γ 線スペクトロメトリーによる断層調査

—長野県山口村の阿寺断層を例として—

今泉眞之*・小前隆美*・浜田浩正*

Gamma-Ray Spectrometry for Prospecting Faults around Atera Fault in Yamaguti Village, Nagano Prefecture

Masayuki IMAIZUMI*, Takami KOMAE*, Hiromasa HAMADA*

Key words : 放射能探査 radiometric survey, γ 線スペクトロメトリー gamma-ray spectrometry,
断層 fault, ラドン radon, ウラン uranium

Abstract

The manborn and carborn γ -ray survey using a multichannel analyzer with NaI (Tl) scintillation detectors was carried out across the Atera active fault in Yamaguti Village, Nagano Prefecture.

The manborn was investigated 880 m long along the Ohsawa River across the Atera Faults. The data of the fluctuation of ^{214}Bi , ^{208}Tl , ^{40}K and ratios of those three radioactivity nuclides were compared with the degrees of fracture of outcrop rocks on the river-bed in order to evaluate the parameters for locating of buried faults. The carborn was carried out 50.1 km long through the Atera active fault to reveal the regional distribution of radioactive anomalies.

The sharp anomalies of the fluctuation ratio which was a measured value to moving average of $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$, $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ on the ground surface was appeared above fault gouge. From viewpoint of fault mapping the most important parameters which can indicate location of fault are $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ and $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$. Corrections for elimination of Compton scattering is found more effective to emphasize anomalies.

In the area of granitic rocks, three geological settings of uranium anomaly are known : the fault zone, the boundary of host rocks of contact metamorphism and the roof pendant. The anomalies of $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ fluctuation ratio in investigated area from carborn distinguish the fault zone from the boundary of host rocks of contact metamorphism.

From analysis of the γ -ray spectrometry around these anomalies, it was clarified that the anomalies of $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ and $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ around faults are due to a little increase of γ -ray activities of ^{214}Bi and decrease of ^{208}Tl and ^{40}K . On the other hand, the anomalies around the boundary of host rocks of contact metamorphism are due to only increase of ^{214}Bi .

* 農業工学研究所 National Research Institute of
Agricultural Engineering

1. は じ め に

土壌ガス中のラドンの濃度異常増（以下、特に断わらない限り異常増を異常と言う）は、石油探査の方法として1920年代後半から使われている¹⁾。ラドンは、不活性のガスで、狭義にはウランウム系列のラドン (^{222}Rn ：半減期3.83日)、トリウム系列のトロン (^{220}Rn ：半減期50秒)とアクチニウム系列のアクチノン (^{219}Rn ：半減期4秒)がある。 ^{222}Rn 以外は、大気中の放射能強度が低く、半減期が短いので、通常は ^{222}Rn のみを考慮すればよいと考えられる。

^{222}Rn （以下、 ^{222}Rn をラドンとも言う）の親核種はラジウム (^{226}Ra)であり、ウラン (^{238}U)ではないが、土壌中のラドンの分布はしばしば地下のウラン鉱床を反映すると考えられている²⁾。ウラン鉱床に開いた断層（連続する間隙を有する断層）があれば、断層は地表までの直接的なガスの通風管としての役割を果たし、土壌ガス中でラドンの異常が起こりやすい。

地表でラドンの濃度異常が生じるには、表-1に示すようにさまざまな原因が考えられる。この原因は、大きく分けてラドンが放出される場での濃度異常と放出場から地表への移動過程での濃集に分けられる。

ラドンは鉱物中のラジウムが α 崩壊し、反跳により鉱物粒子から間隙に放出されるので、ラドンの濃度異常は、鉱物中の ^{238}U (^{226}Ra)の濃度、分布に依存する。また、鉱物中のラドンの反跳範囲は、 $\sim 0.05\mu$ のオーダーであるので³⁾、同じ ^{238}U の濃度、分布であっても、鉱物、岩石の表面積の大きい方がラドン濃度は高くなることが期待される⁴⁾。したがって、断層により破碎された岩盤では、鉱物、岩石の表面積が増し、破壊されていないものと同じ ^{238}U 含有量であっても、多量のラドンが放出されるだろう。花崗岩の破壊試験でも、破壊によりラドンの放出が増加することは確認されている^{5),6)}。このことは破碎部分が、非破壊の岩盤に比較して相対的に高いラドンの線源となることを意味する。

ひとたび、ラドンが親鉱物から間隙に放出されると、ラドンの移動、濃縮は、他のファクターが支配するようになる。特に岩石の透水性、割れ目の性格、風化の違い、含水比に影響される⁴⁾。岩盤が断層運動によって角礫化することにより間隙に連続性の生じたゾーンは、ラドンガスの地表までの通風管としての役割を果たすようになる。しかし、断層破壊が進み断層粘土を形成するようになれば、連続した間隙は閉じられ、ラドンの移動性は制限され、地表でのラドンの異常は起こらなくなるであろう。

表-1 地表でのラドン濃度異常の分類

	ラドン濃度異常増の項目	物理化学現象	地質・水文環境
移動による地表濃集	破壊による間隙の増加	ラドンの非拡散移動	割れ目・角礫部
	キャリアー物質による移動・濃集		
ラドン発生場での濃集	ウラン・ラジウム塩類の移動・濃集	土壌水の蒸発による容質の移動・集積	土壌
	破壊によるラドンの濃集	間隙の形成による密封ラドンの拡散移動 含ラジウム鉱物の表面積の増加による反跳場の増加	割れ目・角礫部
ラドン発生場での濃集	ウラン・ラジウムの濃集	酸化還元環境の変化 粘土による吸着	酸化還元変化 断層粘土

しかし、ラドンの親核種であるウランは粘土鉱物に吸着されることも知られており⁷⁾、断層粘土にウランが吸着、濃集すれば、断層粘土上の土壌中でラドンの異常が起こる可能性もある。

ラドンの濃度異常を明らかにするための放射能探査には、ラドン濃度を直接的に計測する方法（電離箱、 ZnS (Ag) シンチレーションカウンタ、吸着法、 α 線トラック法などの測定方法がある）と、放射平衡の原理（3章参照）によってラドンの娘核種であるビスマス (^{214}Bi)の放出する γ 線強度から間接的にラドン濃度を探査する方法（ γ 線スペクトロメトリーと言う）とがある。

自然の γ 線放出核種には、後述するように ^{214}Bi 以外に ^{40}K 、 ^{208}Tl 、 ^{214}Pb 等がある。従来、放射能探査に使われているシンチレーションサーベイメータは、ノイズレベル以上の全エネルギーを測定している、ラドンの寄与する γ 線のみを区別できなかった。 γ 線スペクトロメータは、波高弁別により核種の区分ができるので、ラドンの寄与のみを区別できる。

理想的な状態（均一な地質で、半無限に平坦な地形での測定）では ^{214}Bi の γ 線のみを区別できれば、その強度は直接的に計測されたラドン濃度と相関があるはずである。しかし、多くの野外調査では ^{214}Bi の強度とラドン濃度との相関はそれほど高くない。この原因は、測定条件の違いによるビルドアップ（散乱 γ 線により吸収線量が増加する現象）のさまざまな程度による⁴⁾。

ラドン濃度異常を検出するためには、直接的に測定する方法の方が適している²⁾。しかし、 γ 線スペクトロメータはラドン以外の核種についての断層の情報が得られるうえに、 γ 線が強い透過能を有することから、探査装

置を車（カーボン）や飛行機・ヘリコプター（エアボン・ヘリボン）に搭載して測定することができるので、広い地域の調査に適している。

広域の放射能探査では、放射能異常点をどのように設定するかが問題になる。断層指標として、 ^{214}Bi のγ線強度の異常から断層を推定する場合には、ビルドアップにより必要とする断層情報が得られないことも考慮する必要がある。断層指標としては、 ^{214}Bi 以外に核種比（ $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$, $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ ）も有効であることが指摘されているが^{9),10)}、断層周辺での核種比の変化を研究した例は少ない。また、花崗岩地域の放射能異常は断層周辺に分布する以外に、バソリス等の大規模深成岩体の頂部や接触変成作用と関係した母岩の境界部に見られることが知られており⁸⁾、断層を推定するためには、断層によらない放射能異常を除外する必要がある。

近年、温泉開発の増加により、断層の情報のない地域で、広域に放射能探査を実施し、放射能異常点の分布から断層位置を推定する調査が増えてきており、γ線スペクトロメトリーによる断層探査の需要は今後ますます高まるものと思われるが、断層周辺でのγ線スペクトロメトリーの資料が不足している。

著者らは、長野県山口村の花崗岩類分布地域の阿寺断層付近を例として、断層付近でのγ線スペクトロメータによる核種比の変化、探査方法の違いを地質構造との関係から研究してきた。そのために、阿寺断層を横切る数測線で、携帯用のγ線スペクトロメータによる調査（マンボン）、活性炭法による土壌ガス中のラドン濃度測定を実施し、これらの資料と地質調査、電気探査による地質構造との関係を検討した。

ここでは、被覆された断層をγ線スペクトロメータで調査した結果について報告する。また、阿寺断層周辺で実施したカーボンによる広域的な放射能異常点の分布、地質構造と核種変化の関係についても述べる。本調査と他の調査の関係については、稿を改めて述べる予定である。

調査に当っては、関東農政局の富田友幸地質官、二瓶聡技官、農業工学研究所の竹内睦雄博士ほか、山口村役場の各位に御協力いただいた。これらの方々に謝意を表する。

2. 調査地域の地質概略

調査地域は名古屋市の北東約80 kmに位置する長野県木曽郡山口村である（図-1）。

調査地域の地質は濃飛流紋岩類とこれに熱変成を及ぼした新期の花崗岩類からなり、それらを被覆する瀬戸層

図-1 調査位置図

1 : 第四紀火山 2 : 白亜紀火山岩類 3 : 断層
4 : 調査地域

群は木曽川支流の落合川沿いに分布する。第四紀層は木曽川沿いに段丘堆積物として、また調査地域南部の馬籠付近に古期扇状地堆積物として分布する¹¹⁾（図-2、表-2）。

調査地域を北東部と南西部に分断して活動度がA級の活断層である阿寺断層が通っている。阿寺断層は、NW-SE方向へ雁行ないし平行して走る断層帯で、岐阜県萩原町から長野県山口村まで67 kmにわたり追跡できる¹²⁾。左ずれが卓越し、概して北東側が相対的に隆起している。これら北西系を単に阿寺断層（帯・群）と呼ぶことが多い。一方、斜交ないし直行するNE-SW系の断層が何本もあり、地形的な鮮明さはかなり弱い、河谷の右ずれが認められるものもある¹²⁾。調査地域の阿寺断層と斜交する断層は妻籠～馬籠峠を通り、

ション・電離作用を経て、最終的には電気信号(パルス)の波高値に変換されて、波高分析器でスペクトルを構成する。

γ 線スペクトルをとるための検出器には、NaI(Tl)シンチレーション検出器(以下NaIと言う)、半導体検出器(Ge(Li)検出器、Si(Li)検出器)がある。Ge(Li)のような半導体検出器は、エネルギー分解能が優れ(2 KeV前後)、エネルギーと出力波高値の直線性が良いが、計数効率が低く、操作上の煩わしさが有り、野外調査では用いられない¹⁵⁾。NaIは、エネルギー分解能(5%~8%)が他の検出器に比較して劣るが、高い検出効率を持ち、操作が簡単なことから、 γ 線スペクトロメトリーに広く用いられている¹⁵⁾。

ウラン、トリウム、カリウムのすべてが存在するつくば市の土壌をGe(Li)半導体検出器とNaI検出器とにより測定した波高分析スペクトルを図-4に示す。

スペクトルは、コンプトン連続部と光電効果のピーク部から成る。ピーク位置(ch:パルスの波高の階層)は、 γ 線エネルギーにほぼ比例しており、また、ピークの面積は γ 線強度に比例しているので、スペクトル解析は、光電効果のピークについて行われる¹⁴⁾。NaI検出器で環境放射能を測定した場合、キーとなる光電ピークは、1.46 MeV (^{40}K)、1.76 MeV (^{214}Bi) と 2.62 MeV (^{208}Tl) である¹³⁾。

放射能探査の γ 線スペクトロメータの標準的な測定(分解能7%)では、 ^{40}K : 1.37~1.57 MeV(図-4aの ^{40}K の1.46 MeVのピーク)の積算カウントとしての放射性カリウム、 ^{238}U または ^{222}Rn : 1.66~1.86 MeVの積算カウントとしてのウラン、ラドン(図-4aの ^{214}Bi の1.76 MeVのピーク)、 ^{232}Th : 2.42~2.81 MeVの積算カウントとしてのトリウム(図-4aの ^{208}Tl の2.62 MeVのピーク)である¹³⁾。

3.3 データの補正

測定された計数率は、コンプトン連続部と光電効果のピーク部の合計された計数率である。必要とする計数率は光電効果部分のピーク面積であるので、得られた値を補正する必要がある。コンプトン連続部のうち、散乱した ^{208}Tl の放射線は低エネルギーの ^{214}Bi と ^{40}K のチャンネルのカウントに寄与する。散乱した ^{214}Bi は、 ^{40}K のチャンネルにのみ寄与する。

各ウィンドウの計数率に含むより高いエネルギーの γ 線のコンプトン散乱線計数は次式⁹⁾により除去する。

$$\text{Tl} = \text{Tl}_0 \quad (1)$$

$$\text{Bi} = \text{Bi}_0 - \alpha \cdot \text{Tl}_0 \quad (2)$$

$$\text{K} = \text{K}_0 - \beta \cdot \text{Tl}_0 - \gamma \cdot \text{Bi} \quad (3)$$

図-4 NaI検出器、Ge(Li)半導体検出器により測定した土壌の波高分析スペクトル

ここにサフィックスのゼロはウィンドウの全計数率(またはグロスカウントと呼ぶ)を示す。 α, β, γ はストリップ比と呼ばれ、ウィンドウの幅、検出器の大きさ、数、配置により変化するので、装置毎に、各核種の標準線源を用いて実験で求める。コンプトン散乱線の影響を除いた ^{214}Bi 、 ^{40}K を正味計数率(ネットカウント)と呼ぶ。

3.4 測定深度・範囲

問題としている、1.46~2.62 MeVの範囲の γ 線は、岩石や表土により減衰させられる。2.7 g/cm³の密度の岩石からの全 γ 線のほぼ90%は、表層の15~22.5 cmからきているものである。1.5 g/cm³の乾燥した表土では、放射線の90%は、30~45 cmからきたものである¹⁵⁾。

すなわち、放射能測定は、相対的に薄い表層に含まれる放射性原子にのみ応答しているので、土壌の情報を示していると考えられる。しかし、エアボーン多くの調査では、特に土壌が、母岩の風化により形成されたところでは土壌中のトリウム、ウラン、カリウム含有量が母岩と相似しており、 γ 線スペクトロメトリーにより基盤地質を解析できることが示されている¹⁶⁾。

木村他¹⁰⁾の計算によると、水平で均一の線源を仮定して、計数率の90%が検出器に到達する影響半径は、検出器を地表から6 cm(マンボーン)、62 cm(カーボ

図-7 マンボーン調査付近の地質図(地質図は山田他¹⁷⁾による)

1: 花崗閃緑斑岩 2: 花崗岩 3: 非破砕岩盤 4: 断層粘土 5: 砂状岩盤 6: 割れ目の発達した岩盤
7: 湧水 8: 断層 9: γ線スペクトル測定点 10: 等高線 (m)

調査地域の阿寺断層は、花崗岩類を切る断層であるので、ラドンの異常は親核種の濃集の程度と岩盤の破碎状況、含水状況が関係する。測定地点の基盤の状況は、測線に平行する大沢川河床で観察できる。

山田他¹⁷⁾の地質図によれば、阿寺断層線は測点17と測点22を通過する。ここでは、測点22の主阿寺断層を阿寺断層A、測点17の断層を阿寺断層Bと呼ぶ。測点17の西側には、花崗閃緑斑岩が分布し、東側には花崗岩が分布する。測点32付近には阿寺断層と共役関係にあるNE-SW方向の小断層が通過する。この断層を断層Cと呼ぶことにする。

測点18~19の付近では淡緑色の断層粘土が露出する。測点20~26付近には破碎されて砂状になった花崗岩が分布する。測点27付近には割れ目の発達した岩盤が分布する(図-7)。砂状の花崗岩はゴマ塩状を呈し、有色鉱物が均等に分散し、破碎により源岩の不均一性は弱められている。一方、割れ目の発達した岩盤は、有色鉱物の集合したゼノリス部を識別でき、源岩の不均一性が保持されている。測点1~2, 6~8には非破碎の花崗岩類が分布する。測点33の上流側にも非破碎の花崗岩が分布するので、断層Cは破碎帯の小さな断層か、または存在しない可能性がある。

断層Aの東側には1~2 l/分程度の湧水が数箇所に分布する。阿寺断層の西側には湧水が分布しないことから、阿寺断層の断層粘土が遮水壁となっていることは間違いない。

大沢川河床では断層位置が確認できなかったが、電気探査結果¹⁸⁾は断層A, Bが上記した地点を通過していることを支持した。

5.2 測定結果

表-3に測定値、測定値の比、変動率⁹⁾を示す。また、測線上の $^{214}\text{Bi}_0$, ^{208}Tl , $^{40}\text{K}_0$ の測定値および式(1)~(3)によりコンプトン散乱線を補正した ^{214}Bi , ^{40}K の変化、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$, $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$, $^{40}\text{K}/^{208}\text{Tl}$ の変化を図-8に示す。図-8には山田他¹⁷⁾の断層位置を白抜きの矢印で示した。

変動率とは、測定値の測線前 n 個、後 n 個の測定値を平均して分母とし、測定値を分子とした増減の百分率 F である⁹⁾。放射能異常点は両者の急増地点として数値で評価できる。変動率の計算は、試行錯誤により測定値を平滑化できる5回のデータを平均してバックグラウンド計数率とした。表-3の変動率は、測定値と測線の前後の移動平均との比較から、低い方の変動率を示してある。

表-3 マンボーンの測定値, 測定値の比, 変動率
 α, β, γ : ストリッピング比

No.	グロスカ ント K ₀	ネットカ ント K	グロスカ ント Bi ₀	ネットカ ント Bi	Tl	Bi ₀ /Tl	Bi/Tl	Bi ₀ /K ₀	Bi/K	変 動 率 (%)			
										Bi ₀ /Tl	Bi/Tl	Bi ₀ /K ₀	Bi/K
1	7710	7299	1053	555	1214	0.867	0.457	0.137	0.076				
2	8530	8132	1061	523	1312	0.809	0.399	0.124	0.064	-7.5	-14.1	-9.7	-16.7
3	9190	8720	1188	639	1338	0.888	0.478	0.129	0.073	0.7	1.3	-7.9	-8.1
4	6500	6140	907	491	1015	0.894	0.484	0.140	0.080	0.0	0.0	1.0	0.8
5	6930	6537	991	536	1109	0.894	0.484	0.143	0.082	2.0	3.5	2.3	4.3
6	7310	6933	974	505	1145	0.851	0.441	0.133	0.073	-2.2	-4.2	-4.7	-5.9
7	6850	6482	954	492	1127	0.846	0.436	0.139	0.076	-5.0	-9.1	-2.4	-6.4
8	6820	6420	990	551	1070	0.925	0.515	0.145	0.086	4.3	7.9	3.4	8.0
9	7410	7007	982	560	1029	0.954	0.544	0.133	0.080	8.2	15.3	-5.0	0.8
10	6890	6506	1027	505	1274	0.806	0.396	0.149	0.078	-9.8	-18.2	7.5	-1.8
11	5600	5325	737	361	918	0.803	0.393	0.132	0.068	-9.1	-17.1	-5.6	-13.5
12	5210	4881	795	458	823	0.966	0.556	0.153	0.094	11.3	21.6	9.6	21.1
13	7630	7220	1023	561	1128	0.907	0.497	0.134	0.078	0.3	0.6	-5.9	-3.9
14	7130	6788	907	452	1109	0.818	0.408	0.127	0.067	-11.5	-20.7	-9.4	-15.8
15	6710	6337	915	516	972	0.941	0.531	0.136	0.082	1.0	1.8	-2.2	3.1
16	8270	7909	980	470	1245	0.787	0.377	0.119	0.059	-14.2	-25.4	-12.8	-2.0
17	7990	7570	1063	571	1200	0.886	0.476	0.133	0.075	-4.0	-7.1	-0.6	-3.4
18	6500	6061	1008	628	926	1.089	0.679	0.155	0.104	25.5	48.0	19.4	44.4
19	6780	6429	871	482	948	0.919	0.509	0.128	0.075	1.6	2.8	-4.5	-2.8
20	6650	6288	871	506	891	0.978	0.568	0.131	0.080	5.8	10.5	-2.4	1.5
21	8330	8017	911	387	1277	0.713	0.303	0.109	0.048	-23.5	-41.9	-18.8	-38.9
22	6820	6441	943	520	1031	0.915	0.505	0.138	0.081	-0.2	-0.5	2.8	6.0
23	6380	6056	865	426	1071	0.808	0.398	0.136	0.070	-12.4	-22.3	-0.1	-9.8
24	9030	8591	1163	580	1421	0.818	0.408	0.129	0.068	-5.6	-10.6	-7.6	-11.9
25	8540	8122	1128	546	1420	0.794	0.384	0.132	0.067	-8.5	-15.9	-6.4	-14.5
26	7890	7476	1070	555	1255	0.853	0.443	0.136	0.074	0.4	0.5	-6.6	-6.6
27	8080	7618	1118	644	1157	0.966	0.556	0.138	0.084	15.3	30.3	-10.9	4.2
28	7030	6639	1024	521	1226	0.835	0.425	0.146	0.079	-1.5	-3.0	-2.4	0.0
29	6230	5872	911	484	1041	0.875	0.465	0.146	0.082	2.6	4.9	-3.0	6.5
30	7870	7459	1097	541	1357	0.808	0.398	0.139	0.072	-6.5	-12.3	-9.9	-6.8
31	9000	8485	1428	660	1873	0.762	0.352	0.159	0.078	-12.2	-23.1	4.6	-0.6
32	9100	8474	1676	822	2084	0.804	0.394	0.184	0.097	-5.3	-10.4	26.4	22.5
33	8240	7875	987	475	1249	0.790	0.380	0.120	0.060				

核種と核種比の測線での変化を岩相, 断層線, 断層による破碎状況との関係から検討してみる。

断層 B の測点17付近を境に西側には花崗閃緑斑岩が, 東側には花崗岩が分布する¹⁷⁾。測点17の東西で各核種に明瞭な変化は認められないが, 測点1~16, 測点17~33までの核種毎の平均は, ⁴⁰K: 6790, 7263, ²¹⁴Bi: 511, 550, ²⁰⁸Tl: 1114, 1264で花崗岩分布域の方が高い計数率を示す。一般的に, 火成岩は酸性であるほどウラン, トリウム含有量が大きくなり, SiO₂, K₂O, U, Th の間に正の相関があることが知られており⁸⁾, 平均値から見た核種の計数率はこのことと矛盾しない。各測点での変動は測定誤差, 測定条件の違いのほか, 初成的な岩石の不均一, 風化等による二次的な元素の容脱, 濃集によるものと考えられる。また, ウランの娘核種であるラドンは不活性のガスであり, 他の元素に比較して移動性が高いので, 連続する間隙を上昇するラドンがあれば²¹⁴Bi の変動の要因となる。

各核種では二次的な元素の移動, 濃集の挙動に差があ

る。カリウムは風化等により容脱する。ウランは4価または6価の状態では天然に存在するが, 6価のときには, 酸素と結合してウラニル基 (UO₂)²⁺ を作り, 地下水中に溶解する。しかし, 還元環境では, ウランが4価に還元されて沈殿する⁷⁾。一方, トリウムは, ウランのように酸化されて錯イオンを作る性質がなく, 二次的な元素の移動性が低い⁷⁾ので, ²⁰⁸Tl の変動は初成的な変動を示していると考えられる。断層付近での放射能異常は, ウランの二次的な元素の移動, 濃集, ラドンの濃集, カリウムの容脱により起こっている。

核種毎の変化と断層線の間隔を見ると, 断層 C (測点32) に ²¹⁴Bi, ²⁰⁸Tl, ⁴⁰K の異常がある。断層 A, B と核種の変動に明瞭な異常は見られない。断層 A (測点22) では²⁰⁸Tl, ⁴⁰K は極小を示すが, ²¹⁴Bi は微増している。断層 B (測点17) では, ²⁰⁸Tl, ⁴⁰K は極大から極小への減少区間にあるのに対し, ²¹⁴Bi は極小から極大の増加区間にある。

測点32では3核種の計数率が増加している。3核種が

図-8 マンボーン測線の核種、核種比の変化
 K_0 , Bi_0 : グロスカウント K , Bi , Tl : ネットカウント
 白抜き矢印: 山田他¹⁷⁾による断層位置

同時に増加する原因としては、

- ①土壌が薄く、花崗岩が地表付近ある、
- ②散乱線の影響が過大で、正しい測定値が得られていない、
- ③より酸性質の岩石が分布している、

の3点が考えられる。測点18は、土壌の薄い急崖の直下であり、数m離れて砂防ダムのできあがり散乱線の影響を受けやすい測定点であったので、3核種が同時に増加した原因としては①と②が考えられる。

初成的な変動を上回って地下からのラドンの付加により ^{214}Bi の計数率が増加すれば、測点32の ^{214}Bi のピークは断層を示していることも考えられるが、 ^{214}Bi の増加が ^{208}Tl , ^{40}K の増加に比べて大きくないこと、測点付近の岩盤は非破壊の堅硬な岩が分布し、断層があったとしても破砕帯は小規模であると考えられるのに、ピークの大きさが60m以上に及ぶことから、測点32の ^{214}Bi のピークは断層に起因するものではないと考えられる。

$^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の変化図では、断層線と関係した異常は認められない。

花崗岩分布域での破砕状況と放射能の関係を検討する。測点20～26付近は、花崗岩は破砕され砂状を呈す

る。ラドンの放出機構から考えると、ラドン反跳のための表面積が大きくなっているために、この区間のラドン濃度が高くなることが予想される。しかし、図-8からは ^{214}Bi の大きな増加は認められない。

測点18～19付近は断層粘土が分布している。この付近には連続した間隙の発達（開口性断層）は考えられないので、ラドンの移動による異常は起こりえない。測点18では、 ^{214}Bi が微増しているが、 ^{208}Tl , ^{40}K は減少している。この変動は花崗岩の初成的な化学変化とは矛盾した変化である。初成的な地盤のウラン含有量は、 ^{208}Tl , ^{40}K と同じように減少していたと考えられるので、 ^{214}Bi が微増している原因は断層間隙を上昇してきたラドンによるか、ウランの堆積によるものと考えられる。ここではラドンの上昇は考えられないので、ウランの堆積により ^{214}Bi が増加したと考えたい。

$^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の変化図では、測点18に明瞭なピーク点が認められる。測点18の $^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の変動率はそれぞれ48.0%, 44.4%である（表-3）。グロスカウントの比はそれぞれ25.5%, 19.4%で、データを補正することにより異常点が2倍程度に拡大されている。

測点18での $^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の異常は断層粘土と関係したものであるが、異常点の位置は地質図の断層位置とは数十mずれている。 $^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の異常点が断層位置の指標として有効であるかどうかをカーボンの広域的な異常点分布から検討する。

6. カーボンの調査

6.1 カーボンによる放射能異常点の分布

マンボーンによる調査では、放射能異常地点は測線上の放射能強度のピークで知ることができたが、この方法では調査距離50.1kmのカーボンの各核種1423個の連続するデータを評価するのは困難である。そこで、カーボンの放射能異常点は $^{214}Bi/^{208}Tl$, $^{214}Bi/^{40}K$ の変動率⁹⁾の増加で評価することにした。

放射能異常点はマンボーンの変動率と同じように測線前5個、後5個の測定値を平均して分母とし、測定値を分子とした変動率で、両者の低い方の値に20%, 15%, 10%のしきい値を与え、これらのしきい値を越えた点を検討した。 $^{214}Bi/^{208}Tl$ の異常点は変動率20%以上、15%以上、10%以上でそれぞれ20, 40, 125地点であった（図-9）。一方、 $^{214}Bi/^{40}K$ の異常点は、変動率20%以上、15%以上、10%以上で9, 28, 73地点であった。多く異常点は $^{214}Bi/^{208}Tl$ の異常点に一致したが、変動率は5～7%程度低い値を示すものが多く、このことが $^{214}Bi/^{40}K$

図-9 放射能異常点分布図

- 1 : $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 変動率20%以上の異常点
- 2 : $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 変動率20~15%の異常点
- 3 : $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 変動率15~10%の異常点
- 4 : 断層 5 : 岩相境界線

の異常点を少なくしている。

$^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の変動率が $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ に比較して、数%でも大きくなることは、異常点の分布図から断層を推定する場合には重要である。次節で示すように広域的な放射能探査では機械的に決めたしきい値により異常点を設定する。多くの場合、しきい値は5%刻みで設定するので、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 値を断層指標とした方がより多くの異常点が得られる。

6.2 調査地域の放射能異常点と地質構造の関係

調査範囲の断層線¹⁷⁾と $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点の位置が一致するものは、変動率が20%以上が4地点、15%以上が5地点、10%以上が16地点である。変動率20%以上の異常点で阿寺断層の主断層に一致するものは馬籠付近の1地点しかない。副断層と一致するものでも2地点しかない(図-9)。しきい値を10%まで下げると、断層線と異常点の分布の一致が良くなる。 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 、 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ は断層位置の指標として有効であるが、本調査範囲で断層を検出するためには、しきい値を $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ では

図-10 馬籠付近のカーボン測線の核種、核種比の変化
白抜き矢印：山田他¹⁷⁾による断層位置

10%、 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ では10%以下に設定する必要がある。 ^{214}Bi の測定誤差が数%あるので、断層指標としては $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ より $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の方が有効である。

図-10に馬籠付近の阿寺断層の主断層と一致する異常点付近の核種と核種比の変化を示した。矢印は地質図から読み取った断層位置である。 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ (変動率32%)、 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ (変動率26%) の異常点は、 ^{208}Tl 、 ^{40}K の減少により生じている。変動率の高い断層と関係した異常点の多くは、 ^{214}Bi の微増、 ^{208}Tl 、 ^{40}K の減少のパターンを示す。

花崗岩類分布地域では、断層以外に次のような地質条件でも放射能異常が起こる可能性がある⁸⁾。

- ①接触変成作用と関係した母岩の周辺での放射性元素の濃集
- ②酸性マグマの分化過程でのバソリス等の大岩体のルーフペンダント周辺の放射性元素の濃集

接触変成作用に起因する放射能異常の生じる可能性地点は、図-2の地質図から調査地域北部の賤母山西部の花崗閃緑岩と苗木-上松花崗岩の境界、未分離濃飛流紋岩と花崗閃緑斑岩の境界、高土幾山の南東部、南部の伊奈川花崗岩と花崗閃緑岩との境界、梵天山西部の未区分濃飛流紋岩と花崗閃緑岩の境界であると思われる。これらの可能性地点を図-2に点線で示した。

賤母山の岩相境界では、20%以上の異常点の位置が岩相境界と一致する。高土幾山南部、梵天山西部の10%以上の数点の異常点も接触変成作用による放射能

図-11 賤母山の岩相境界付近のカーボン測線の核種、核種比の変化

異常を示していると考えられる(図-12)。

図-11には、賤母山の岩相境界付近の核種、核種比の変化を示す。 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ (変動率41%)と $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ (変動率42%)の異常点は、 ^{214}Bi の増加により生じており、断層周辺の核種と異なる変動を示している。

調査地域に近い土岐一岡崎地域の花崗岩類中のウラン、トリウム含有量の分析データによると¹⁹⁾、 U/Th は0.71~0.07の間に散在し、ウラン、トリウム含有量の相関関係は高くない(表-4)ので、岩石の不均一性によっても $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常が生じると考えられるが、初成的な化学変化ではウランのみが急増する変動は考えられないので、変動率の大きな異常は核種変化パターンを調べることににより初成的なものと二次的なものを区別することは可能である。

図-12では、既存断層や接触変成岩境界で説明できない異常点が多数存在する。そのうち、阿寺断層のNW-SE方向と同じ方向で、核種の変化パターンが図-10と同じような異常点が連続する線を推定断層として破線で示した。

バソリス等の大岩体の周辺の放射性元素の放射能異常は花崗岩類の分布域内に考えられるが、図-2の地質図からは推定できない。図-12で分類できない変動率の低い異常点は、地質構造と関係したものか測定誤差によるものか不明である。

図-12 放射能異常点と地質構造の関係

1: 断層による異常 2: 接触変成の母岩と関係した異常 3: 未分類の異常 4: 断層 5: 推定断層 6: 岩相境界

表-4 土岐花崗岩類中のウラン、トリウム、カリウムの相関関係(石原他³³⁾をもとに計算)

	Th	U	K ₂ O	U/K ₂ O	U/Th	K/Th
Th		0.644	0.282	0.621	-0.061	-0.882
U	0.644		0.373	0.978	0.691	-0.436
K ₂ O	0.282	0.373		0.179	0.352	0.121
U/K ₂ O	0.621	0.978	0.179		0.657	-0.488
U/Th	-0.061	0.691	0.352	0.657		0.296
K ₂ O/Th	-0.882	-0.436	0.121	-0.488	0.296	

サンプル数: 28

7. ま と め

阿寺断層のγ線スペクトロメトリにより以下の点を明らかにした。

1. 阿寺断層を横切るマンボーン調査では、断層粘土の直上で $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 、 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ の変動率が40%以上の異常点になった。
2. 断層付近での $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 、 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ の異常は ^{214}Bi の微増、 ^{208}Tl 、 ^{40}K の減少による。一方、接触変成岩の境界部での両核種比の増加は主に ^{214}Bi の増加により起こっている。

3. 断層検出の指標には単核種よりも核種比が有効である。この際の計数率は、コンプトン散乱線の影響を除去したネットカウントを使うことにより、グロスカウントの比を使う場合より2倍程度に異常点を拡大できる。

LATHAM and SCHWARCS²⁰⁾は、既存文献のデータから花崗岩の割れ目での約10 cmのスケールでのU—Th—Feのトレンドを

1. Fe, Fe³⁺, Uは、一般的に割れ目に向かって増大する。
2. Th濃度は、ほぼ一定のままで保存されている。
3. 各元素の変化は、普通、割れ目からの距離と単調な関係にない。

のようにまとめている。今回の調査結果は、断層粘土では、Th濃度が初成のままに保存され、ウランが沈澱していたとすることで説明でき、LATHAM and SCHWARCSのまとめと一致している。ウランが還元環境で沈澱することはすでに述べたが、断層付近ではウランがFe³⁺と共沈することも知られており²⁰⁾、ウランの移動堆積のメカニズムについては不明な点が多い。

測点18付近には遮水壁の働きをする断層粘土が分布しており、湧水の分布状況から断層粘土の東側では地下水が堰上げられていると考えられる。地下水の流速は、断層粘土付近で遅くなり、断層粘土部分では、水が停滞して遊離酸素に乏しい還元状況が形成されていると考えられるので、測点18の²¹⁴Biの微増は還元環境によるウランの堆積と思われる。しかし、カーボンで検出された異常点をすべてこのメカニズムで説明することはできない。

今回の、阿寺断層を横切るカーボン調査では、断層位置で²¹⁴Bi/²⁰⁸Tlの変動率が10%以上の異常点を示さないものが多数あった。マンボーンの調査で示したように、核種比の異常は断層線を示しているのではなく、断層粘土位置を示している。断層位置で断層粘土を形成しない場合、または断層位置とずれて断層粘土がある場合には、断層と異常点は一致しなくなるだろう。断層粘土にウランが沈澱すれば²⁰⁸Tl, ⁴⁰Kの増大しているところでも²¹⁴Biの増加により異常点を形成するはずであるが、断層の異常点での核種の変動パターンは²⁰⁸Tl, ⁴⁰Kの減少しているところに形成される傾向が見られた。この原因としては、初成的にウラン、トリウム、カリウムが増加している場所では二次的なウランの堆積があっても、付加量が微量であるため、断層による核種比の変動が初成的な不均一さによる変動内に隠されてしまったものと思われる。

²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl異常点の広域的な分布から断層を推定する調査では、変動率の大きな異常点は3核種の変動パターンから初成的なものと二次的なものとは識別できるが、変動率の低い異常点は識別の困難なものが多い。しかし、多数の異常点が地質調査によって明らかにされた断層やリニアメント等の線構造に調和的なら、それらの異常点は二次的なものと判断できなくても、断層線を示していると考えても大きな間違いはないと思われる。むしろ、化学的な判断だけから異常点を線で結んで断層とすることは避けるべきである。

参 考 文 献

- 1) GREGG L. T. and HOLMES J. J. (1990): Radon Detection and Measurement in Soil and Groundwater. GEOTECHNICAL AND ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, pp. 251-262.
- 2) RAMOLA R. C., SANDHU A. S., SINGH M., SINGH S., and VIRK H. S. (1989): Geochemical Exploration of Uranium using Radon Measurement Techniques. Nucl. Geophys, Vol. 3. No. 1, pp. 57-69.
- 3) KRISHNASWAMI, S. and SEIDEMANN D. E. (1988): Comparative study of ²²²Rn, ⁴⁰Ar, ³⁹Ar and ³⁷Ar leakage from rocks and minerals: Implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 52, pp. 655-658.
- 4) BALL T. K., CAMERON D. G., COLMAN T. B. and ROBERTS P. D. (1991): Behaviour of radon in the geological environment: a review, Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol. 24, pp. 168-182.
- 5) 加藤 完, 西澤 修, 楠瀬勤一郎, 池田喜代治 (1985): 一軸圧縮過程のウエスターリー花崗岩から放出されるラドン濃度の変動(1), 地震, Vol. 38, pp. 173-182.
- 6) 加藤 完, 西澤 修, 楠瀬勤一郎, 早見康平 (1985): 一軸圧縮過程のウエスターリー花崗岩から放出されるラドン濃度の変動(2), 地震, Vol. 42, pp. 67-72.
- 7) 片山信夫 (1961): 総説, ウラン・その資源と鉱物, 朝倉書店, pp. 1-12, 40-53.
- 8) 初田甚一郎 (1961): 花崗岩中の放射能分布, ウラン・その資源と鉱物, 朝倉書店, pp. 183-189.
- 9) 木村重彦 (1987): 地表の自然ガンマ線による温泉開発位置の探査法について, 温泉科学, Vol. 37, pp. 73-92.
- 10) 木村重彦, 高野 彬, 五十嵐生男 (1990): 携帯用自然ガンマ線測定装置による割れ目の解析, 応用地質, Vol. 31, No. 4, pp. 187-194.
- 11) 山田直利 (1978): 阿寺断層を追って (その1) 恵那山トンネルから付知まで, 地質ニュース, Vol. 238, pp. 37-49.
- 12) 岡田篤正 (1981): 活断層としての阿寺断層, 月刊地球, Vol. 3, No. 6, pp. 372-382.
- 13) NIELSON, D. L., LINPEI, C. and WARD, S. H. (1990): Gamma-ray spectrometry and radon emanometry in environmental geophysics, GEOTECHNICAL AND EN-

- VIRONMENTAL GEOPHYSICS, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, pp. 219-250.
- 14) 野口正安 (1980) : γ 線スペクトロメトリー, 日刊工業新聞, 243p.
 - 15) DARNLY, A. G. (1972): Airborne gamma-ray survey techniques, Uranium Prospecting Handbook, The Institution of Mining and Metallurgy, pp. 174-211.
 - 16) SCHWARZ, T. F. and ADAMS, J. A. (1976): Rock and Soil Discrimination by Low Altitude Airborne Gamma-Ray Spectrometry in Payne County, Oklahoma, Econ. Geol. Vol. 68, pp. 1297-1312.
 - 17) 山田直利・須藤定久・垣見俊弘 (1976) : 阿寺断層周辺地域の地質構造図 (1:50,000), 地質調査所.
 - 18) 今泉眞之・浜田浩正・藤崎 修・竹内陸雄・小前隆美 (1991) : 大規模破砕帯の放射能異常と地質構造の関係について, 平成3年度農業土木学会講演要旨集, pp. 516-517.
 - 19) 石原舜三, 関根俊夫, 望月常一, 大場きみじ (1969) : 花崗岩類中のウランおよびトリウム量とその地質学的意義, 地調報告, Vol. 232, pp. 179-220.
 - 20) LATHAM, A. G. and SCHWARCZ, H. P. (1989): Review of the modelling of radionuclide transport from U-series disequilibria and of its use in assessing the safe disposal of nuclear waste in crystalline rock, Appl. Geochem. Vol. 4, pp. 527-537.
 - 21) 日本アイソトープ協会 (1990) : アイソトープ手帳, 丸善(株).
 - 22) 山田直利・村山正郎 (1958) : 「妻籠」5万分の1地質図及び説明書, 地質調査所.
- (1991年8月20日受付, 1992年3月24日受理)