念論集 (1990) pp. 125-133.
大沢信二, 網田和宏, 山田誠, 三島壮智, 風早康平, 温泉科学, 59 (2010) , pp.295-319.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2015),
<https://gbank.gsj.jp/seamless/>
Tsunomori, F., Tanaka, H., *Radiat. Meas.*, **60** (2014) pp. 35-41.
Tsunomori, F., Shimodate, T., Ide, T., Tanaka, H., *J. Environ. Radioact.*, **172** (2017) pp. 106-112.
United Nations Science Committee on the Effects of Atomic Radiation, UNSCER 2000 Report to the General
Assembly, with Scientific Annexes: Sources and Effects of Ionizing Radiation, (2000), pp. 97-99
Wakita, H., Nakamura, Y., Notsu, K., Noguchi, M., Asada, T., *Science*, **207** (1980) pp. 882-883.
Weigel, F., *Radon. Chem. Ztg.* **102** (1978) p. 287.
Wollenberg, H. A., Smith, A. R., *Geophys. Res. Lett.*, **14** (1987) pp. 295-298.