

日本、本州南西部の出雲にある低温を生じる崖錐、
八雲風穴における ^{222}Rn の予備調査

野村律夫^a、井上睦夫^b、小藤久毅^c

^a 島根大学教育学部、島根半島・宍道湖中海ジオパーク推進協議会、
松江市 690-8540

^b 金沢大学低レベル放射能研究施設、石川県能美市和気町、923-1224

^c 日本海洋科学振興財団 むつ海洋研究所、青森県むつ市、035-0064

記事情報

要旨

キーワード:

ラドン
風穴
崖錐
季節変化
対流
相対湿度

西南日本にある八雲風穴は山崩れによって形成された、冷風の吹き出す穴として知られています。この風穴は2つの部分からなり、空気の流れに関して相補的な関係にあります。地形で見ると上の穴は温風穴 (WWH)、下の孔は冷風穴 (CWH) として、それぞれ特徴づけることができます。

我々は八雲風穴におけるラドンの挙動について予備調査を行いました。CWHにおける ^{222}Rn は、暖かい季節 (5月中旬から10月) に $7.6 \pm 0.1 \text{ kBq/m}^3$ に達する高い濃度から、寒い季節 (12月から5月上旬) に低い濃度へと顕著な季節変化を示しました。高い ^{222}Rn 濃度をもった冷風の吹き出しの開始は、この地域の気温で 16.2°C 、終了時期は 17.1°C とそれぞれと推定しました。このような ^{222}Rn の季節変化は、崖錐の内外の温度差によって引き起こされる対流現象と関連しているだけでなく、吹き出される空気の相対湿度にも関連していました。

高湿度の環境では高濃度の ^{222}Rn が生成され、その湿度は氷の融解に関連している可能性があります。湿度に関連した ^{222}Rn の挙動に関する既知の情報に基づけば、春には成長している氷の中に、そして夏には溶けた水の中にラドントラップの形成が示唆されます。

この研究は、 ^{222}Rn 測定が崖錐内の空気の動きを理解するための有用なツールであることを明らかにしました。

1. はじめに

日本列島の各地には、崖錐に形成された穴から冷たい風が吹き出す場所が多数存在しています。(Shimizu, 2004, 2015)。このような低温を生じる崖錐は、日本語では「風穴」と呼ばれていますが、「algific」はラテン語の *algificus* に由来し、「冷温を生じる」ことを意味します (Sawada, 2015)。内気と外気との温度差が大きくなると、活発に空気が吹くようになりますから (Aratani, 1923, 1926; Egawa ら, 1980; Tanaka ら, 2000b, 2004; Sawada, 2015; Shimizu, 2015)、冷たい空気は夏に最も強く吹き出します。

本州南西部の島根県出雲市にある八雲風穴は、吹き出す風に季節変化がみられる崖錐です。冷風を吹き出す風穴の温度は、夏季に通常 $5\sim 6^\circ\text{C}$ の範囲であると報告されています (Ogawa, 1996)。

日本におけるほとんどの研究は、これまで吹き出す空気の温度を測定することによって空気の動態を解明することに焦点を合わせてきました (Aratani, 1923, 1926; Shibo, 1974, Egawa ら, 1980; Maki, 1998; Tanaka ら, 2000a, 2000b, 2004, 2006)。

本州北東部の秋田県の長走風穴での (Aratani, 1926) の先駆的な研究以来、空気の対流説が受け入れられてきました。崖錐の上下両端には2つの穴があって、夏には崖錐の上部で吸い込まれた暖かい空気は、崖錐内のより冷たい通路を移動中に冷たい空気になり、崖錐の下部で吹き出します。反対に、冬には崖錐下部の斜面で吸い込まれた冷たい空気は暖かい通路を移動中に暖かい空気になり、崖錐上部の斜面で吹き出します。

したがって、夏季の通気孔または開口部は特に冷風穴と呼ばれ、冬季の通気孔または開口部は温風穴と呼ばれます (Aratani, 1926)。冷風と温風の間的气流の変化は、ほとんどの日本の風穴で、4月と10月から11月にかけて起こることが指摘されています。

^{222}Rn の挙動については、世界中のさまざまな地質や岩石をもった地下洞窟で研究されてきました。米国アラバマ州の溶蝕石灰岩中の空洞 (Wilson ら, 1991)、スペインの第四紀火山のブローホール (風穴の別名) (Baixeras ら, 2005; Monero ら, 2008, 2009)、地域地下採石場および炭鉱

(Perrier ら、2004; Tchorz-Trzeciakiewicz and Parkitny、2015)、行き止まりのトンネル (Muramatsu ら、2002; Richon ら、2005; Perrier ら、2007; Li ら、2010) および観光関連や観光に使われていない洞窟 (Dumitru ら、2015) などがあります。これらの研究は、²²²Rn 濃度が地下-大気間の温度差によって発生する気流によってコントロールされていることが示されています。また、Monero ら (2009) は、²²²Rn 濃度の季節変化を報告し、夏季には 2.0~3.0kBq/m³、冬季の大部分は 0.1 kBq/m³以下であったと報告しています。土壌または岩石からの ²²²Rn の放出とそれに続く拡散は、一般に地域の地質、その場の物質中の放射性親核種の濃度、および大気温度や周囲の風の状況などの環境要因と関連しています

(Tanner、1980; Nazaroff、1992; Baixeras ら、2005; Monero ら、2008; Li ら、2010; Sakoda ら、2011; Pereira ら、2017)。

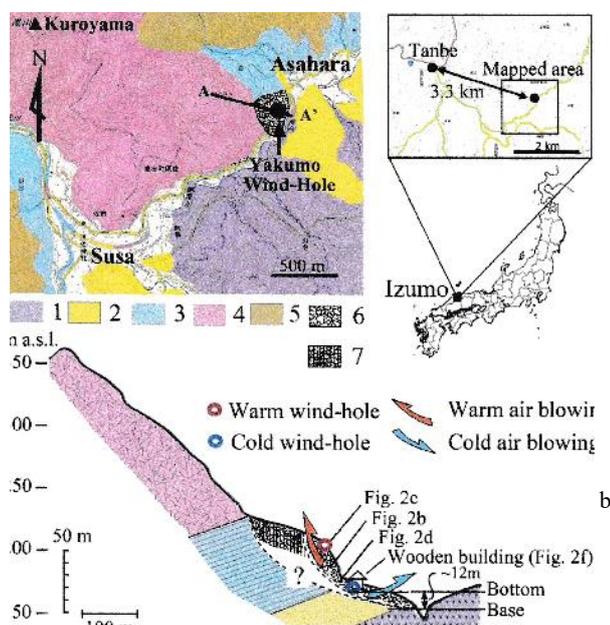
我々の知る限りでは、崖錐のような所の風穴における空気中の ²²²Rn 濃度については測定されていません。

そこで、八雲風穴から吹き出した空気中の ²²²Rn 濃度を測定したところ、興味深い季節変化が見られました。本稿では、²²²Rn 濃度分析の結果を報告し、季節変化のメカニズムについて考察します。

2. 八雲風穴地域の地質

八雲風穴は、出雲市南部の佐田町朝原にあります (北緯 35°14'34.39" 東経 132°45'9.35")。黒山の東側に分布する崖錐に形成されており、この山の中部斜面の標高 150~250m に、大規模な山崩れのあったことを示す地形的な段差が生じています。

崖錐堆積物の底部から上部の間の標高差は 170m~215m であり、その幅は最大で 60m です (図 1 および 2a)。崖錐礫はほとんどが約 30~50cm の大きさで、山の斜面にランダムに分布しています (図 2b)。崖錐の外側は、落ち葉に由来する腐食性土壌で覆われているところもあります。



Bottom : 建物の下の階。Base : 崖錐の底
 図 1. (a) 崖錐の位置を示す地質図と、(b) A-A'に沿った八雲風穴の断面図、1、安山岩とその火砕物 (川合層); 2、砂岩 (川合層)、3、泥岩 (久利層)、4、流紋岩とその火砕物 (久利層); 5、安山岩とその火砕物 (大森層) 6、崖錐堆積物 7、土壌で覆われた崖錐。

八雲風穴地域の地質は、久利層に属する中新世火山砕屑岩と堆積岩からできています (図 1) (Kano ら、1998)。

久利層の流紋岩の一部は、朝原南部の泥岩を覆っています。泥岩層の上に重なった流紋岩との構造的組み合わせは、地形的に不安定な急斜面の形成をもたらし、この地域の山崩れを引き起こしたとみられます。

崖錐の内部構造は、崖錐表面でみられる散乱した崖錐礫の分布状態に匹敵すると仮定して、崖錐中の礫と空隙に対する面積比を測定しました。その結果、相対的な空隙は平均 27% と推定できました。この値は、崖錐の中にできた崖面の空隙についても、同じ値が記録されるので妥当であると思われます (図 2d)。

崖錐礫は、崖錐の上部で大きく (30~100cm)、凹凸もありますが、崖錐の下部では凹凸が少なくなり、礫も小さく (5~30cm) なっています。

八雲風穴はツーリストスポットであり、木造でできた建物は訪問者が冷たい空気を体験できるように使用されています。建物は標高 170m の高さであり、地下 3 階、最下階は地下 8.5m に達しています (図 2f)。

3. 方法

2015 年 2 月から建物の最下階 (地下 8.5m 付近) と崖錐斜面の最上部で ²²²Rn 濃度、温度、相対湿度 (RH) の測定を行いました。温度と相対湿度の測定は、2017 年 9 月の初めまでさらに延長しました。ここでは、木造建物と上部崖錐の位置の 2 つの観測点は、それぞれ冷風穴 (CWH) および温風穴 (WWH) と呼んでおきます。

また、空気の吹き出しを支配する臨界大気温度と比較するために、朝原の北西 3.3km にある佐田町反辺で測定された気温を参照しました (図 2e)。朝原と反辺の間の標高差は 40m です。

²²²Rn 測定には 2 組の RAD7 ラドン検出器 (Durrigge、USA) を使用し、2 時間ごとに測定しました。ただし、2015 年には、これまでにラドン測定に関する情報がなかったため、1 時間ごとに測定しました。崖錐内の空気を採取するチューブ (細い管) を WWH の崖錐礫の隙間の内側約 30cm に、もう 1 つは建物の地下 3 階の床から約 20cm 上に設置しました。

RAD7 は、同位体である ²²²Rn (ラドン) と ²²⁰Rn (トロン) のアルファ粒子を崩壊エネルギーで区別分離し、高感度で同時に計測できるため、RAD7 を使用することは効果的です (Durrigge、2018 年)。

RAD7 は湿度に対して非常に敏感です。²²²Rn が崩壊して生まれた ²¹⁸Po⁺ のような陽イオンは、負イオンや水分子との集合体を作り出します。これらのクラスターは測定における感度を低下させる原因になるからです (Durrigge、2018)。

そのため、RAD7 の測定チャンパーに空気が入る前に、2 種類の除湿器 (DRYSTIK ADS-3R と 12 インチの Passive DRYSTIK、Durrigge、USA) を使用し、試料の空気から水分をより効果的に除去しました。その結果、測定空気の相対湿度は 10% 以下、主に 7~9% まで低下しました。

²²²Rn の測定誤差は 2 シグマに基づいています。冬季の低濃度において 100% 以上の誤差があったことを除いて、測定誤差 1.3~57.3% (平均 4.1%) でした。高い誤差を伴う測定結果は、全測定数のわずか 5.3% を占めるにすぎません。したがって、私たちの議論の重要性から、すべての測定 ²²²Rn データを使用しました。

温度と相対湿度の測定には、オンドトリ TR-73U 大気データロガー (TandD、日本) を ²²²Rn の測定場所と同じ所で使用しました。測定センサは以下の通りです。0~50°C で ±0.3°C の測定精度を有するサーミスタ、および 10~95%RH で ±5%RH の測定精度を有するポリマー薄膜センサを使用。

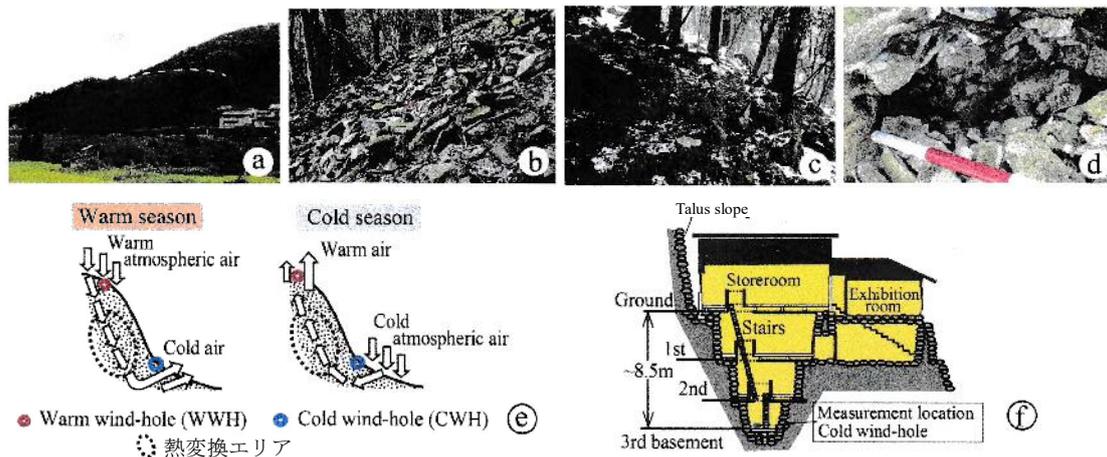


図2. (a) 八雲風穴の概要。破線は崖錐の最上部を示します。(b) 崖錐礫。スケールバーは120cm。(c) 降雪時の温風穴。(d) 崖錐堆積物の内部。目盛は20cm間隔。(e) 周囲の気温に応じて暖かい季節に冷風、寒い季節に温風が吹くことを示す対照的な対流モデル。(f) 八雲風穴の観光施設のスケッチと冷風穴の調査場所。

4. 結果

CWH の ^{222}Rn 濃度は、2015年と2016年の2年間でよく似た季節変化を示しました (F 3a)。崖錐からの著しく高い ^{222}Rn 濃度の空気の吹き出しは5月中旬に始まり、夏から初秋には 1.0 kBq/m^3 を超える高濃度がほとんど期間で続きました。

10月には 0.01 から 6.1 kBq/m^3 にわたってほぼ毎週、著しい変化がありました。 $7.6 \pm 0.1 \text{ kBq/m}^3$ の最高濃度は9月上旬に記録されましたが、低濃度は10月下旬から翌年の5月上旬

にかけておこり、 $0.5 \sim 2.1 \text{ kBq/m}^3$ のような間欠的な高濃度の吹き出しを伴っていました。

CWHの温度変化は、2015年と2016年の両方でほぼ同じパターンを示しました (図3b)。これらの変化は、10月の高い温度区間の出現 (HT) を伴って、増加する区間 (IT) と減少する区間 (DT) によって特徴づけられます (図3)。気温の上昇は2月上旬から始まり、10月の最も早い時期に終了しました。なお、2月上旬から5月上旬にかけてのITの気温は、間欠的に 0.5°C 程度の温度上昇の起こる変動区間 (FT) がありましたが (図3c)、それ以降では極めて安定していました。温度上昇区間 (IT) の終了後に約 2.7°C の急激な温度上昇が起こったことにも注目すべきです。気温の減少区間 (DT) はかなり短く、翌年の11月から1月下旬までの合計3ヶ月で、1月下旬から2月上旬の低温間隔 (LT) に移行しました (図3b)。

WWHでの ^{222}Rn 濃度も季節変化を示しました (図4と5)。それらは夏には低かったが、時折 2.6 kBq/m^3 という高い濃度が短期間に不規則な間隔で記録されました (図4a)。冬の ^{222}Rn 濃度もまた低く、 $0.02 \sim 0.06 \text{ kBq/m}^3$ (平均 0.05 kBq/m^3) で変動しました (図5a)。この濃度はCWHの場合 (平均 0.02 kBq/m^3) よりも少しだけ高いことに留意すべきです。この違いは顕著ではないかもしれませんが、WWHは降雪にもかかわらず雪に覆われていないのが特徴です (図2c)。

^{222}Rn 濃度の季節変化とは別に、日周期を検討するために、2015年の場合を選んで平均1時間ごとの濃度変化を図6に示します。標準偏差とともに示される ^{222}Rn 濃度の変動幅は、CWHとWWHの両方も暖かい季節 (6月、8月~9月) に大きかったといえます。

WWHでの ^{222}Rn 濃度は、その場での温度と逆の相関を示しました。対照的に、CWHは、WWHの気温上昇に伴う1時間ごとの濃度に関して、3つの異なる変化パターンを示しました。

具体的には、(1) 6月に濃度が上昇した、(2) 12月から1月に濃度が低下した、(3) 8月から9月では午後の最高気温に達する前 (午前) に高濃度が発生した。

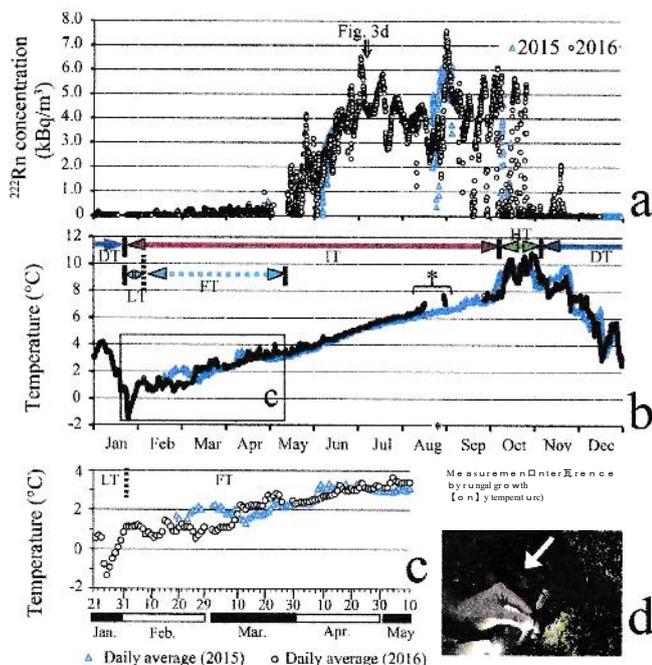


図3.冷風穴における2015年と2016年の ^{222}Rn 濃度 (a) と気温 (b) の季節変化。略語は温度変化の特徴を示す区間。IT、温度の上昇区間DT、温度が下降区間。HT、高温区間。LT、低温区間。FT、温度変動区間。(c) FT区間の間欠的な温度上昇を示す毎日の平均温度の拡大図。(d) 矢印で示されている煙は、2016年7月上旬に冷風穴から吹き出す空気を示している。

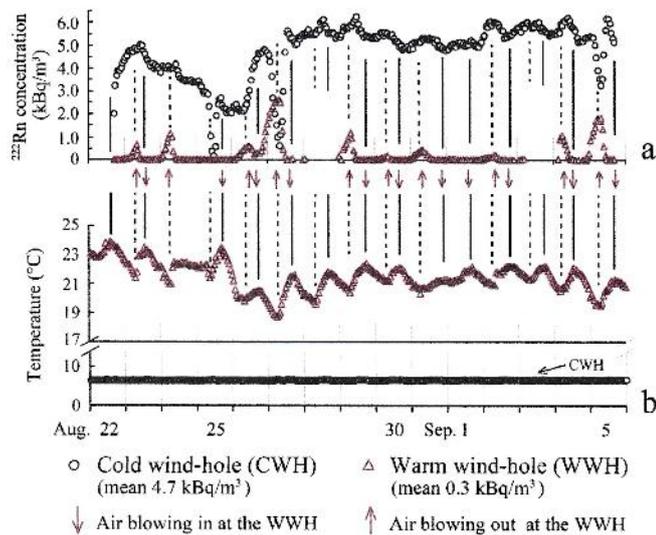


図4. 8月22日から9月6日間の冷風穴および温風穴における ^{222}Rn 濃度と温度の日変化。上向き矢印は、より高い ^{222}Rn 濃度が吹き出している時を示します。下向き矢印は、吸引後の ^{222}Rn 濃度が低い時を示します。実線と破線は、それぞれ ^{222}Rn 濃度の変動に対する温度の山と谷の相関線を示します。

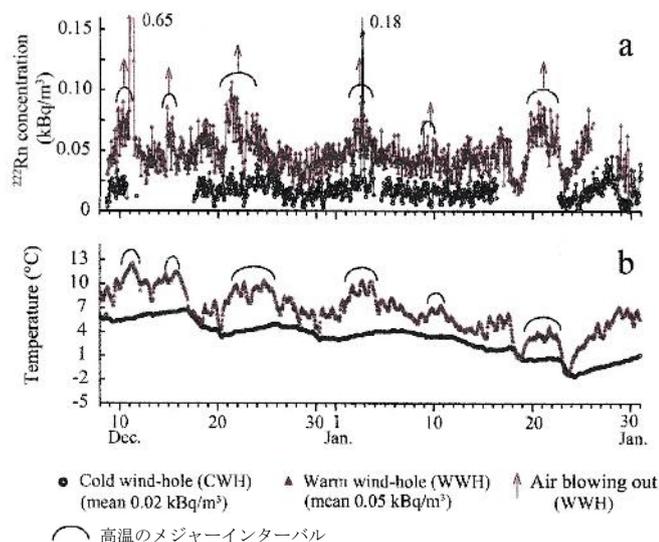


図5. 12月と1月の気温に対する冷風穴と温風穴の ^{222}Rn 濃度の日変化。上向き矢印は、温風穴で吹き出す空気がより高い温度で、しかもより高い ^{222}Rn 濃度の間と相関していることを示しています。間隔はアーチで示されています。

5. 議論

5.1. CWH (冷風穴) と WWH (温風穴) における ^{222}Rn

夏季に高濃度の ^{222}Rn がCWHで記録されましたが、WWHの濃度は低いものでした。逆に、冬季のWWHの ^{222}Rn 濃度は高かったが、CWHの濃度は低い結果となりました。温風穴および冷風穴ともに、夏季および冬季の低レベル状態の ^{222}Rn 濃度は、出雲地方の大気レベル(月別の濃度変化 $1.0\sim 14.0\text{ Bq/m}^3$ 、吉岡・飯田、2007)および島根県域

(平均 9.3 Bq/m^3 、Oikawa et al, 2003)と同程度でした。このような低いレベルは、大気が崖壁中に吸い込まれていることを示しています。

CWHとWWHの間の相互の空気の流れは、夏季と冬季に顕著になります。空気の熱交換の計算(Egawaら、1980)およびドライアイス(CO_2 ガス)を用いて得られたトレーサー実験結果(Tanakaら、2004)によると、WWHとCWHの間の夏季の流速は最大 $2\sim 3\text{ cm/m}$ と見積もられています。

八雲風穴では流速の測定はしていませんが、夏季のCWHで似たような速度で空気が吹き出していることを目測で確認しました(図3d)。冬季のWWHでの空気の流速情報はありません。煙検査も、私たちは測定可能なレベルで吹き出すことを知覚することができませんでした。

暖かい季節には ^{222}Rn 濃度と温度の間に負の相関関係が検出されます(図4)、これはこの時点で高濃度の ^{222}Rn と低い温度の空気がWWHから吹き出すことを意味しています。逆に言えば、これは低濃度の ^{222}Rn と高温の夏季の大気の吸い込みを示しています。より高温の空気は常に低い ^{222}Rn 濃度を持っています。図4および5では、WWHでの空気の入りを、より高い ^{222}Rn 濃度の発生とともに矢印で示されています(これらのデータはCWHとWWHの間の温度差に基づいています)。

冬季の間、およそ2~5日の期間にわたって、図5のアーチで示されるように、吹き出す気温の上昇と共に ^{222}Rn 濃度が増加しています。冬季の間、CWHの温度はWWHの温度より常に低い状態にあります。このように、WWHでの温度に関する ^{222}Rn の挙動は、温度主導の空気の対流と一致しています。

対流に基づくCWHでの ^{222}Rn の振る舞いは、6月ごろに最も明確に確認されます。データは、WWHで吸引された ^{222}Rn 濃度の低い空気が、高濃度に変化してCWHで吹き出されたことを示しています(図6a)。しかし、夏季はこの関係が複雑です。多くの場合、CWHとWWHにおける温度と ^{222}Rn 濃度の関係は不規則で、正の相関、負の相関、そして対応していない場合もあります(図4)。8月から9月にかけて、WWHが高い温度の空気(大気)を吸ったときに ^{222}Rn 濃度が減少する傾向を示したことは重要です(図6b)。 ^{222}Rn 濃度の変化は、最も暖かい季節については気温のみとの直接的な関係は必ずしもありませんでした。そのため、我々は湿度との関係を査定することにしました。

5.2. CWHでの高い ^{222}Rn 濃度の増減条件

CWHの ^{222}Rn 濃度は4月のほぼ毎日低かったが、5月中旬までに短時間で値が 1.0 kBq/m^3 を超えて増加しています。ただし、この間の11日間はデータ取得不可のため見逃してしまいました(バッテリーのトラブル)(図7a)。

4月~5月の日々の ^{222}Rn 濃度を反辺での日平均気温に対してプロットしたとき(図8a)、 16.2°C で異なる勾配を持つ2つのグループにデータを分類することができます。

2つの回帰直線は、それぞれ $8.8\sim 16.1^{\circ}\text{C}$ および $0.03\sim 0.3\text{ kBq/m}^3$ ($r=0.68$)、 $16.6\sim 22.0^{\circ}\text{C}$ および $0.2\sim 3.5\text{ kBq/m}^3$ ($r=0.78$)の範囲です。閾値温度は、定常状態で下向き空気の対流の開始、すなわちこの温度を超えるとCWHから空気が吹き出すことを示します。

10月には、反辺の気温が概ね 18°C を超える値で維持されたときに、 3.0 kBq/m^3 を超える高濃度が続いています(図7b)。しかし、温度が 18°C 以下になると、 ^{222}Rn 濃度は減少する傾向にあり、日中の平均気温が 14°C 未満になると、

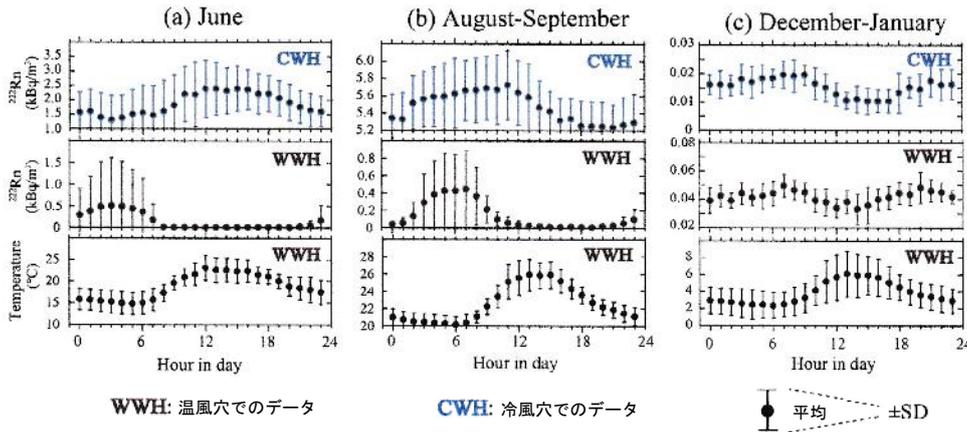


図 6. 2015 年の主要期間中の冷風穴および温風穴での ^{222}Rn 濃度の時間変化と温風穴での気温との相関。(a) 6月の6日間の要約。(b) 8月から9月までの8日間の要約(図4と同じデータソース、異常値を除く)。(c) 12月から1月までの11日間の要約(図5と同じデータソース、異常値を除く)。SD、標準偏差。

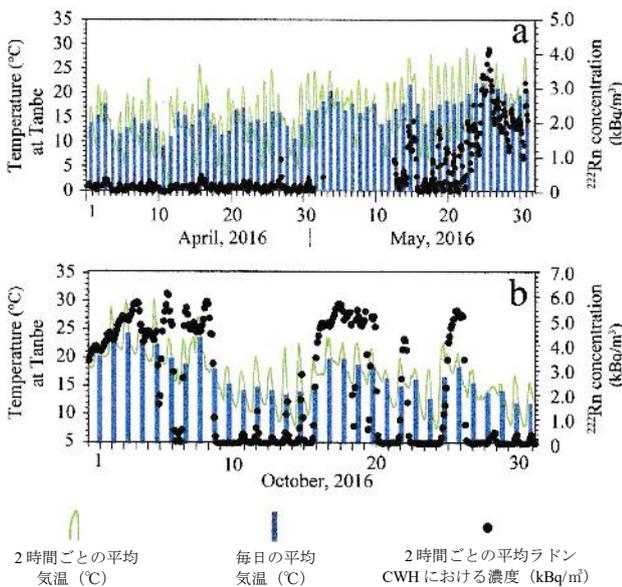


図 7. 冷風穴での ^{222}Rn 濃度と気温の2時間ごとの変化、(a) ^{222}Rn 濃度の増加期間、(b) ^{222}Rn 濃度の減少期間。棒グラフはその日の平均気温を示しています。気温は佐田町反辺で測定。

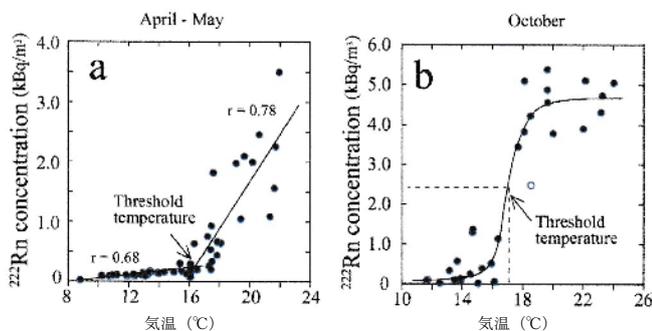


図 8. 冷風穴の ^{222}Rn 濃度と反辺の気温との相関 (a) 4月-5月の増加期間は、16.2°Cの交点を持つ異なる回帰直線で表される2つのグループよりなります。(b) 異常値(白丸)を除き、変曲点が17.1°Cのシグモイド関数で表される2つのグループよりなる10月の減少期間。各 ^{222}Rn 濃度および気温データは、1日の平均データを表しています。

0.5kBq/m³未満の濃度で、非常に低いといえます。日平均 ^{222}Rn 濃度を反辺における日平均の大気温度に対してプロットすると(図8b)、 ^{222}Rn 濃度は大気温度に従ってS字状で示されるような分布(シグモイド型分布)をしています。

測定値のなかの1つのデータ(18.6°C、2.5 kBq/m³)を外れ値とみなすと、シグモイド関数の変曲点は17.1°Cに対応します($r^2=0.94$ 、3パラメータ非線形回帰分析における Shapiro-Wilks 検定による有意性は $p=0.17>0.05$; SigmaPlot, 12.5 (www.systatsoftware.com))。この温度は2.4kBq/m³に相当し、この温度以下では ^{222}Rn の主な拡散が段階的に消失していくことを示しています。

CWHにおける高い ^{222}Rn 濃度をもった活発な空気の吹き出しの開始と終了は大気温度に反映されていますが、大気温度に対する ^{222}Rn 拡散能力は場所によって異なっているようです。イタリアのブローホールの場合を参照すると、気温の閾値は、1.0から2.0 kBq/m³への移行に対して15°Cであるとされているからです(Morenoら、2009)。これと比べると、八雲風穴の閾値温度は春と秋の両方でやや高いようです。

5.3. 暖かい季節における高濃度の ^{222}Rn と水の影響

対流説によると、外気は風穴に吸い込まれ、そこで岩や氷と接触し、崖錐内の通路を通して内気と混合し、それによって温度が変化した空気が吹き出されます(Aratani,1923,1926; Egawaら,1980;Tanakaら,2000a,2000b; 2004,2006; Byunら, 2011)。

^{222}Rn 放射能に関する研究で繰り返し指摘されているように、熱交換中の水蒸気は ^{222}Rn の挙動にとって重要な要素です(Tanner,1980; Strong and Levins,1982; Stranden et al 1984; Nazaroff,1992; Menetrez et al,1996; Schumann and Gundersen,1996; Barillonら,2005; Breitnerら,2010; Hassanら,2011; Arvelaら, 2016)。2015年3月から2017年5月までの間、CWHの相対湿度を測定しました。図9に示すように、CWHの相対湿度は、年間を通して非常に高いと判断されます。冬季の減少を除いて、暖かい季節に95%を超えるような高湿度はセンサーの保証を超える値となりましたが、冬と春の初めに低下しても湿度は80~90%でした。Ogawa(1996)も同様のデータを以前に報告しています。

物質の微小空間における ^{222}Rn 原子の挙動をみると、水とその水温が ^{222}Rn の発散と吸収過程において、重要な役割を演じる要因であることが指摘されています(Tanner,1980; Nazaroff,1992)。水の存在は、ラジウムを含む岩石からの ^{222}Rn の放射と周囲の鉱物粒子への吸着、空気中での拡散

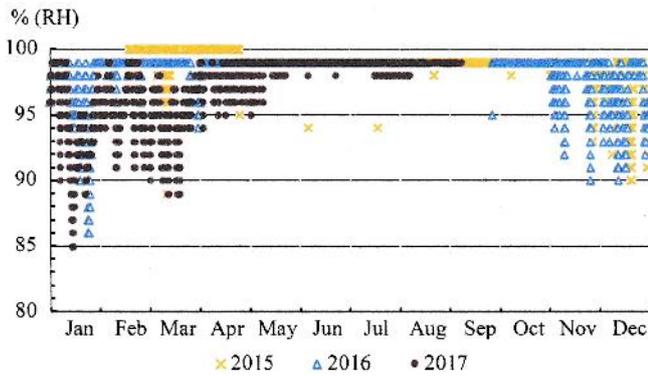


図9. 冷風穴での相対湿度の月ごとの変化

と対流に直接影響します (Tanner,1980; Nazaroff,1992; UNSCEAR, 2000)。室内実験によると、土壌粒子への ^{222}Rn 吸着は土壌の含水量の増加とともに急速に減少し、飽和度が約0.3~0.4を超えると、吸着能力はなくなります

(UNSCEAR,2000)。しかし、 ^{222}Rn が土壌中の水相に閉じ込められると、気相中の ^{222}Rn は減少します。土壌の水の中にはかなりの割合の ^{222}Rn が溶存していることを指摘している研究者もいます (Washington and Rose,1990;Schumann and Gundersen,1996)。また、オストワルド係数に従う ^{222}Rn の水への溶解度は、温度の上昇とともに減少します

(UNSCEAR,2000)。このように、 ^{222}Rn 拡散の最適値は、ラドンを生成する物質の含水量によって異なります。

これらの情報は、高濃度の ^{222}Rn が初夏から8月の比較的高湿度の高い時期に発生したのに対し、低濃度の ^{222}Rn は冬や春の早い時期であったというCWHでの測定を裏付けています。したがって、崖錐内の ^{222}Rn の動態は、相対湿度と組み合わせで吹き出す空気の流れに依存してことは明らかです。

夏季の高温多湿にも関わらず、7月下旬から8月にかけて、2~5日の間隔で ^{222}Rn 濃度の減少が生じました (図3a)。これらの減少した期間の終了後、 7.6kBq/m^3 の最高 ^{222}Rn 濃度が9月上旬に発生しています。この発生はCWHで最も高くなった温度に近いといえます。このような現象は、次の2つの条件下で発生したと解釈ができるかもしれません。

(1) 高濃度の空気がWWHで吹き出したために崖錐内を流れる ^{222}Rn に富む空気は、CWHで減少した。(2) 水量の増加とそれに続く ^{222}Rn の溶解度の増加があった。(1)の場合、図4の8月22日から27日に見られるように、1日以内の ^{222}Rn 濃度の短期的変化がCWHで起こり、それに対するWWHの ^{222}Rn 濃度も様々に反応しています。しかしながら、2日または3日の範囲の減少に関しては、明確な相関関係は認められていません。したがって、この解釈には無理があります。

(2)の場合は、崖錐内部のどこかに湿った状態が形成されたと考えられます。いくらかの量の冷たい水があり、その中に ^{222}Rn が閉じ込められていると、崖錐の内側からの ^{222}Rn の拡散は結果的に減少することになります。さらに、多量に溶解した ^{222}Rn を含む水が高蒸気を生じると仮定すると、より多量の ^{222}Rn が放出されることになるでしょう。これは、9月上旬に最高濃度の ^{222}Rn が発生したと関連しています。要するに、風穴からの ^{222}Rn の拡散は、対流過程で崖錐礫の表面にどのような水相が形成されたかに依存します。この仮説は今後検証する必要があります。

5.4. 崖錐内部の潜在的な氷

氷が形成されているかどうかに関しては、暖かい季節に冷たい空気を吹き出す要因として重要な問題です。氷は崖錐内

の対流を促進する主な原動力と見なすことができるからです。これまでの報告は、北海道 (Shiboi,1974; Sawada,2003; Sawadaら,2003)、秋田県 (Aratani,1923,1926)、宮城県 (Egawaら,1980)、福島県 (Tanakaら,2000b)、および韓国 (Tanakaら,2000a,2006; Byunら,2011)の様々な風穴の崖錐の内部に氷が形成されることが指摘されてきました。

最近の崖錐の氷の観測のなかで、氷は冬ではなく春に成長することが注目されています。Sawada (2003) および Sawadaら (2003) は、平均気温が 0°C を超えているにもかかわらず、春の雪からの融融水がより深い場所に流れ込み、多年生の氷の上で再凍結することを観察しています。彼はまた、氷が夏から初秋にかけて溶け続けていることを示しました。同様に、韓国のアイスバレーでは氷は冬には成長しませんが、晩春から初夏にかけて成長しています (Byunら,2011)。数値シミュレーションは、外気が高温であるほど、春の氷の成長が大きくなることを明らかにしました (Tanakaら,2006)。また、我々は八雲風穴で3月上旬から中旬にかけて、崖錐礫の中に透明な氷で覆われた岩石を観察しています。氷が形成されるメカニズムは、高い飽和水蒸気圧をもった氷点下の空気のみで氷が成長する凍結雨のそれに似ていると我々は考えます。FTの区間 (図3c)における断続的な温度上昇は、氷の成長に寄与したと考えられます。これらの観察とシミュレーションを考慮して、崖錐内の氷は春から秋にかけての暖かい季節における八雲風穴の冷却メカニズムの要因であると結論します。

^{222}Rn の挙動の季節変化は、氷形成と融解過程によって合理的に説明することができます。約 20°C の気温が3月下旬から5月上旬に繰り返し出現していますが、CWHの ^{222}Rn 濃度は依然として非常に低かった (F7a)。これは、拡散している ^{222}Rn が、より多くの氷を形成するために再凍結する融融水の中に閉じ込められることによって説明することができます。CWHの気温は5月中旬から9月上旬にかけて一定して約 3°C から約 8°C に徐々に上昇しますが (図3b)のFT区間を除くIT区間)、この間は氷が再凍結することは不可能でしょう。10月上旬のCWHの温度の急激な上昇 (6日間で 7.4°C から 10.3°C へ)は、崖錐内部の氷の消失を示しています (図3b)。そのため、氷が溶けるのには4.5か月 (5月中旬から9月末まで)が必要でした。

6. まとめ

本研究は、 ^{222}Rn の年間の挙動の観点から、冷温を生じる崖錐の内部状態を解釈した最初の試みでした。我々の結論は以下の通りです。

(1) 暖かい季節には、低濃度の ^{222}Rn の温風がWWHに吹き込むのに対して、高濃度の ^{222}Rn の冷風 (最大 $7.6\pm 0.1\text{kBq/m}^3$)がCWHから吹き出した。寒い季節では、CWHでの気流と濃度は暖かい季節のそれらと逆になった。これらの風穴での ^{222}Rn 濃度は明確な季節変化を示した。

(2) 佐田町反部の1日の平均気温 (地域気温の代表的な場所)が常に 16.2°C を超える日が続くと、高濃度の ^{222}Rn を含む空気がCWHから活発に吹き出し、気温が低いと ^{222}Rn の濃度が減少した。対流のための気温の閾値が 17.1°C であることを示した。

(3) 5月中旬から10月の高濃度の ^{222}Rn は、高い湿度の区間と相関していた。また、 ^{222}Rn の崖錐内におけるトラップに関する2つの仮説を指摘した。1つは最も暖かい季節 (7月下旬から8月まで)に融解水に ^{222}Rn が溶解すること、もう1つは春に成長する氷に ^{222}Rn がトラップされることである。前者は冷水への高い ^{222}Rn の溶解と、気相での ^{222}Rn の減少をもたらす、後者は氷が暖かい季節にも成長することを示す観測情報に基づいています。

八雲風穴は観光施設でもあるので、観光客やガイドの健康に対する ^{222}Rn 曝露の影響を調査する研究も今後行うべきでしょう。

謝辞

八雲風穴の管理団体である風太郎の会の諸氏、特に勝部秀雄会長、および佐田町反辺の気温データを提供していただいた島根県土整備事務所に深く感謝します。

この論文は科学研究費補助金から支援を受けました Research (C) (R. Nomura, No. 17K02110)。

付録 A. 補足データ

この記事に関連する補足データは <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.12.008> にあります。

参考文献

- Aratani, T., 1923. Katayama wind-hole, Akita prefecture. *J. Geogr.* 36, 732-738 (in Japanese).
- Aratani, T., 1926. On the Nagahashiri wind-hole, Akita prefecture. *Chikyū* 8, 426-441 (in Japanese).
- Arvela, H., Holmgren, O., Hanninen, P., 2016. Effect of soil moisture on seasonal variation in indoor radon concentration: modelling and measurements in 326 Finnish houses. *Radiat. Protect. Dosim.* 168, 277-290.
- Baixeras, C., Bach, J., Amgaroua, K., Morena, V., Font, L., 2005. Radon levels in the volcanic region of La Garrotxa, Spain. *Radiat. Meas.* 40, 509-512.
- Barillon, R., Ozgümmiis, A., Chambaudet, A., 2005. Direct recoil radon emanation from crystalline phases. Influence of moisture content. *Geochem. Cosmochim. Acta* 69, 2735-2744.
- Breitner, D.H., Arvela, H., Hellmuth, K.-H., Renvall, T., 2010. Effect of moisture content on emanation at different grain size fractions - a pilot study on granitic esker sand sample. *J. Environ. Radioact.* 10, 1002-1006.
- Byun, H.-R., Tanaka, H.L., Choi, P.-Y., Kim, D.-W., 2011. Seasonal reversal at miryang eoreunggol (Ice Valley), Korea: observation and monitoring. *Theor. Appl. Climatol.* 106, 403-415.
- Dumitru, O.A., Onac, B.P., Fornd, J.J., Constantin Cosma, C., Gines, A., Ginés, J., Merino, A., 2015. Radon survey in caves from Mallorca Island, Spain. *Sci. Total Environ.* 526, 196-203.
- Durrige, 2018. RAD7. User manual. Available at: <https://durrige.com/documentation/RAD7%20Manual.pdf>.
- Egawa, Y., Hori, N., Sakayama, T., 1980. On the cause of the subsurface cold air circulation at debris accumulated slopes. *J. Geogr.* 89, 85-96 (in Japanese with English abstract).
- Hassan, N., Ishikawa, T., Hosoda, M., Iwaoka, K., Sorimachi, A., Sahoo, S.V., Kranrod, G., Yonehara, H., Fukushi, M., Tokonami, S., 2011. The effect of water content on the radon emanation coefficient for some building materials used in Japan. *Radiat. Meas.* 46, 232-237.
- Kano, K., Matsuura, H., Sawada, Y., Takeuchi, K., 1998. Geology of the Iwami-oda and Ora Districts. With Geological Sheet Map at 1:50,000. *Geol. Surv. Japan*, pp. 118p (in Japanese with English abstract).
- Li, X., Song, B., Zheng, B., Wang, Y., Wang, X., 2010. The distribution of radon in tunnels with different geological characteristics in China. *J. Environ. Radioact.* 101, 345-348.
- Maki, T., 1998. Characteristics of topograph, climate and vegetation around Jagaraomogara wind cave basin. *J. Agric. Meteorol.* 54, 255-266 (in Japanese with English abstract).
- Menetrez, M.Y., Mosley, R.B., Snoddy, R., Brubaker Jr., S.A., 1996. Evaluation of radon emanation from soil with varying moisture content in a soil chamber. *Environ. Int.* 22, s447-s453.
- Moreno, V., Baixeras, C., Font, L., Bach, J., 2008. Indoor radon levels and their dynamics in relation with the geological characteristics of La Garrotxa, Spain. *Radiat. Meas.* 43, 1532-1540.
- Moreno, V., Bach, J., Baixeras, C., Font, L., 2009. Characterization of blowholes as radon and thoron sources in the volcanic region of La Garrotxa, Spain. *Radiat. Meas.* 44, 929-933.
- Muramatsu, H., Tashiro, Y., Hasegawa, N., Misawa, C., Minami, M., 2002. Seasonal variations of ^{222}Rn concentrations in the air of a tunnel located in Nagano City. *J. Environ. Radioact.* 60, 263-274.
- Nazaroff, W.W., 1992. Radon transport from soil to air. *Rev. Geophys.* 30, 137-160.
- Ogawa, H., 1996. Annual fluctuation of temperature and its factors in Yakumo Fuketsu (wind cavity), Sada Town, Shimane prefecture. *Shimane Chirigakkaishi (J. Shimane Geogr. Assoc.)* 32, 35-46.
- Oikawa, S., Kanno, N., Sanada, T., Ohashi, N., Uesugi, M., Sato, K., Abukawa, J., Higuchi, H., 2003. A nationwide survey of outdoor radon concentration in Japan. *J. Environ. Radioact.* 65, 203-213.
- Pereira, A., Lamas, R., Miranda, M., Domingos, F., Neves, L., Ferreira, N., Costa, L., 2017. Estimation of the radon production rate in granite rocks and evaluation of the implications for geogenic radon potential maps: a case study in Central Portugal. *J. Environ. Radioact.* 166, 270-277.
- Perrier, F., Richon, P., Crouzeix, C., Morat, P., LeMouel, J.L., 2004. Radon-222 signatures of natural ventilation regimes in an underground quarry. *J. Environ. Radioact.* 71, 17-32.
- Perrier, F., Richon, P., Gautam, U., Tiwari, D.R., Shrestha, P., Sapkota, S.N., 2007. Seasonal variations of natural ventilation and radon-222 exhalation in a slightly rising dead-end tunnel. *J. Environ. Radioact.* 97, 220-235.
- Richon, P., Perrier, F., Sabroux, J.C., Trique, M., Ferry, C., Voisin, V., Pili, E., 2005. Spatial and time variations of radon-222 concentration in the atmosphere of a dead-end horizontal tunnel. *J. Environ. Radioact.* 78, 179-198.
- Sakoda, A., Ishimori, Y., Yamaoka, K.A., 2011. Comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. *Appl. Radiat. Isot.* 69, 1422-1435.
- Sawada, Y., 2003. Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishinupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proc. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich, Switzerland* 2, 1001-1005.
- Sawada, Y., Ishikawa, M., Ono, Y., 2003. Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishinupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology* 52, 121-130.
- Sawada, Y., 2015. The mechanism of Fuketsu. In: Shimizu, C., Sawada, Y. (Eds.), *Ice Caves, Algific Talus Slopes and Natural Cold Storage in Japan*. KokonShoin Pub. Tokyo, pp. 23-40 (in Japanese).
- Schumann, R.R., Gundersen, L.C.S., 1996. Geologic and climatic controls on the radon emanation coefficient. *Environ. Int.* 22, S439-S446.
- Shimizu, C., 2004. Data base of Japanese wind-holes: in relation to geography, permafrost, and so on. *Komazawa Geogr.* 40, 121-148 (in Japanese).
- Shimizu, C., 2015. Japanese Fuketsu. In: Shimizu, C., Sawada, Y. (Eds.), *Ice Caves, Algific Talus Slopes and Natural Cold Storage in Japan*. KokonShoin Pub., Tokyo, pp. 1-22 (in Japanese).
- Shiboi, T., 1974. On the subsurface cold air circulation observed at Tsuneyu-Tsutsujiyama, Rubeshibe-cho, Hokkaido. *J. Geogr.* 83, 89-102 (in Japanese with English abstract).
- Stranden, E., Kolstad, A.K., Lind, B., 1984. The influence of moisture and temperature on radon exhalation. *Radiat. Protect. Dosim.* 7, 55-58.
- Strong, K.P., Levins, D., 1982. Effect of moisture content on radon emanation from uranium ore and tailings. *Health Phys.* 42, 27-32.
- Tanaka, H.L., Nohara, D., Yokoi, M., 2000a. Numerical simulation of wind hole circulation and summertime ice formation at Ice Valley in Korea. *J. Meteorol. Soc. Japan* 78, 611-630.
- Tanaka, H.L., Yokoi, M., Nohara, D., 2000b. Observational study of summertime ice at the Nakayama wind-hole in Shimogo, Fukushima. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, sec. A (Geol. Sci.)* 21, 1-21.
- Tanaka, H.L., Mura, N., Nohara, D., 2004. Mechanism of cold air vent at the Nakayama wind-hole in Shimogo, Fukushima. *Geogr. Rev. Jpn.* 77, 1-18 (in Japanese with English Abstract).
- Tanaka, H.L., Nohara, D., Byun, H.-R., 2006. Numerical simulation of wind hole circulation at Ice Valley in Korea using a simple 2D model. *J. Meteorol. Soc. Japan* 84, 1073-1084.
- Tanner, A.B., 1980. Radon migration in the ground. A supplementary review. In: Gesell, T.F., Lowder, W.M. (Eds.), *Natural Radiation Environment III*, vol. 1. pp. 5-56. Technomic Publishing Co., Boston.
- Trzeciakiewicz, D.E., Parkitny, T., 2015. Radon as a tracer of daily, seasonal and spatial air movements in the underground tourist route "Coal Mine" (SW Poland). *J. Environ. Radioact.* 149, 90-98.
- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR), 2000. Sources and Effects of Ionizing Radiation Vol. I: Sources United Nations Publications, New York.
- Washington, J.W., Rose, A.W., 1990. Regional and temporal relations of radon in soil gas to soil temperature and moisture. *Geophys. Res. Lett.* 17, 829-832.
- Wilson, D.L., Gammage, R.B., Dudney, C.S., Saultz, R.J., 1991. Summertime elevation of ^{222}Rn levels in Huntsville, Alabama. *Health Phys.* 60, 189-197.
- Yoshioka, K., Iida, T., 2007. Major factors influencing long-term periodic variation of the radon concentration in the atmosphere: a comparative study between the ocean and land conditions. *Jpn. J. Health Phys.* 42, 53-62 (in Japanese with English abstract).