

近畿地方における放射能泉とそのラドン源について (その二)

現. 京都女子大学家政学部
 京都大学理学部 地質学鉱物学教室
 桂 京 造
 (昭和51年2月5日受理)

Radioactive Springs in the Kinki District and Their Radon Sources (part 2)

Kyozo KATSURA

Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University

Abstract

In this paper, radioactive springs in the Kinki District are summarized chiefly from the geological point of view and some considerations are made on the origin of radon contained in the springs. Quite remarkable are the tendencies that radioactive springs are apt to be associated with granite, zones of fault and contact metamorphism as well. Radium content of rock samples taken from the vicinity of the springs or the drilled well at the springs area was found to be normal, but the weathered rocks to be richer in radium than the unweathered ones of the same kind. It was also found that fault clay or fault breccia was impregnated with radium in most cases. Some experiments on the contribution of radium in rock to the radon content in water were carried out. Crushed granite of 0.5~1.0 kg enclosed in a bottle with water more than three weeks released $3\sim6 \times 10^{-11}$ curie of radon per litre, a quantity approximating one-tenth of the amount of radon in equilibrium with radium in the sample taken. This implies that the part effective to the release of radon is limited to a thin surface layer due to the low diffusion coefficient of radon in rock. A fictitious average thickness responsible for the radon release was calculated to be 0.27 mm for the fresh sample and 0.31 mm for the weathered one of Kitashirakawa granite. The author succeeded in finding out the time of final supply of radon in the depth i.e. the depth of radon source in terms of time by tracing back the growth curves of ^{214}Pb and ^{214}Bi which are the daughter elements of ^{222}Rn , obtained fairly accurately by making use of the whole body counter belonging to The Central Radioisotope Division of Kyoto University. Finally, a formula is deduced giving the velocity of springs flow which makes the radon content maximum during the passage through sand containing radium under some conditions.

II. 花崗岩類などの放射能について

前項より放射能泉と花崗岩類、石英粗面岩とは密接な関係にあることが明瞭なのでこれらの岩石の放射能について述べる。

岩石(火成岩)の放射性元素の測定は古く1906年のR. J. Strutt に始まり続々と成果が発表さ

1) Evans and Goodman (1941年) によるアメリカの岩石を主とするもの

岩石の種類	Ra含有量 10^{-12}g/g	U含有量 ppm	Th含有量ppm	試料数
酸性岩	1.37 ± 0.17	3.0 ± 0.3	13 ± 2.0	26
中性岩	0.51 ± 0.05	1.4 ± 0.2	4.4 ± 1.2	6
塩基性岩	0.96 ± 0.11	3.9 ± 0.6	3.9 ± 0.6	34

れ^{9),10),11)}ているが、なかでも花崗岩に関するものが圧倒的に多い。それらのうち2例を示す。

2) J. A. S. Adams 他 (1959年) による世界平均のもの

岩石の種類	U含有量 ppm	Th含有量ppm
酸性貫入岩	1~6	1~25
酸性噴出岩	2~7	9~25
塩基性貫入岩	0.3~2	0.5~5
塩基性噴出岩	0.2~4	0.5~10

筆者は日本全国の火成岩のウランウム、トリウム、カリウム含有量の調査を初田、浅山などと実施中で中国、四国、九州地方の岩石については一応測定を終えたが^{12),13),14)}、それらのうち花崗岩類、石英粗面岩の値は次の通りである。

		中国地方	四国地方	九州地方	平均
花崗岩	U ppm	2.7	3.9	2.9	3.0
	Th ppm	8.9	10.7	8.7	9.2
	K %	3.0	3.1	2.6	2.9
花崗閃緑岩	U ppm	1.2	1.6	1.7	1.6
	Th ppm	4.5	5.1	5.4	5.1
	K %	1.8	2.0	2.4	2.1
石英粗面岩	U ppm	2.6		2.2	2.6
	Th ppm	7.8		12.0	8.1
	K %	2.9		2.7	2.9

以上の如く我国のものと外国のものとの間には、大きな相違はなく、放射性元素は酸性岩にもっとも多く中性岩塩基性岩で少なくなるのが一般的傾向である。

また近畿地方の個々の花崗岩体のラジウム量および岩体中の放射性元素の分布については、初田、浅山、尹、西村、筆者らの研究^{15),16),17)}があるが、それらを要約すると次の如くである。(ラジウムは $10^{-12}g/g$ の単位で表わす)

1. 北白川花崗岩体のラジウム量 1.25 ± 0.12 ; (0.83~2.03)
2. 田上 " 2.04 ± 0.12 ; (1.16~3.23)
3. 三雲 " 0.86 ± 0.06 ; (0.43~1.34)
4. 六甲 " { 六甲岩体 1.57 ± 0.51 ; (1.17~2.57)
布引岩体 0.63, 0.71
5. 笠置 " $1.98, 0.77$
6. 岩株の方が底盤よりもラジウム量が多い。
7. 岩体の周辺部の方が内部より放射能が強い。
8. 時代的には白亜紀に進入したものがいわゆる領家花崗岩より強い。
9. 岩相的には自変作用を受けた優白質花崗岩が一番強く黒雲母花崗岩、黒雲母角閃石花崗岩がこれに次ぐ。
10. 粗粒から細粒になるに従って放射能は弱くなる。

一方筆者は放射能泉が湧出している場所の近傍あるいは掘さく時のコアのラジウム量を西村と測定し次の値を得た。

		ラジウム量 (10^{-12}g/g)	
北白川黒雲母花崗岩	新鮮	1.42	北白川放射能泉群
"	風化	1.54	
行者山黒雲母花崗岩		1.46	湯の花放射能泉群
六甲黒雲母花崗岩	平均	1.57	越木岩放射能泉群
"	蓬萊峡	2.57	
"	のマサ	1.49	蓬萊峡温泉
石英粗面岩	"	1.20	
蓬萊峡のスラストの上盤の花崗岩(粘土分なし)		1.19	
"	下盤の石英粗面岩(粘土分少量)	4.18	
花崗閃緑岩	淡路島北淡町	0.62	常盤温泉
同上断層角礫岩	"	0.79	
断層粘土(石英斑岩)	"	1.40	
煌斑岩の岩脈	"	0.25	
同上風化帯	"	0.77	
常盤温泉のボーリング	コア		
-36m	花崗閃緑岩	1.80	
-55m	"	0.58	
-78m	石英斑岩	0.72	
-90m	"	0.48	

放射能泉湧出地の岩石のラジウム量の測定例は未だ少なく充分でないが、その結果より次の事項が判明した。

- イ. 近畿地方に存する花崗岩体の殆んどには、放射能泉が湧出しているが、そのラジウム量は日本国内の他の花崗岩体に比べて特に多いとは言えない。このことは強放射能泉で有名な増富鉱泉、三朝温泉近傍の花崗岩のラジウム量についても同様である。
- ロ. 同種の岩石については新鮮なものより風化の進んだものの方がラジウム量が多い。
- ハ. 断層粘土、断層角礫岩にはラジウムが二次的に富化される。
- ニ. 常盤温泉で筆者は種々の深度よりの湧出水のランド量を測り次の値を得たがボーリングコアのラジウム含有量と特別な関係はない様である。
-55m : 5.3 マッヘー -95m : 10.3 マッヘー

註) 大阪府立大学浅山教授(現名誉教授)は平津温泉の優白質花崗岩の風化粘土層に $60 \times 10^{-12}\text{g/g}$ 断層粘土に $12 \sim 13 \times 10^{-12}\text{g/g}$ のラジウムが含まれていることを発見され近々発表される予定である。

Ⅲ. 花崗岩から水中へ溶出するラドン量

放射性鉱物を水浸した場合の水中へのラドンの溶出については、今までに飯盛、初田、西村の報告があるが、岩石を常温の水に浸したときの実験は報告されていない。従来の泉効計を用いる方法では、 10^{-10} アンペア以下の微弱な電離電流は測定できなかったのであるが、筆者は電離槽と振

動容量型電位計を用いて、花崗岩を常温の水の中に平衡状態になるまで放置し、その水のラドンを定量した。測定方法は既に岡田²⁰⁾により報告されているが、その概要は次の通りである。

- 1) 初田が設計した二重電離槽を、まず真空にした後にラドンを含まない窒素ガスを一気圧まで封入し、電極に±300Vの電圧をかけ自然放電率を求めておく。
- 2) 次に電離槽の片方を真空にひき、キュリー瓶に採取した水のラドンを、窒素ガスを担体として送り込み一気圧で封入する。
- 3) ラドン封入後、2～3時間放置し、ラドンとその壊変生成物が平衡状態になるのをまって、電荷蓄積法によりその電離電流を測定する。
- 4) その値より自然放電電流を差し引き、あらかじめ標準ラジウム液によって決定されている器械恒数を用いてラドン量を算出する。

測定に用いたのは、北白川放射能温泉群が存在する京都市北白川の花崗岩の新鮮なものと、風化したものおよび湯の花放射能温泉群の存在する京都府亀岡市蔀田野の風化した花崗岩であり、これらの花崗岩をイ直径1.5cm（以下“粗”と表わす）ロ）5～150メッシュ（“細”）ハ）150メッシュ以下（“微細”）の三種類に砕き、常温の水とともに2リットルのガラス瓶に封入し、ラジウムとラドンが平衡状態に達するまで実験室内で放置した。封入に使ったのは、水道水で北白川花崗岩では井戸水も用いた。井戸水というのは、京都大学理学部地質学鉱物学教室の旧館の水道蛇口の水で、これは主に農学部入口に掘さくされた井戸の水を汲み上げ配水されているもので、多量のラドンを含んでいる。そのラドン量は、筆者によってしばしば測定され、最高は12.5 マッヘを示し、封入時には3.75 マッヘであった。この井戸水を特に使用したのは、地下水が何かラドンを溶解しやすい条件を具えているのではないかと考えた為である。測定の結果および花崗岩の質量、水の容量は第3表の通りである。

第3表 花崗岩を常温の水に浸したとき水中へ溶出したラドン濃度

		“粗”		“細”		“微細”	
		井戸水	水道水	井戸水	水道水	井戸水	水道水
北白川 試料の質量 500 g 水の容積2000cc	風 化	5.96	5.60	5.20	3.90	3.00	3.19
	新 鮮	4.14	3.66	3.88	3.67	3.07	3.02
亀 岡 試料の質量1000 g 水の容積1500cc	風 化		7.98		3.66		3.43

ラドン濃度は 10^{-11} キュリー／リットル

なお封入に用いた井戸水と、北白川“粗”井戸水の水だけを放置した試料からは、ラドンが検出されずラジウムの溶出はなかった。

本実験により放射性鉱物でなくても、普通のラジウム含有量をもつ花崗岩 0.5～1 kgを、平衡状態に達するまで水に浸しておく、 $3 \sim 6 \times 10^{-11}$ キュリー／リットル程度のラドンが水中へ溶出することが確認できた。

イ) 花崗岩試料中に含まれる全ラジウム量と実測されたラドン量との関係

次頁の表の如く生成したラドンの大部分は水中へ溶出していない。試料片内部深く生成したラドンは、固体中の拡散速度が非常に小さいため、表面に達するまでに大部分壊変してしまい、表

	北白川の新鮮な花崗岩	北白川の風化した花崗岩	行者山(亀岡)の花崗岩
試料1g中のラジウム量	1.42×10^{-12} g	1.54×10^{-12} g	1.46×10^{-12} g
試料の質量	500 g	500 g	1,000 g
試料中の全ラジウム量と平衡すべきラドン量	7.10×10^{-10} キュリー	7.70×10^{-10} キュリー	14.60×10^{-10} キュリー
試料を浸した水の容積	2,000cc	2,000cc	1,500cc
生成したラドンが全部水中へ溶出したときのラドン濃度	3.55×10^{-10} キュリー/リットル	3.85×10^{-10} キュリー/リットル	7.30×10^{-10} キュリー/リットル
実測されたラドン濃度	$3.0 \sim 4.1 \times 10^{-11}$ キュリー/リットル	$3.0 \sim 6.0 \times 10^{-11}$ キュリー/リットル	$3.4 \sim 8.0 \times 10^{-11}$ キュリー/リットル

面および極めて浅い部分に生成したラドンが、主として水中への溶出にあずかるためと考えられる。同様のことは、北投石より水中へのラドンの溶出の際にも、認められることが初田、西村¹⁹⁾によって指摘されている。

ロ) 試料の粗さとラドン溶出との関係

第3表のごとく各試料について、粗い方がラドン濃度が高くなっている。水との接触面積は試料が細かい方が大であるから、水中へ溶出するラドンも多いはずであるが、実験結果は逆になった。このことは試料が細くなると、水の透過率が小さくなり、下部の試料と接している水の上部への流通が悪くなり、同時に下部で生成したラドンが上部へ拡散し難くなるためと解釈される。

ハ) 井戸水と水道水による相違

新鮮な花崗岩試料に対しては、両者による違いはなく、風化試料では井戸水の方がわずかにラドンの溶出が多くなるようであるが判然としない。

ニ) 平均粒径の等しい新鮮な花崗岩試料と、風化した花崗岩試料とから得られたラドン濃度の比較

実測されたラドン濃度は、新鮮な試料の場合 (C_1) 3.90×10^{-11} キュリー/リットル、風化した試料の場合 (C_2) 5.78×10^{-11} キュリー/リットル $C_2/C_1=1.48$ とかなりの相違があった。両者の全ラジウム量は、新鮮な試料では 7.10×10^{-10} g (D_1)、風化した試料では 7.70×10^{-10} g (D_2) で $D_2/D_1=1.08$ にすぎない。そこで次にラドンの溶出に主に関係すると思われる試料片の全表面積を考えたいが、問題を簡潔にするため試料片を同体積の球におきかえて考える。

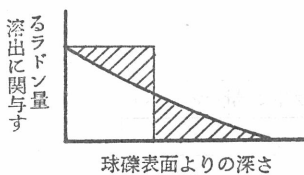
	新鮮な花崗岩試料	風化した花崗岩試料
試料片一つの平均の重さ	4.3 g	2.3 g
比重	2.57	2.54
平均の重さと同じ重さの球の半径	0.74cm	0.60cm
その表面積	6.88cm ²	4.52cm ²
おきかえた球の個数	120ヶ	220ヶ
水に接する全表面積	825.60cm ²	994.40cm ²

ラジウムの表面密度は、新鮮試料では $S_1=1.42 \times 10^{-12} \times 4.3 \text{ g} / 6.88 \text{ cm}^2$ 、風化試料では $S_2=1.54 \times 10^{-12} \times 2.3 \text{ g} / 4.52 \text{ cm}^2$ となる。これに全表面積をかけたものの比は $994.40S_1 / 825.60S_2=1.36$ となり、実測ラドン密度の比 $C_2 / C_1=1.48$ の説明には不十分である。この解釈を次に述べる。

ホ) 北白川花崗岩の粗い試料から実測された水中ラドン濃度を生ずるのに必要な球殻の厚さ。本項でもニ)項におけると同じように試料片を球におきかえて考察する。

	新鮮な試料	風化した試料
試料瓶中のラドン量	7.80×10^{-11} キュリー	11.56×10^{-11} キュリー
同上を生成するのに必要なラジウム量	7.80×10^{-11} g	11.56×10^{-11} g
球1ヶ当りに関するラジウム量	$0.65_0 \times 10^{-12}$ g	$0.52_5 \times 10^{-12}$ g
このラジウム量を含む試料の質量	0.45 g	0.34 g
同上と質量が同じ花崗岩の球殻の外径と内径および厚さ	外径 0.74 ₀ cm 内径 0.71 ₃ cm 厚さ 0.02 ₇ cm	0.60 ₀ cm 0.56 ₉ cm 0.03 ₁ cm

以上のように生成されたラドンが、水中への溶出にあずかる層厚は、風化試料の方が大であり、前項の疑問はこの層厚の違いを考えると説明できる。なお、この厚さはもとより假想のもので次図のように置きかえて想定したものである。



初田,西村¹⁹⁾は溶出にあずかる深さを北投石の場合0.07mm~0.05mmとしているが、北投石の結晶の方が花崗岩より一層ちみつなために浅くなったのであろう。本項は瓶中の花崗岩試料の厚みが、約3cm位にしかすぎず粒度も粗いため、水中に生成したラドンは全部上方へ拡散したとして取扱った。

へ) 試料の質量の違いについて

同一試料の水に浸す量を変えて実験を行なった。北白川の風化した花崗岩の“細”の場合試料の質量を500gと1000gの二つに分けたが、溶出されたラドン濃度はほとんど変らなかった。これはロ)の項で述べたように、試料の下部に生成したラドンは、上部へ殆んど拡散しないため、このことは同一程度のラジウム含有量を持った、北白川の新鮮な花崗岩試料500gと行者山の花崗岩試料1000gの測定結果を比較してみた場合、水の流通性が大きい“粗”試料が質量の増大にもとづくラドン濃度の増加が顕著で細くなるに従って、変化が無くなったことから肯定される。

IV. 放射能泉のラドン源の深さ

放射能泉において温泉水への²²²Rnの供給がどのようにして、又どのような深さで行なわれるかはその成因の探究にも関連して、非常に興味のある問題であり黒田²¹⁾、岡部²²⁾、吉川²³⁾らの研究が発表されている。黒田は山梨県増富鉱泉において温泉水中の²²²Rnの壊変生成物²¹⁸Po, ²¹⁴Pb, ²¹⁴Biを湧出直後に定量して、ラドン源から湧出口に温泉水が流れてくるのに要した時間を算出し、数分ないし数十分という値を得ている。筆者はたまたま、京都大学医学部同位元素研究室でWhole body counterを用いて²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの生成曲線を精度よく求めたことを知り、これを使用させてもらって京都市内に存在する放射能泉などについて、²¹⁴Pb, ²¹⁴Bi成長曲線の測定を行なった。この実験にあたり Whole

body counter 使用の許可をいただいた福田正教授(現名誉教授), 種々御助言いただいた鳥塚莞爾助教授(現教授), 測定に協力して下さった向井孝夫技官に厚く感謝の意を表する。

京都大学の Whole body counter については福田他²⁴⁾により報告されているのでその詳細は省略して実際に行なった測定のみについて述べる。検出器には半径4吋厚さ4吋のNaI(Tl)結晶が3本の光電子倍增管を通じてアンプ系へ接続されたものを用い, その直下に5cm隔てて試料を充滿した10ℓのポリエチレン容器2ヶを, 横に倒して並べ2チャンネル波高分析器を0.2~0.5MeVと0.5~0.7MeVにセットして, 測定開始後10分間づつの両チャンネルの計数値を記録することによって上のチャンネルで²¹⁴Pb, 下のチャンネルで²¹⁴Pbの成長曲線を求めた。

測定により得られた²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbの成長曲線を外挿すると測定開始前あるところで交わりその計数値(壊変原子数)は零を示す。すなわちこの点から後は温泉水への²²²Rnの供給がなく, 採水時までの時間がラドン源から湧出口まで温泉水が, 達するのに要した時間を意味している。²¹⁴Pbは約2時間40分後,²¹⁴Pbは約3時間20分で平衡に達しその後は,²²²Rnの半減期3.82日に従って指数函数的に減衰するので, 本実験は温泉水がラドン源より離れた時より, 少なくとも1時間30分程の間に始めないとラドン源を, 正確に求めることが不可能になる。²²²Rnと²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbが平衡状態になった時から逆算する方法もあるが, 第1図—1~4に示される測定結果に見られる如く平衡に達した時を判別することが困難で誤差が非常に大きくなる恐れが多い。京都市およびその近傍には(その一)で述べた放射能泉が数多く存在するが, 時間的な制約を受けるため測定の対象には湧出形態の異なる次の4源泉を選んだ。又別に北白川の黒雲母花崗岩50kgを容器中へ入れ, 水中へラドンを溶出させ平衡に達してから採水して, 測定したが第2図に見られる様に成長曲線は求められなかった。このことは又後で述べる。

試料番号	泉 源 名	実験時泉効計で測定したラドン量(マッヘ)
1	上 治 邸 井 戸	5.99
2	白幽源泉2号泉	17.32
3	岩 倉 鉱 泉	10.10
4	霊 山 新 温 泉	6.88

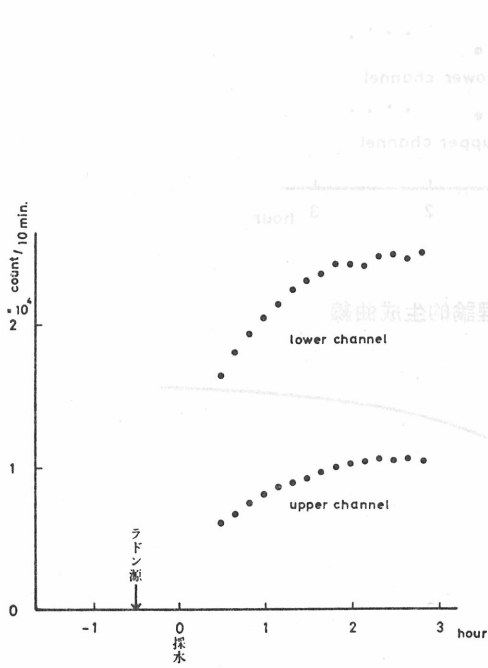
Rnを含まない地下水が湧出の途中ある時点で, 瞬間的に娘元素を伴わない²²²Rnのみの供給を受け放射能泉になったとすると, 前述の²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbの生成曲線において壊変原子数零の点が, ラドンの供給された時刻を表わすと考えてよいが, 放射能泉はある時間,²²²Rnの供給を受けて生成されるのが自然であるから, 温泉水の中には,²¹⁸Po以下の壊変生成物が²²²Rnと共存していると考えられる。したがって温泉水がラドン源から離れる瞬間には, それまでに生成された,²¹⁸Po以下の壊変生成物を含んでいるのでそのγ-放射能が零ということはありません。このすでに含まれていた,²¹⁴Pb, ²¹⁴Pb(以下これらを²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbで示しラドン源から離れた後に生成されたものを,²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbで表わすことにする)が測定に及ぼす影響について吟味する。

A) 測定試料中に²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbが多量に存在している場合

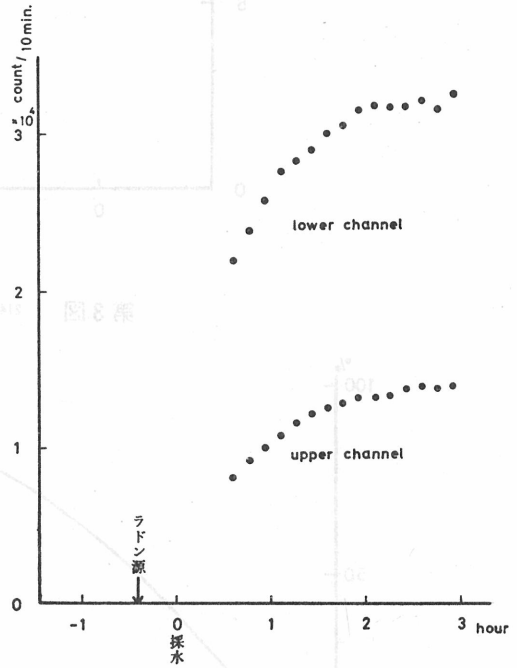
測定して得られる成長曲線は,²¹⁴Pbと²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbと²¹⁴Pbのそれぞれの和で描かれ立上りの部分が著しく²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbの影響を受け, それらの壊変とともにその影響は次第に小さくなり成長曲線は,²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbのみによるものに近似していくがその時期には成長曲線は平衡値に近づいているのでラドン源を推定することは困難である。極端な例として温泉水中の,²¹⁴Pb, ²¹⁴Pbが²²²Rnと平衡状態にあった場合には測定値は時間軸に平行する直線となって現われラドン源の推定は不可能となる。花崗岩試料

第1図 推定されたラドン源の深さ

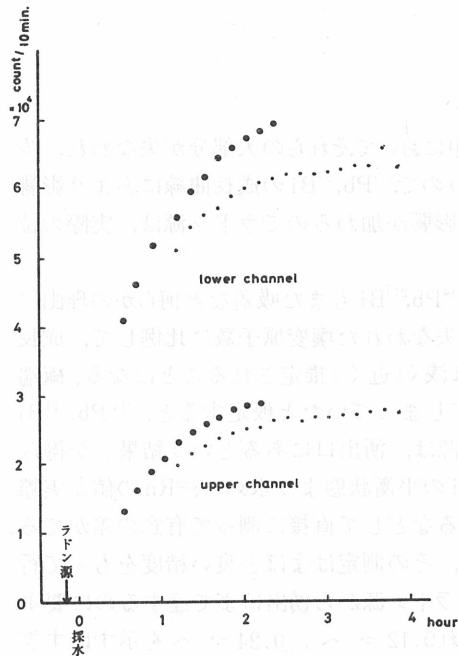
1) 北白川上治邸井戸



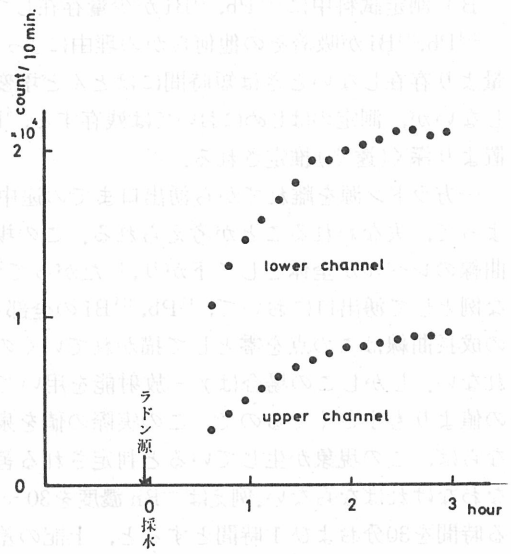
3) 岩倉 鉱 泉



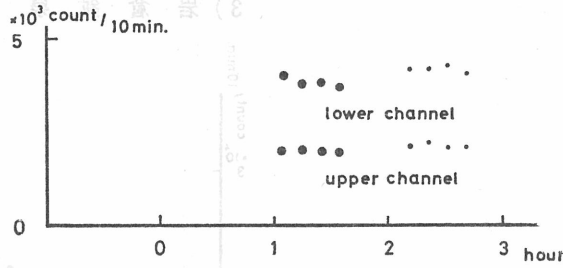
2) 北白川白幽源泉 2号泉



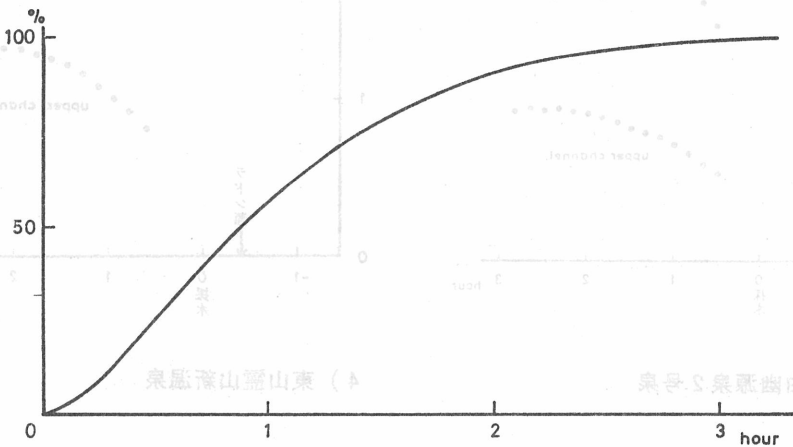
4) 東山霊山新温泉



第2図 花崗岩試料を水浸しておいた場合の²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの測定値



第3図 ²¹⁴Biの理論的生成曲線



を水浸して測定した例(第2図)がこれに相当する。

B) 測定試料中に²¹⁴Pb, ²¹⁴Biが少量存在している場合

²¹⁴Pb, ²¹⁴Biが吸着その他何らかの理由によって湧出途中において、それらの大部分が失なわれ、少量より存在しないときは短時間にほとんど壊変してしまうので、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの成長曲線にあまり影響しないが、測定のはじめにおいては残存する、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの影響が加わるのでラドン源は、実際の位置より深く(遠く)推定される。

一方ラドン源を離れてから湧出口までの途中において、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biもまた吸着など何らかの理由によって、失なわれることが考えられる。この場合はその失なわれた壊変原子数に比例して、成長曲線のレベルが全体として下がり、したがってラドン源は浅く(近く)推定されることになる。極端な例として湧出口において、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの全部を失なってしまうと仮定すると、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの成長曲線はこの点を零として描かれていくのでラドン源は、湧出口にあるという結果しか得られない。しかしこの場合はγ放射能を用いて、²¹⁴Pb, ²¹⁴Biの平衡状態より求めた、²²²Rnの値が実際の値よりも小さくするので、この実際の値を泉効計によるなどして直接に測って有意の差がでるならば、この現象が生じていると判定される筈であるが、その測定はよほど良い精度をもって行なわなければならない。例えば²²²Rn濃度を30マッヘとし、ラドン源から湧出口まで達するのに要する時間を30分および1時間とすると、上記の差はそれぞれ0.12マッヘ、0.24マッヘを示すにすぎ

ない。

放射能泉は各々の湧水量、湧水圧、湧出口に至る途中の径路の状況などが異なり、 ^{214}Pb 、 ^{214}Bi 、 ^{214}Pb 、 ^{214}Bi の実状を把握することは困難で、その研究は後日に譲ることにする。今回の実験結果をみると、各泉源とも ^{214}Pb 、 ^{214}Bi の成長曲線の形から判断して、 ^{214}Pb 、 ^{214}Bi の影響は受けていないと考えられる。温泉水が静止の状態にあれば、 ^{222}Rn と ^{214}Bi が平衡に達しこの試料からラドン源の推定は不可能になることは既に述べた。自噴もしくは連続した汲み上げで絶えず湧出している場合には、ラドン源の上部では、 ^{222}Rn と ^{214}Pb 、 ^{214}Bi は非常衡で ^{214}Pb 、 ^{214}Bi は少量しか生成されていない。泉脈の深い(遠い)所から上昇する温泉水には、 ^{214}Pb 、 ^{214}Bi が蓄積される一方その半減期にしたがって壊変するから、結果的にこの場合もラドン源の上部には少量の ^{214}Pb 、 ^{214}Bi しか生成されていない。また ^{214}Pb 、 ^{214}Bi がラドン源より湧出口に達する間に失なわれたことによる影響は、非常に小さいので無視できると考えられるから、自噴あるいは連続して汲み上げて得られた試料を用いると、本実験の方法によってそのラドン源を推定することが可能である。

成長曲線を外挿して壊変原子数零の点を求めるには、上のチャンネルで測定された0.610MeVの ^{214}Bi の計数値から自然計数値を引きその放射比47%を用いて ^{214}Bi の成長曲線を求め、これを第3図に示される ^{214}Bi の理論的生成曲線と同じ尺度で描き両者を較べる方法によった。

このようにして求められた温泉水がラドン源を離れてから湧出口に達するまでに要した時間は次の通りである。

上治邸井戸	30分
岩倉鉱泉	25分
靈山新温泉	3分
白幽源泉第2号泉	8分

各泉源のラドン源の深さは、温泉水の流速と上の時間の積で表わされる。地下の温泉水の流速は湧水(揚水)量、流出路の形状、Permeabilityなどに関係し簡単には求められないが、湧水(揚水)量と正の相関が、湧出路の容積に負の相関があるのは確実である。白幽源泉の湧水量は2.0 l/min他の泉源の揚水量は10~20 l/minなので、その流速はあまり大きくなく、仮に湧出路の断面積を10cm×10cmと非常に小さくPermeabilityを100%と最大にしてもその流速は2 m/minにすぎない。10分間毎に計数した ^{214}Pb 、 ^{214}Bi の壊変原子数はその中心の値として示し、また採水時刻も採水に要した時間の中心としたから判定不能の時間が5分位生じるのは止むを得ず、靈山新温泉、白幽源泉第2号泉では採水の直前までラドンが供給されていたと判断される。花崗岩の亀裂からの自然湧出である白幽源泉では当然としても、靈山新温泉では古生層中の断層そのものにラドン源があるとより考えられない。上治邸の井戸は北白川、浄土寺地区の井戸が多少ともラドンを含有していることからしてもラドン源は花崗岩砂に由来することが充分考えられる。花崗岩砂層から採水している銀閣寺鉱泉を測定すれば確認できる筈であるが諸種の事情のためその実験を行なえなかったのは残念である。岩倉鉱泉はすでに指摘した通り古生層をわずか8 m掘さくして得られたもので今回の測定でそのラドン源が意外に近いことが判明した現在の時点では断層に由来するとのみしか述べられないが、あるいは花崗岩が近くまで侵入している結果かも判らない。いずれにせよこの岩倉鉱泉は放射能泉の解明に一つの手がかりを、与える例として注目に値する。

文 献

- 9) Evans, R.D. and Goodman, C.: Bull. Geol. Soc. Am., **52**, 459~490. (1941)
- 10) Adams, J.A.S., Osmond, J.K. and Rogers, J.J.W.: Phys. Chemi. Earth, **3**, 298. (1959)
- 11) Heier, K.S. and Rogers, J.J.W.: Geochim. Cosmochim. Acta, **27**, 137~154. (1963)

- 12) Nishimura, S., Yagi, S., Katsura, K., Hatuda, Z. and Asayama, T. : Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., **59**, 206~214. (1968)
- 13) Yagi, S., Nishimura, S., Katsura, K., Hatuda, Z. and Asayama, T. : Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., **60**, 182~190. (1968)
- 14) Katsura, K., Nishimura, S., Yagi, S., Hatuda, Z. and Asayama, T. : Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., **62**, 90~102. (1969)
- 15) 初田甚一郎, 尹 一 : 岡山大温研報告, **19**, 9~15. (1957)
- 16) 西村 進, 桂 京造 : 岩鉱, **62**, 44~49, (1962)
- 17) 桂 京造, 西村 進 : 岩鉱, **62**, 50~53, (1962)
- 18) 飯盛里安, 畑 普 : 理研彙報, **16**, 1471~1478. (1937)
- 19) 初田甚一郎, 西村 進 : 岡山大温研報告, **19**, 63~68. (1957)
- 20) 岡田盾夫 : 京大, 理・地鉱教室卒論 : (1967)
- 21) 黒田和夫 : 前掲
- 22) Okabe, S. : Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, A, **28**, 39~71. (1956)
- 23) Kikkawa, K. : Jap. Jour. Geophys., **1**, 1~25. (1954)
- 24) Fukuda, M., Torizuka, K., Hamamoto, K., Fujii, M., Mori, T. and Furumatsu, T. : Radioisotopes, **16**, 209~214. (1967)