

第4部 自然放射能探査

第1章 土地の放射能

1-1 地表付近の放射能，三つのグループ

(1) 壊変3系列—家系グループ

元祖の原子が壊変し，それがまた壊変して次々と親，娘，孫と家系(系列 Series)をつくるグループにウラン系列(ウラン²³⁸Uが元祖)，アクチニウム系列(アクチニウム²³⁵AcUが元祖)，トリウム系列(²³²Thが元祖)の3系列がある。放射性元素の多くはこれらに属する。他にネプツニウム系列があるが，太陽系の年齢 3×10^9 yより寿命が短いので，すでに消滅している。3系列は崩壊をくり返し，最後は全部が安定な鉛の同位元素(²⁰⁶Pb)となって崩壊を終える。

(2) 第2，第3のグループ

崩壊の系列をつくらないカリウム⁴⁰Kのような長寿命の核種がある。また，宇宙で生まれて，地球へ飛来する宇宙線のグループがある。

(3) 放射性原子の崩壊

放射性原子が崩壊する際，原子核から α 線(α 崩壊)か β 線(β 崩壊)かのどちらかを放出し，その結果生じる原子核の多くは励起状態にあり，ひきつづいて γ 線(γ 崩壊)を放出する。

- ① α 線： α 粒子はヘリウムの原子核で，透過力は弱く，紙一枚で遮ることができる。
- ② β 線：電子の流れで，透過力は岩石で数mmである。 β 線のみでの議論は行われぬ。
- ③ γ 線：粒子ではなく電磁波である。空気中で数100m，岩石で数10cm(鉛では数cm)の透過力である。従って， γ 線が地下深部からの直接の情報をもたらすことは考えにくい。 γ 線は核種によりエネルギーが異なる。

(4) 放射性原子の寿命(半減期)

一つの放射性元素の多数の原子の塊は指数関数的に崩壊し，他の元素に変わる。測り始めの時間

$t = 0$ のときの原子数を N_0 とし、 t 期間後に残っている原子数を N とすると、次の関係がある。

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\lambda : \text{その原子の壊変定数})$$

最初の原子数 N_0 が崩壊して半分になるまでの時間を半減期 (寿命) といい、 $T = \ln 2 / \lambda$ の関係となる。例えば半減期は ^{232}Th が $1.41 \times 10^{10} \text{y}$ で一番長く、 $^{212}\text{ThC}'$ の $0.298 \times 10^{-6} \text{sec}$ が一番短い。

(5) 放射性元素の崩壊は止められない

崩壊は核内の自発的な現象で、圧力、温度の変化、どんな天変地変をもってしても、崩壊とその速度、半減期を変更することはできない。化学反応とは根本的に異なる。

1-2 宇宙線, バックグラウンド

(1) 宇宙線の大きな透過力

宇宙の彼方からやってくる高エネルギー放射線の宇宙線は、昼夜の別なく地球へ降り注ぐ。なかには地下数 100 m までも達するものもある。宇宙線の時間的変化は一定と考えて扱っている。

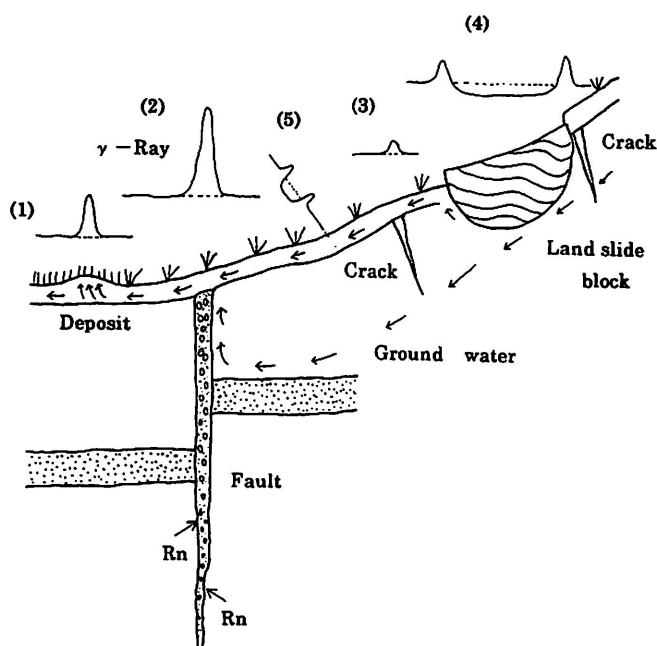
(2) バックグラウンド (background count, 自然計数, 略して BG)

BG は一種のノイズを示す概念で、野外における放射能探査では、地表、地中からの放射線を対象としているので、それ以外の宇宙線、舗装道路・建造物・検出器内部などからの放射線は BG となる。BG の効果は一定と考えられて処理されている。

第2章 斜面, 山地における自然放射能

2-1 斜面, 山地における断層, クラック, 地下水の検出と自然放射能 (図-4.2.1)

地表面での自然の放射線の測定によって, これまでにウラン鉱脈, 鉱脈, 断層, 地質境界, 温泉源の検出などに有効であるとされてきた。近年は, 自然放射能探査による断層, 温泉調査以外の実測例は少ない。



- (1)堆積地 (Deposit) に ^{40}K の集積 (2)断層, 断層破砕帯 (Fault) におけるラドン Rn の集積
(3)クラック (Crack) の発生による一時的な Rn の増加 (4)地すべり地塊 (Land slide block) の移動による Rn の減少 (5)地下水脈上の γ 線強度の低下

図-4.2.1 山地, 斜面における自然放射能異常 (モデル)

今後, 斜面, 山地での断層, 断層破砕帯, クラック, 地質境界区分, 移動土塊の判定, 地下水, 温泉などの地下情報が, 自然放射能探査によって得られたならば有益である。

自然放射能の測定方法には, ラドン法 (直接ラドンの濃度測定), γ 線トータル法, γ 線スペクトル法の三種がある。

2-2 斜面、山地における放射能の一般的分布、挙動

(1) 放射能は花崗岩に多く、玄武岩に少ない

放射能は花崗岩、石英斑岩などの酸性岩に強く、粗面岩、安山岩、玄武岩などの塩基性になるに従って弱くなる。もちろん、強さは産地によって相当異なるが、同一地域の同種類の岩石は、大略一定の強さを示すことが多い。

(2) 岩石は風化すると放射能は減少する

それ故に、同じ岩質でも岩盤と風化帯との境界では、放射能の強さが変わるのがみられる。

(3) 表土に多い放射性カリウム⁴⁰K (図-4.2.1)

表土に多量に含まれる⁴⁰Kは水に溶けやすく、その移動により断層粘土に到着し、吸着、濃縮していることが考えられる。また、生物活動によっても表土に偏在するといわれる。

(4) 地すべりによる土塊の移動の影響

基盤上を移動する地すべり土塊は、地下からのラドンの供給が絶たれて、それによる放射線強度は減少し、緩やかに回復することが予想される。しかし、実証例は少ない。

2-3 断層、断層破砕帯、深いクラックにおけるラドンガス濃度の増加 (図-4.2.1の(2)(3))

(1) ラドンガスの仲間と寿命

ラドンガスには系列の異なるラドン²²²Rnとトロン²²⁰Rnがある。ラドン²²²Rnの半減期 $T=3.825$ dayは、トロン²²⁰Rnの半減期 $T=50$ minよりも遙かに長いので、ラドン²²²Rnのほうが長距離を移動出来る可能性が高いと考えられている。

(2) 断層上でのラドンの濃度増加の機構

① 断層破砕帯がラドンの上昇通路：ウラン²³⁸Uなどを含む岩石、鉱物が破砕されると多量のラドンガスが放出され、断層面の間隙を通路として上昇する。

② ラドンは不活性ガス(沸点 -61.8°C)：ラドンの親(ラジウム²²⁶Ra)は固体、その娘ラジウムA(²¹⁸RaA)は再び固体であって、ラドンのときのみガスという面白い性格で、しかも不活性であるので、毛管の中でも拡散しやすい。その拡散係数と寿命からみて、ラドンの移動距離は、乾いた礫層では10 m、普通の土壌で1 mといわれている。

③ ラドンは水に溶けやすい、ラドン含有地下水の役割：ラドンガスは 0°C 、1気圧の下で水1容に対し0.51容が溶解可能なので、深部からラドン水となって移動し、断層などで減圧すると

ラドンを放出，供給していることが十分考えられる。

- ④ ラドンを運ぶキャリアー物質：深部からラドンの母体のウラン・ラジウム塩類が水と共に上昇し，地表でラドンを発散し，ラドンの寿命以上の長距離輸送の役割を果たしている。

2-4 断層上でのラドンガス濃度の減少の場合

(1) 断層粘土によるラドンの遮断

断層粘土が形成されると，断層の間隙は閉じられ，ラドンガスが遮断されることが考えられる。逆に，ラドンの親核種であるウランは粘土鉱物に吸着，貯蔵されるので，粘土面ではラドンの増加も考えられる。

(2) 断層上で，放射線強度増大が無いどころでなく，周囲の平均値より小さく出る不思議

- ① 断層面の固着か，ふさぐ栓の形成か：鋭いせん断力による断層の開口度が弱く，固着していたり，あるいは上部に厚い堆積層が存在すると，放射線強度が付近と同程度となり，断層の判別ができない。また，浅部が粘土，シリカによって閉塞されていると，放射線強度は付近と同程度か，小さくなることが予想される。
- ② 断層面における地下水の存在：断層面が地下水による栓か，流動地下水，地下水の下降によって，ラドンガスの上昇が阻止されている場合には，逆に断層線では放射線強度が小さくなる。この考察がなされていない事が極めて多い。

2-5 放射線強度の極大と断層線との不一致

(1) 地質断層の位置決定の誤差か，地質断層線の複数の存在の見落としか？ 地質学的，地形学的に決定された断層を，物理探査によって推定する断層とを区別するために便宜上，地質断層と称することにする。地質断層線も同様に称することにする。

測定された放射線強度が地質断層と数 m～数 10 m ずれることが多い。そのずれは地質断層面の傾斜，風化層の厚み，上盤の位置関係とラドンの上昇通路の構造との関係が考えられる。

また，主，副断層の存在の認識の誤認によることもあると思われる。

(2) 断層の破碎帯は複雑な微細構造をもつ

放射能測定の測点間隔が数 m 以上と粗いために，粗い解釈をすることがある。また，気象条件などの変化（気圧，気温，降雨，地盤変動など）によるラドン濃度の変化にマスクされることが考えられる。

(3) 他の断層ガスの濃度のピークのそれぞれの不一致

Rn, He, CO₂, H₂のそれぞれのピークが一致しない上に、地質断層とも数 m 以上もそれぞれずれる現象がみられるが、今後の重要課題である。

2-6 クラックと放射能 (図-4.2.1)

地すべりなどに発生する新しいクラックは、一時的にラドンの放出が増大するので、目視では発見できない場合でも、密な放射能測定によって検出できる可能性がある。日が経ったり、風雨によるクラックの放射能異常の消失は、クラックの年令や深淺の目安ともなるであろう。

2-7 斜面、山地の地層水、^{れつか}裂罅水と放射能

(1) 平野の地下水には自然放射線強度異常は生じにくい

平野部における水平構造をなしている地下水盆の広く浅い地下水は、多量のラドンガスを含んで流動することは考えにくいですが、徹底した研究はみられない。

(2) 斜面、山地の地層水の検出には、測点密度の高いラドンガス濃度、 γ 線強度の測定が必要

- ① 地層中を流下する浅い自由地下水（地下水流脈、水脈と称することとする）の地表では、放射線強度の分布が水脈の両側での二つの極大、その間では付近より低いパターンを示す：地中の深部から上昇してくるラドンガスが、水脈によって遮断され（図-4.3.4の海水による放射線の遮断の図を参照）、放射線は減衰し、水脈上の地表面では放射線強度は低下する。従って、近傍の土地放射線強度平均値よりも相対的に低い値となるはずである。

しかし、地下水流脈の両側の流れが停滞する境界では、地下からのラドンガス、水中のラドンガスの放出などによって、放射線強度が極大を示すことがありうる。こうした放射線強度異常の検出には、高精度、高密度な測定が必要である。

- ② 斜面、山地の被圧地下水の流れ（水脈）の地表面で放射線強度が異常をしめすかどうかの研究はまだ：被圧地下水の水流脈の上面の粘土層に、水中のラドンガスが吸着して、水脈上では放射線強度が増大するのか、水脈が放射線を遮断して減少するのかは不明である。
- ③ 停滞水、宙水のラドン濃度は高いか：ラドン濃度は帯水層ごとに異なり、同じ帯水層内では、循環水より停滞水のほうが著しく高いという見方があるが、確かなデータは得られていない。宙水でも同様である。
- ④ 扇状地での地下水のラドン濃度は扇端にいくほど高い：扇頂では堆積物の粒径が大きく、地

下水流速が大であるのに比して、扇端では粒径が小さく、流速は急激に低下するので、ラジウムからのラドンが水へ溶出する確率が高くなるといわれている。

- (3) 山地における放射線強度の増大の存在は、岩盤の^{ひつお}裂罅からのラドンガスによるのであって、そこに地下水があるかどうかは別問題である(図-4.2.1の(3))。

裂罅、クラック、断層、断層破碎帯は放射線強度の極大から検出され、地下水の存在を予想させる。そこに流動する地下水が存在するかの確認は、自然電位法などを併用する必要がある。

- (4) 地すべり地帯などにみられるボラ、パイプの形成と自然放射能

地下水による土の溶脱成分の流出によって形成されと思われる陥没地形(俗称ボラ)、動植物などによってつくられると思われる土中のパイプ群と自然放射能との関係は未確認である。

第3章 斜面，山地における γ 線トータル法による測定と，その解析，解釈

3-1 地表において観測される地中からの γ 線の線源

- (1) ウラン ^{238}U 崩壊系列ではラジウム ^{226}Ra ，鉛 ^{214}Pb ，ビスマス ^{214}Bi が線源
- (2) トリウム ^{232}Th 崩壊系列ではタリウム ^{208}Tl ，鉛 ^{212}Pb ，アクチニウム ^{228}Ac が線源
- (3) カリウム ^{40}K は崩壊系列を作らず，アルゴン ^{40}Ar に崩壊する過程で γ 線を放出する。それらのなかで，代表的な強い γ 線はビスマス ^{214}Bi ， ^{208}Tl ， ^{40}K の3種である。それらの γ 線は，そのエネルギー強度からみて地中で減衰し，地下1 mよりも深い所から透過して，地上へ到達することは考えられない。

3-2 γ 線トータル法， γ 線サーベイメーター

(1) γ 線トータル法

全計数法，あるいは単に γ 線法といい，線源の核種を問わずに，一定以上のエネルギー γ 線のすべてを計る簡便，迅速な方法である。野外用の γ 線サーベイメーターは，可搬式で軽量，高感度，電池式のものに適している。

(2) γ 線シンチレーション・サーベイメーター

エネルギー50 KeV以上の全 γ 線を測定しているものがある。プローブ（検出器）の中のNaIの蛍光物質に γ 線があたると発光（シンチレーション）し，それを光電子増倍管によって増幅し，そのパルスを計数する。

(3) GM カウンター（Geiger, Müller は人名）

歴史は古い。金属管の中にアルゴン，アルコールガスを封入し，陽極と陰極の間に高電圧をかけておき，放射線が入射するたびに放電が生じ，それを計数する。10°程度の放電によって封入ガスは消滅する。

3-3 γ 線サーベイメーターの感度、特性

(1) 感度

- ① γ 線、宇宙線に対する感度： γ 線シンチレーションカウンターのほうがGMカウンターより100倍も計数効率が高い。また、GMカウンターは、高エネルギー側の γ 線のみ計数する特性もっている。検出器の体積は、同じ計数効率では、GMカウンターよりも γ 線シンチレーションカウンターのほうが小さいので、 γ 線シンチレーションカウンターのほうが相対的に、同じ時間に拾う宇宙線の数が少ない。つまり、BGが減少されて有利である。
- ② ラドンガス濃度の直接の測定は出来ない： γ 線シンチレーションカウンターは γ 線のみ、GMカウンターは γ 線、 β 線も計数できる仕様になっている。いずれもラドンガスの α 線は検出できない。
- ③ プローブの電圧の保持が最重要：サーベイメーターはプローブの高圧が指定範囲にある場合のみ、一定の放射線を一定に数することができる。指定範囲を守るためには、電圧調整か電池交換を行う。
- ④ 目盛付け：標準線源により感度を検定する場合には、標準線源は 10^4 cpm程度であるので、野外用の低レベルの検定には、線源をプローブから離れた一定距離において行う。

(2) 野外における基点での検定

現地において基点を設けて、測定期間中の毎朝夕やや長時間（10分程度）の測定値により比較検定をおこなう（3-7のI.参照）。

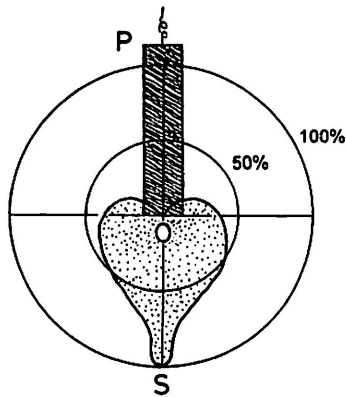
(3) 測定値の単位はcpmか μ R/h

1分あたりの γ 線の入射パルスを数えたcpm (count per minute) 表示か、あるいは放射線の照射の大きさを表す単位として1時間当たりマイクロレントゲン (μ röntgen) での μ R/h= 10^{-3} mR/h= 10^{-6} R/hの単位が使われている。両者の単位の互換性はない。また、ラド rad, レム rem は人体、生物、物質が浴びる場合の吸収線量で、1 rad= 10^{-2} J/kg= 10^{-2} GY(グレイ)、1 rem= 10^{-2} J/kg= 10^{-2} Sv (シーベルト) であるが、野外サーベイには使わない。

(4) プローブには指向性がある (図-4.3.1)

プローブの立体的感度分布が添付された製品もあるが、自分で標準線源を使って感度分布をつくる必要がある。図-4.3.1にその一例を示した。プローブの真下からの感度を100%とすれば、真横は5%しか感じないことが分かる。

(5) レートメータの時定数



最高感度（100%）の方向はProbe（P）の真下のOS方向、各方向の感度は0点とハート型の緑の線とを結ぶ長さの大小が、その方向からの感度の大小（%）を示す。

図-4.3.1 γ 線シンチレーションカウンターのプローブの感度分布
(SCS-53101 B, シンチレーションサーベイメーター, 東芝)

$\mu\text{R/h}$ かcpmを目盛ったメータの針を目測により計数する方式がある。針の動きの速い、遅いの時定数は倍率によって定められている。時定数の長いものは、針のふれの間の積分値の大約を示し、短いものは瞬間に近い計数を示す。

(6) 計数の方式

プローブへの入射 γ 線パルスを数えるのに、パルス音を耳と時計で数える方式(cpm)、1分毎に自動的にデジタル表示する方式(cpm)、レートメータで数秒毎に指針を目測する方式(cpm, $\mu\text{R/h}$)がある。アナログ記録方式は、記録からの計数換算が難しい(図-4.3.7)。パルス出力電圧から(テープに記録する場合も)パルスカウンターにて計数する方式もある。

(7) 日射, 気温に注意

プローブを高温にさらすと、蛍光体やGM管の特性が変化する恐れがある。

3-4 地表面における γ 線測定はどんな成分を測っているのか

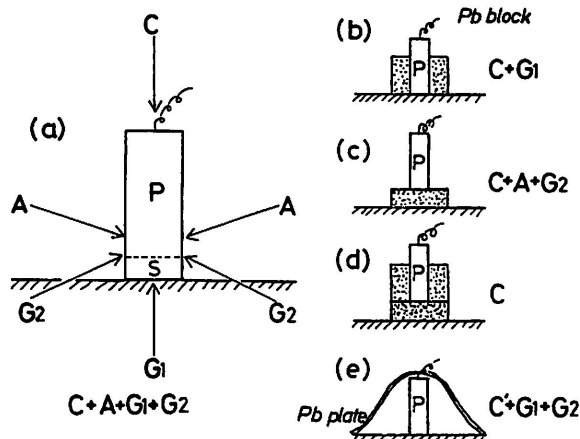
I. γ 線プローブに入射する放射線の80%は地表からの成分

(1) プローブへの各方向からの入射放射線を順番に鉛(block, plate)にて遮断し、その減衰より各入射成分を評価

C: 宇宙線, A: 空中からのラドンなどの崩壊によるもの, G_1 : プローブの地表直下から,

G_2 : プローブの横方向の地表から, P: プローブ内部の放射線(省略)という成分に分けて,

図-4.3.2のようにプローブへの入射放射線を遮断すると、図の(a)~(e)のケースについての計数から



P : プロープ S : シンチレータ G₁ : プロープの真下からの γ 線
 G₂ : G₁以外の土地表面からの γ 線 A : 大気中の γ 線
 C : 宇宙線

Pb block : 鉛レンガ (5×10×15 cm³) Pb plate : 鉛板 (厚み 0.25 cm)

図-4.3.2 地表面で測られる γ 線の成分 (γ 線シンチレーションカウンター, TCS-131, アロカ)

$$(a) = C + A + G_1 + G_2 = 8.55 \pm 0.49$$

$$(b) = C + G_1 = 2.00 \pm 0.12$$

$$(c) = C + A + G_2 = 6.20 \pm 0.27$$

$$(d) = C = 0.043 \pm 0.021$$

$$(e) = C' + G_1 + G_2 = 6.82 \pm 0.35$$

を得て各成分の寄与率を算出する (宇宙線の鉛板による影響を無視して C ⑥ C' とみなす)。

$$C = (d)/(a) = 0.043/8.55 = 0.50\%$$

$$G_1 = \{(b)-(d)\}/(a) = (2.00 - 0.043)/8.55 = 22.9\%$$

$$G_1 = \{(a)-(c)\}/(a) = (8.55 - 6.20)/8.55 = 27.4\%$$

$$G_2 = \{(e)-(b)\}/(a) = (6.82 - 2.00)/8.55 = 56.4\%$$

$$A = \{(a)-(e)\}/(a) = (8.55 - 6.82)/8.55 = 20.2\%$$

$$A = \{(c)-(d)-(e)+(b)\}/(a) = (6.20 - 0.043 - 6.82 + 2.00)/8.55 = 15.6\%$$

上式より各成分は大略次の割合となる。

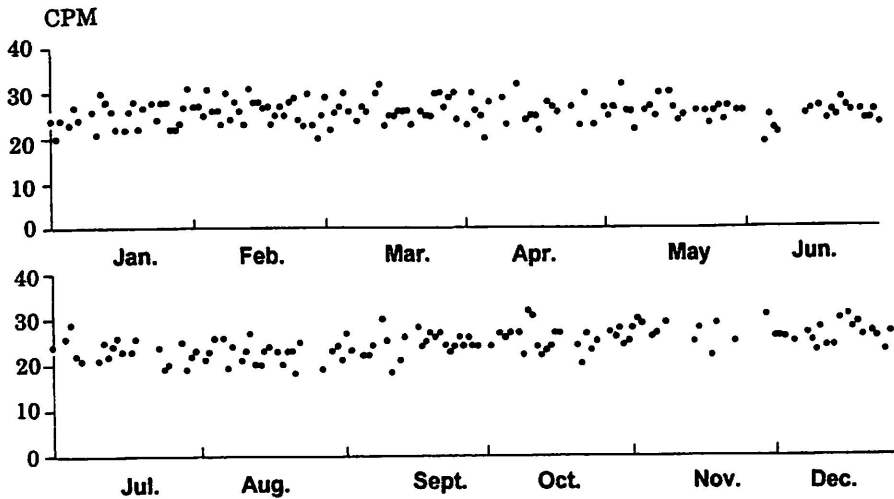
$$\text{地表面からの } \gamma \text{ 線 : } 81.5\% \quad \langle = G_1 + G_2 = (22.9 + 27.4) \div 2 + 56.4 \rangle$$

$$\text{大気中からの } \gamma \text{ 線 : } 18.0\% \quad \langle = A = (20.2 + 15.6) \div 2 \rangle$$

$$\text{宇宙線 : } 0.5\% \quad \langle = C \rangle$$

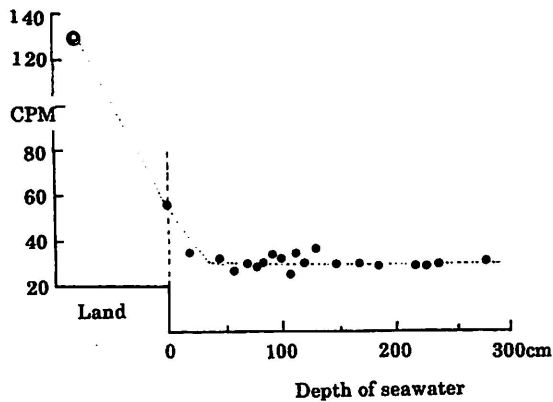
したがって, 地表で測る γ 線の大部分は土地からのものである。

II. 地表における γ 線の経日変化 (図-4.3.3)



1992年, 高台, 神奈川県横須賀市
GM管 γ 線放射線検知器 (RD-0806, R-DAN)
測定 (夜間), 7分間測定

図-4.3.3 地表における自然放射能 (γ 線) の経日変化



1962年測定, γ 線シンチレーションサーベイメーター (SCS-53101 B, 東芝)
◎: 陸上 (Land) における γ 値 ●: 平潟湾海上 (木製ボート) における γ 値

図-4.3.4 海上における γ 線強度

γ 線の1日1回(夜)7分間の測定平均値の1年間を示した。ほぼ25 cpmを中心に ± 5 cpm程度の変化を示している。従って, I. で算出した地表面, 大気からの γ 線の日変化, 季節変化は, 通常は $\pm 20\%$ 以下の変動と考えられる。

III. 海上における γ 線の減衰 (図-4.3.4)

(1) 海上における γ 線強度

図において水深が1.5 m以上になると, 海面上における γ 線強度は, 地表の20%程度に減衰し, 水深に関係なく一定となる。この20%は大気中からのものと考えられる。

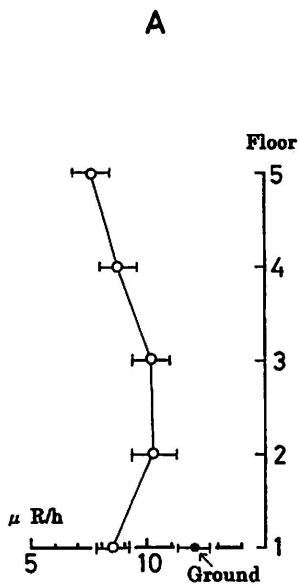
(2) 海水による γ 線の減衰と地下水

この海底からの γ 線の海水による減衰は重要な現象である。このことは、山地における浅い地下水層に厚みがあれば、 γ 線の吸収が起り、地表の γ 線強度は低下する（増大ではなく）はずである。つまり、山地における γ 線強度の低下が、地下水の存在の指標となるということである。

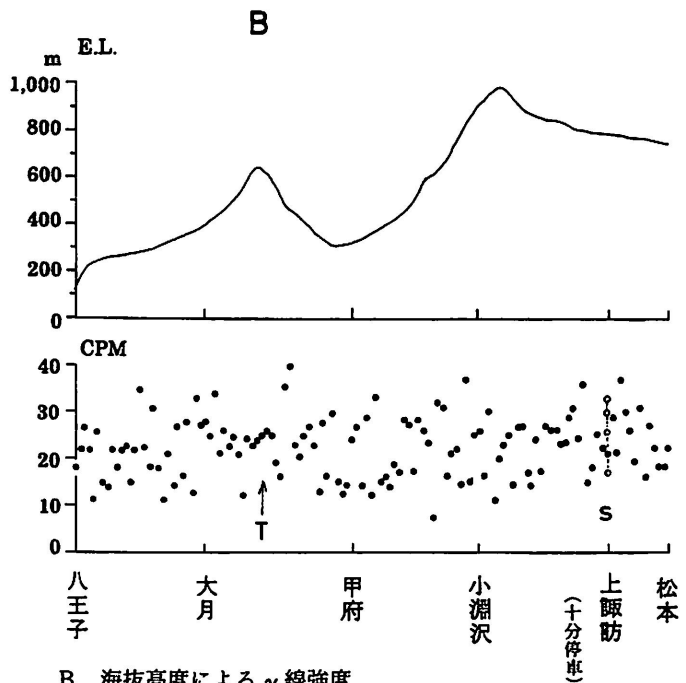
IV. 高所, 上空, 海拔による γ 線

(1) 高さによる γ 線強度 (図-4.3.5 A)

地表から建物の上階に上がるに従って、 γ 線強度は減少傾向がみられる。裸地における地上2 mまでは、精しい測定でも明瞭な傾向はみられなかった。



A 地上の高さによる γ 線強度変化
 γ 線シンチレーションカウンター
 (TCS-131, アロカ) 鉄筋コンクリートの各階の床における測定
 (6回目視測定) Ground: 建物の外の地面における γ 値



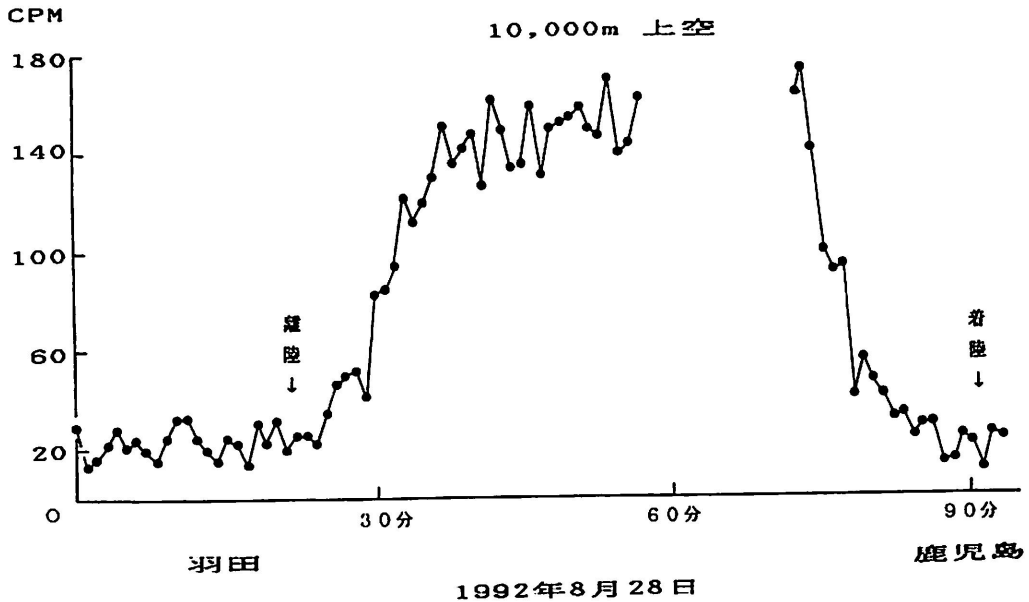
B 海拔高度による γ 線強度
 (中央線本線 1992年10月3日)
 GM管 γ 線放射線検知器 (RD-0806, R-DAN)
 列車走行中における1分毎測定値 (距離1.5 kmに相当)
 T: 笹子トンネル (長さ4,670 m)
 S: 上諏訪駅10分間停車, 5回測定

図-4.3.5

(2) 海拔高度による γ 線強度 (図-4.3.5 B)

GMカウンターによる進行中の列車内における1分毎の測定である。この図から標高による影響は見出せない。S駅における停車中の連続5回測定の偏差からみても、標高、気圧差の効果の判別は難しい。図のトンネル (T) 内でも明瞭な変化がみられない。

(3) 高空では宇宙線が増加 (図-4.3.6)



GM管 γ 線放射線検知器 (RD-0806, R-DAN)
 図-4.3.6 高空 (航空機) における γ 線の変化, 快晴, 1分毎測定値

航空機内での、上昇中、高々度水平飛行、下降の全経過の γ 線をGMカウンターで1分毎に測定した。高空に上がるに従い γ 線強度は増大し、10,000 mでは地上の8倍となった。地表からの γ 線は高度とともに減衰するので、高々度における γ 線は宇宙線の増大によるものと考えられる。

3-5 斜面, 山地における γ 線の測定

I. 計測時間の決定と誤差

(1) 相対誤差と計測時間

γ 線の放射は at random な自然現象であるので、ばらつき (fluctuation) がある。1測点での許容誤差内の必要計測時間は、現地の γ 線強度と計測器の感度とによってきまる。たとえば、1測点における計数が50 cpm程度であれば、3分計測で(45, 53, 28 合計126)の相対誤差は $1/\sqrt{126}=9\%$ である。5分計測で(45, 53, 28, 60, 49 合計235)ならば $1/\sqrt{235}=6.5\%$ となる。

(2) 計測時間はできるだけ短縮, その代わりに密な多点測定が有効

相対誤差10%程度を目安とすれば、通常は5分前後の計測時間でよいことになる。相対誤差は t 分計測で $1/\sqrt{\text{cpm} \times t} = \epsilon\%$ であるので、計測時間 t を4倍にしても、誤差は $1/4=25\%$ と小さくならないで、 $1/\sqrt{4}=1/2=50\%$ しか向上しない。許容誤差を考慮した計測時間の短縮が必要である。

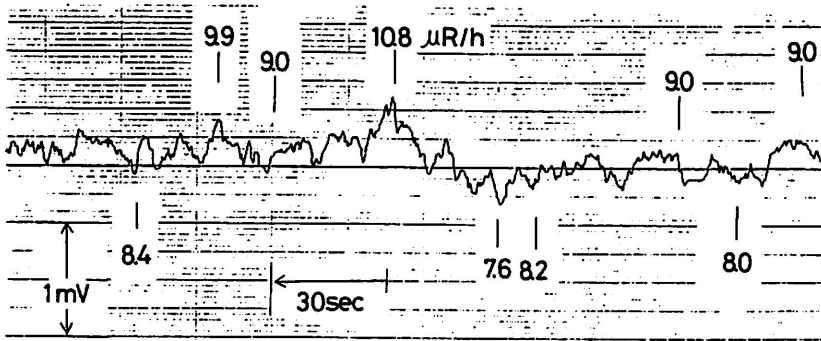
許容誤差と関連する密な測定の有効性は解析の項で述べる。

II. レートメーターの目視による計測

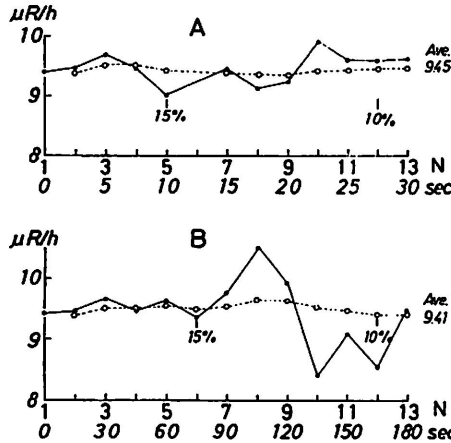
(1) 一定秒間に数回読取るか、一定秒間隔に数回読取るかの方式

メータの時定数による針の動き方を心得たうえで、20秒ぐらいの間に、最大、最小の針の振れの値を交互に5～7回読取る方法と、数秒毎の一定間隔で針の位置を10～12回よむ方法が、これまでに行われている。後者の方法は以外に大変である。

(2) 目視による方法の相対誤差 (図-4.3.7, 図-4.3.8)



1 mV = 3 μR/h 記入されている数値は、メータの目視による読み
 図-4.3.7 自然計数 (研究室) のペン記録 (TCS-131, アロカ)



レートメータの各読取り値 X_i , (●印) と各 X_i までの平均値 (○印)

- A 2.5秒毎の読み。 N = 5 (回) にて相対誤差=15%, N=12 (回) にて相対誤差=10%
- B メータの振れを5秒間隔ぐらいで、交互に極大と極小の読み取り N = 5 (回) にて相対誤差=15%, N=11 (回) にて相対誤差=10%

図-4.3.8 γ線強度の揺動と平均値の変動, 相対誤差

(a) ペン記録: サーベイメータの自然計数の出力電圧記録 (以下記録という) を図-4.3.7 に示した。記録には、同時にメータの目視による読取り値も記入してある。

(b) 記録の2.5秒ごとの読取り値：図-4.3.8のAは読取り値を●の折れ線で、それを逐次累積しての平均値を○の折れ線で示してある。そして各点ごとの相対誤差をみていくと、N=5回測定で15%、N=12回で10%以下となる。

(c) メータの振れの極大、極小（と思った時）の交互の読取り：図-4.3.8のBは、記録と同時に5秒位毎の時間間隔を気にしない目視読取りでも、N=5回で15%、N=11回で10%の誤差となる。

(3) メータの読みは5～7回で十分の場合が多い

野外の γ 線強度で、付近の平均値の1.5～2倍以上、あるいは0.5倍以下の異常を問題にしたい時は、デジタル表示（分毎）でも5～7分、メータの目視でも5～7回の読みで、作業の効率と精度の確保からみて十分であると思われる。

III. プロープの設置

(1) 測定時刻は自由、歩きながらの測定は不適

γ 線の日変化は数%の変化で無視し、測定時刻は自由である。著しい日変動が検出される時は、計器の温度計数を疑ってみる必要がある。歩きながらの測定は、時定数による応答の遅れ、 γ 線強度のピークは小さくなり、前方にずれる。概査としても歩きながらは不適である。

(2) プロープは地表に置くだけで良い、ただし植生は除去する

(a) プロープを薄いポリ袋で包む：土が付着したままの移動は避ける。

(b) プロープを埋設する必要があるのか疑問：プロープの埋設の深さを20 cmまで下げていくと、計測値は次第に増加するが、これは主としてプロープの指向性による（図-4.3.1参照）。また、深さ10 cm、20 cmと地表1 mにおける γ 線強度を検討した例があるが、どれが特に有利とは思えないという結果がある。

(c) 接地は表土を引っ掻く程度でも可と思われる：埋設の深さを全測点について厳密に一定にする作業は困難であり、生じた深さの違いにプロープの指向性（感度分布）が影響する。それよりも枯れ葉、草は除いてフレッシュな土の面での測定の方が安定しているように思われる。

(d) 雨や降雪では中止する：水溜まりは避ける。降雨の初期は地表からのラドンは増加、しばらくすると逆にラドンは減少する傾向があるように思われる。

IV. プロープの水平方向の感度（図-4.3.9）

床にプロープを立てて（その下端5 cmの範囲が感度部）、標準線源を次第に遠ざけて、その影響範囲を測定した結果では、プロープを中心とする半径40 cm以内の地面からの γ 線を測定しているに過ぎない。そこで、上述の(c)の接地の仕方も有効である。

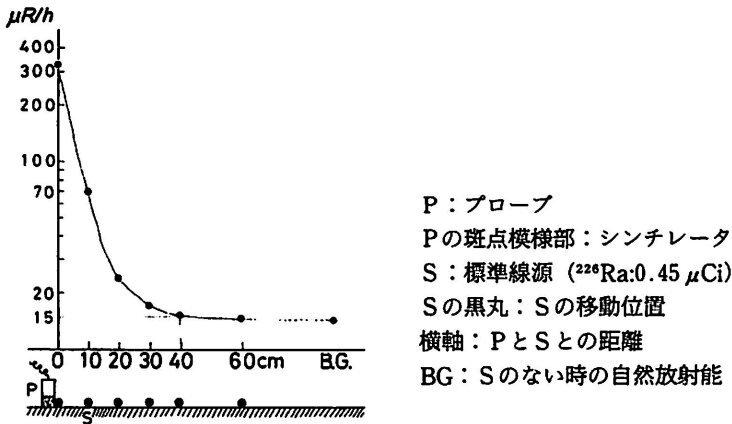


図-4.3.9 γ線シンチレーションカウンターの水平方向の感度分布
検出器の放射線の受光範囲 (TCS-131, アロカ)

3-6 測定作業要領

(1) メータの目測式によるγ線測定班は3人編成、班長は環境の観察

先頭の一人が測点の土をやや広く(幅10cm以上)、数mm引っ掻き、新しい土を出して進む。後ろの一人がプローブの接地、計測器の操作、メータの指針の極大、極小と思われる瞬間の値を、大胆に5回(7回)大声で読み上げる。班長は復唱し野帳に記入する。

班長は異常な計数は皆に知らせて、計器の異常の有無の確認、付近の地形、岩質、露頭、崖くずれ、湧水、道路の硬軟、植生、建造物、ごみ捨て場などの記載をおこなう。

(2) 複数の班編成では相互の換算率

各サーベイメータを基点で同時測定(15回位計数)し換算率を作成し、解析に使用する。

(3) 測線は複数設定

斜面、地すべり地における^{ひっか}裂罅、裂罅水あるいは流下地下水流脈の探査には、斜面と直角方向に並列に数本の測線を20~30m間隔に設定する。山地にみられる断層、断層破碎帯の探査では、斜面方向と平行な数本の測線を20~30m間隔に設定する。なお、測線は斜面から平坦部まで延長して設定する。断層線の支線の存在も考慮して。

(4) 測点間隔は短く、可能限り1m、精査は0.5m

1班で30点/hとし、一日で30点×6h=180点、180mの測定となる。

3-7 γ 線測定結果の解析

I. 補正, 標準偏差, 移動平均処理

(1) 補正

- (a) 基点での朝夕の検定：基点で10回測定し、計測器の機能チェックを行う。基点での測定値に大きな変動が認められる場合には補正が考えられるが、直線性のドリフトを仮定する補正は、相対的な変化の検出を主眼とする解析には意味が薄い。
- (b) サーベイメーターの電圧は休憩時間ごとにチェック：プローブへの高圧の低下を発見した場合には、それまでの測定は無意味になる。電圧調整より電池交換の方が無難である。

(2) 標準偏差 (平均値の周りの散らばりの程度)

- (a) 各測点の一組の測定値の標準偏差を算出する：並外れた測定値が時々出現するが除外しなくてもよい。気になるならば、測定時に再測するのが望ましい。
- (b) 各測点の一組の測定値の最大値, 最小値を除く処理：図-4.3.7の記録からも、ばらつきが正常であるから無用と思われる。
- (c) メータの読みと標準偏差：読みが粗いようにみえても、偏差はそれ程大きくはならない。測定器の感度が低い程、また、 γ 線強度が小さい程、偏差値は $\pm 30\%$ 以上にもなる。
- (d) 標準偏差の比較：偏差の範囲が重なる二組の測定値の大小の比較は意味をなさない。

(3) 測定値の移動平均処理

1 m間隔測定では、メータの直読の迅速方式でなければ広範囲の測定は難しい。その上で、解析で5項移動平均を施せば、5 m間隔での高精度の測定よりもクラックなどの異常の発見が容易である。10 m間隔での測定値群では、移動平均処理での異常の発見は困難である。

II. 自然放射能 γ 線強度曲線の作成と表示

(1) 平均値による γ 線強度曲線 (R_0)

まずは、測線上の各測点の測定値群の平均値をプロットする。 γ 線強度曲線 R_0 と称する。標準偏差の付記は煩わしいので通常は行わない。

(2) 移動平均値による γ 線強度曲線 (R_3, R_5, R_7)

次に、 R_0 曲線とならべて3項移動平均値をプロットし、 γ 線強度曲線 R_3 と称する。なお、5項、7項の移動平均値による曲線 R_5, R_7 を並べて考察の補助、参考とする。

III. 自然放射能 γ 線強度分布図

(1) 度数分布曲線：測定値のグループの平均値, 標準偏差, 最大値, 最小値, 中央値 (メジアン)

を算出し, 度数分布曲線を描いてみる。

(2) 級分け: 測定値のグループを 10 cpm ずつ区分するか, $2 \mu\text{R}/\text{h}$ ずつ区分するかを(1)の度数曲線より判断する。さらに区分の試行錯誤をおこなう。

(3) 地形図に測定値の記入: 測点, 測定値の記入と共に粗い区分の記号 (例, ○, ●, ◎) をつけて眺める。系統性が見出せない場合には, それが実態であるのか, 測定点の不足かの判別を行う。

(4) 等強度曲線の作成: 次に, 山地の地形, 地質などを勘案して等強度曲線を引いてみる。

この先入観を仮説として, 試行錯誤の線引きを行う方が良い結果を生むように思われる。

3-8 斜面, 山地における γ 線強度測定による探查例

3-8-1 γ 線強度が温泉脈上では極小, 断層では極大, 地質境界では不連続

(1) 山梨県増富温泉の温泉脈上は低 γ 線強度 (図-4.3.10)

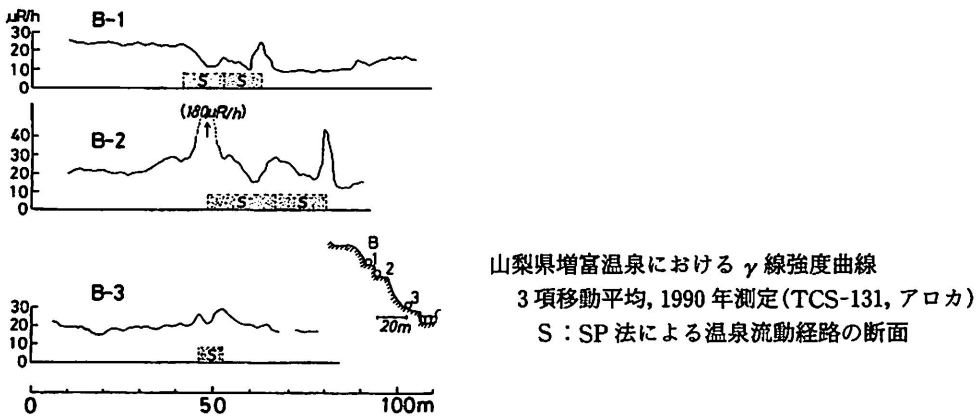


図-4.3.10 温泉水脈上の γ 線強度の低下, その両端における γ 線強度の極大

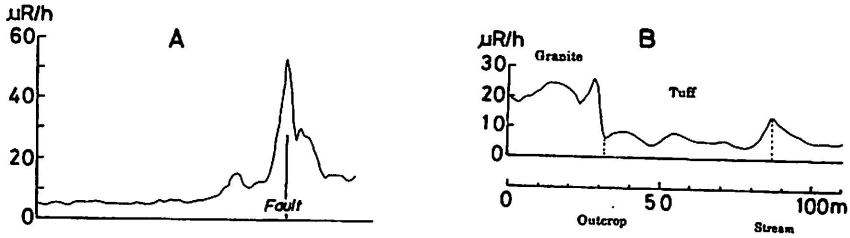
- (a) 増富温泉は世界有数の放射能泉: 増富地区の正常な強度は $5 \sim 10 \text{ R}/\text{h}$ であるが, 図の地帯は $2 \sim 3$ 倍以上の強度である。
- (b) 測点は 1 m 間隔, 3 項移動平均処理: メータの目測による極大, 極小の 3 組を平均, B-2 測線の最高値 $180 \mu\text{R}/\text{h}$ の地点は源泉付近の割れ目である。源泉付近の岩盤では, 高放射能のスポットが見られるのが普通である。
- (c) 温泉流動経路 (温泉脈) 上 (S) では γ 線強度が周りより低い: これは 3-4 の III. の海水による γ 線の遮断, 減衰の現象から, 同様に温泉水による遮断が考えられる。なお, 温泉脈の確定は自然電位法 (以下 SP 法という) によった。
- (d) 温泉脈の流れの幅 (S) の両端にみられる γ 線強度の極大: 原因は, 多量の放射性物質を含む

温泉水が、流れの両端で冷えて沈積するためと考えている。

(2) 増富温泉地区における断層、地質境界における γ 線強度の異常 (図-4.3.11)

(a) Aは断層における γ 線強度異常：付近の10倍も大きい。

(b) Bは花崗岩と堆積岩の境界の γ 線強度変化： γ 線強度が1/3に低下している。測線の80 m地点付近の γ 線強度の極大は小さな溪流の両岸である。



A：断層の露頭

B：花崗岩と凝灰岩との境界の露頭

測線間隔：B1-B2=10 m, B2-B3=20 m, 1990年測定 (TCS-131, アロカ)

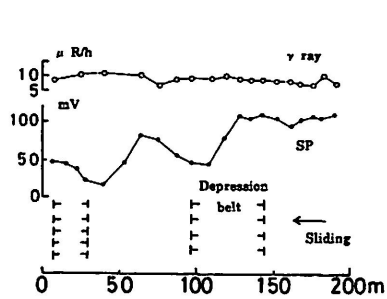
図-4.3.11 断層、地質境界における γ 線強度異常
山梨県増富温泉における γ 線強度曲線 (3項移動平均)

3-8-2 γ 線強度異常がみられない陥没地形と地下水脈

(1) 新潟県栃尾市の地すべり地帯の陥没凹地 (図-4.3.12)

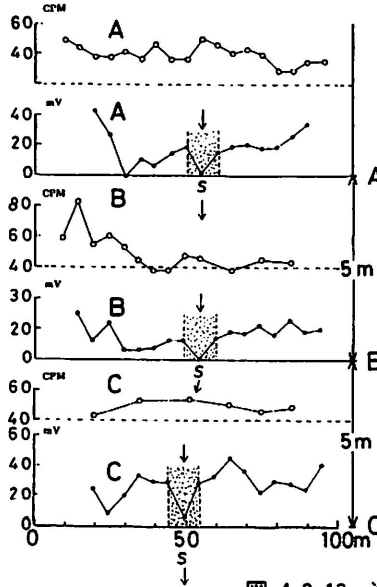
SP法では、陥没凹地の境界は明瞭に判別できる。しかし、 γ 線強度異常が認められないのは、経年による異常の消失か、測定点の粗さ (10 m間隔) によるかもしれない。

(2) 箱根大涌谷の温泉地すべり地帯の地下水と γ 線 (図-4.3.13)



←：滑り方向 (Sliding)
┆┆┆：陥没凹地 (Depression belt)
(γ 線シンチレーションサーベイメーター, SCS-53101 B, 東芝)

図-4.3.12 地すべり地帯の γ 線
1967年の測定, 新潟県栃尾市矢津地すべり (1962年発生)



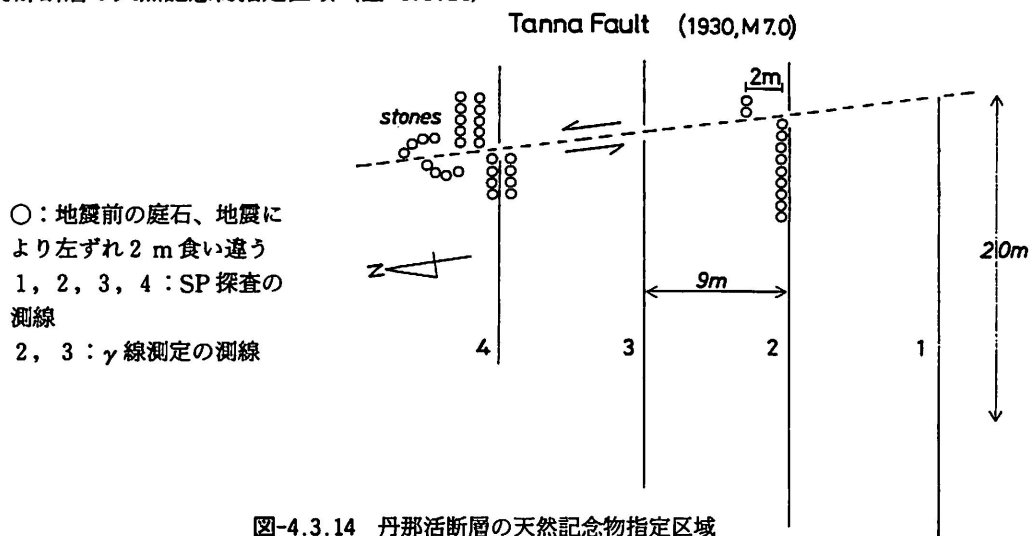
1962年測定, 神奈川県箱根大涌谷の斜面頭部
S (斑点部): SP法による地下水流脈, 流れはA→B→C→の方向 (科研G・M型サーベイメーター, SU-P4W)

図-4.3.13 温泉地すべり地帯の γ 線

粘土地帯の地下水流脈は、SP法では明瞭に現れているが、 γ 線強度曲線からは判別できない。密な γ 線測定の必要さが分かる結果である。

3-8-3 丹那断層にみられる γ 線強度の増大と減少

(1) 丹那断層の天然記念物指定区域 (図-4.3.14)



図に静岡県北伊豆の丹那活断層（北伊豆地震，1930年11月26日，M7.3，横ずれ2～3 m）の保存区域は，丸い池の周りの石（○印）と石垣（○印）の2 mの左横ずれが見事に保存されている。1～4は今回の測線である。

(2) 断層線上9 m離れただけで， γ 線強度の増大と減少がみられる (図-4.3.15)

1989年4月測定、 γ 線 GM 管検知器 (RD-0806, R-DAN)

E：自然電位の勾配曲線，1 m 間隔，3点移動平均

γ ： γ 線7分間測定，各点標準偏差は8%以下

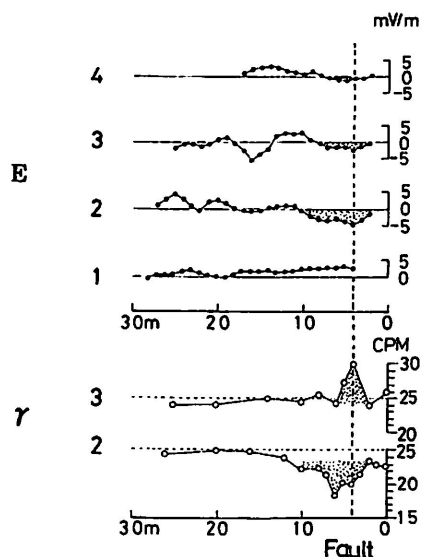


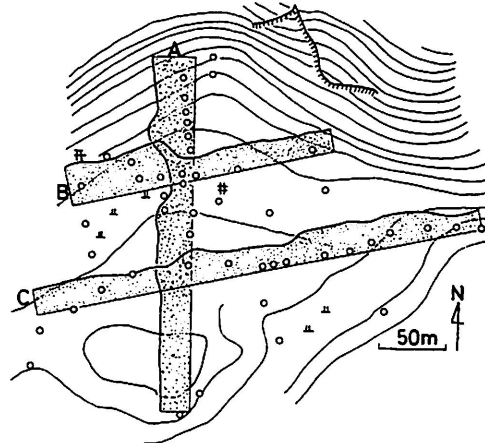
図-4.3.15 丹那断層を横切る自然放射能 γ 線探査と SP 探査

- (a) 断層を横切って γ 線測定（下図 γ ）：No. 3 測線の断層線上での γ 線強度は、周りより20%高い。それは、深部から断層面を上昇してくる高濃度のラドンによる。その影響範囲は断層線の左右1 m程度である。しかし、それより9 m離れたNo. 2 測線上の断層線上では、逆に γ 線強度が20%以上も減少している。その影響範囲は断層線の左右5 m程度である。
- (b) 断層を横切ってSP測定（上図E）：同時に測定されたSPの電位勾配曲線の系統的な凹部（斑点）は、断層面内を流れる地下水流脈と推定される。特にNo. 2 測線の場所での電位勾配が大きいのは、他の場所より流速（流量）が大きい水理構造をなしていると思われる。
- (3) 断層線上での γ 線強度の低下の原因

γ 線強度の増大は、深部から断層面を上昇してくるラドンの高濃度によるが、断層面を満たす浅い地下水脈は、そのラドンを遮断する。地下水の無い普通の土壌よりも、地下水はラドンの遮断、 γ 線の減衰に強く作用するものと考えられる。

3-8-4 地すべり地帯における γ 線強度の断面図、分布図

- (1) 静岡県伊豆半島の松崎地すべり地帯の γ 線強度の断面図（図-4.3.16）



1962年4月測定、伊豆半島松崎町船田川

γ 線シンチレーションサーベイメーター（SCS-53101 B, 東芝）

○：測定点 斑点断面図：各点の測定値の比で表示 ㄥ：crack

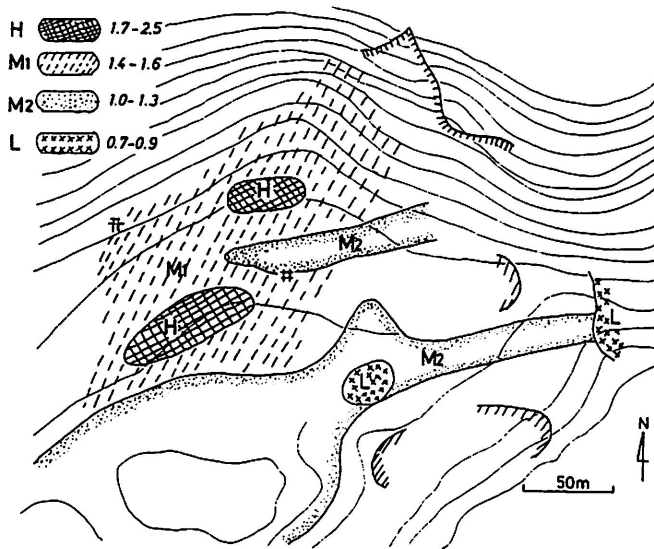
図-4.3.16 地すべり地帯における γ 線強度断面図

10 cm の孔にプローブを入れて、パルス音で3分間ずつ計数した。図は50 cpm を基準1.00として、測定値を比（最大2.50～最小0.7）をもって断面図（斑点）に描いてある。概して、山の岩盤地帯は比が高く、平地の畑地帯の比は小さい。

- (2) γ 線強度分布図（図-4.3.17）

まず、測定値のヒストグラムを作成、それを4階級に分けて分布図を作成した。最高 γ 線強度のH域は地すべり不動地区であり、M₁帯は水田、M₂帯は畑地で西から東へ流動している地帯であり、

特にL区域は水分含有量が多い地点と思われる。この地すべりの移動速度は年に数mm程度といわれている。



伊豆半島松崎町船田川 γ 線強度をH, M₁, M₂, Lの4クラスに分類
 (ヒストグラムから50cpmを比1.00とした)
 e: crack 井: 井戸 卍: 神社
 図-4.3.17 伊豆半島松崎町船田川地すべり地における γ 線強度分布

第4章 斜面、山地におけるラドン濃度の定量法 (ラドン法) による測定と、その解析、解釈

4-1 ラドン濃度測定の方法

地表付近ではラドンガスが主な放射能である。ラドンとその娘ポロニウムは α 崩壊するので、 α 粒子を測定しラドン濃度を定量する。地表のラドン濃度は、気圧の年変化と負の相関を示す。また、降雨後に一時的に増大する。ラドン法には、フィルムを用いるトラック法、電離箱、シンチレーションカウンターを用いる三つの方法がある。

4-2 α トラック法

(1) 原理

土中にフィルムを置くと、土壤空気中のラドンとその娘核種のポロニウムからの α 粒子によりフィルムに飛跡(トラック)を残す原理を利用する。光に感じないフィルムを用いる。

(2) 必要器材

野外では、硝酸セルロースフィルム(コダック社製、CN 85 または LR 115 Type II)を $2 \times 3 \text{ cm}^2$ にカットし測点数の枚数、孔あけ用鉄管(長さ1 m、径5 cm)、長さ60 cm位の塩ビ管(蓋つき)、木綿糸。室内処理用には、光学顕微鏡(倍率300倍程度)と格子状スケール、顕微鏡写真撮影装置、薬品(水酸化ナトリウム、蒸留水)、水温計、時計などである。

(3) フィルムの地中設置

測線上に2~5 mの間隔に、鉄管で地中に50~80 cmの孔をあけて、底無し塩ビ管を挿入し、底から20 cmの所(全点同じ深度)にフィルムを吊るし、蓋をし、1、2週間後に回収する。雨水の侵入と結露は禁物である。

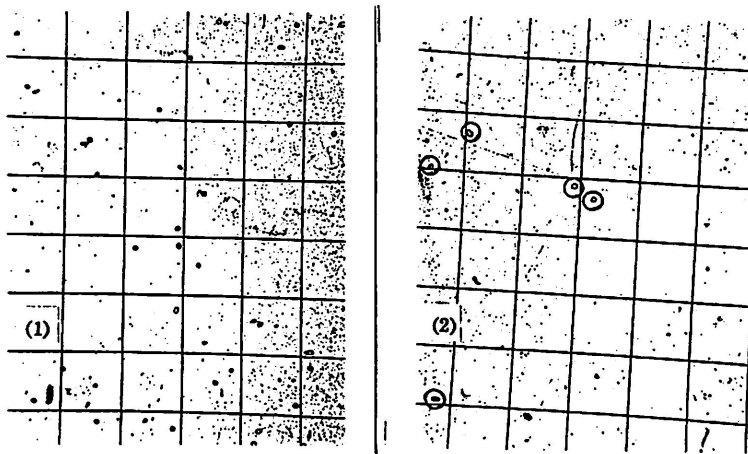
(4) フィルムの露出時間

標準線源による α 線の照射時間と生じるトラック数(NT: Number of tracks, または Pit という)とは比例関係にあることは確認されている。野外での α 線の強度は、 $10 \text{ NT/cm}^2 \cdot \text{day}$ から $100 \sim 200 \text{ NT/cm}^2 \cdot \text{day}$ 程度である。統計的に有意であるためには、露出は1週間から2週間程度とすることが多い。従って、計測はラドン濃度の積分値、日平均値となる。

(5) 回収後のフィルムのエッチング (etching)

フィルム上の α 線の飛跡は見えにくいので、試薬によって飛跡をエッチング（蝕刻）して幅を大きくする。CN 85のフィルムでは、エッチングは 60°C、2.5 Nの水酸化ナトリウム溶液に 40 分間浸した後に、30 分間水洗いする。エッチングの溶液の濃度、温度、時間は厳格な管理を必要とする。

(6) α 線トラックの計測、誤差 (図-4.4.1)



- (1) 放射性物質による室内1日間の露光（エッチング：2.5 N、60°C、40分）、300倍小さな泡状の粒がトラック
- (2) 北武断層（三浦半島）16日間露光（エッチング：2.5 N、60°C、40分）、300倍黒丸：読取ったトラックに黒丸印

図-4.4.1 α トラック (CN 85 フィルム) 拡大印画紙 (格子の一边の原寸：42.8 μ m)

- ① トラックの判別：光学顕微鏡により拡大した印画紙によってトラック数を計測する。 α 線のトラックと現像むら、泡、ごみ、フィルムのきずなどとの判別は慣れないと難しい。放射能試料による練習と経験者から教えを受けるのが近道である。
- ② トラックの計測：倍率の分かっている印画紙上のトラック数から1日あたり1 cm²のトラック数 (NT) に換算 (NT/cm²・day) して、測点における相対濃度とする。
- ③ フィルムの読む面積の問題：2 × 3 cm²のフィルムを300倍に拡大すると54 m²となるので、その一部分を読むことになる。図-4.4.1に拡大印画紙の例を示した。図の(1)はウラン鉱によるテスト、(2)は活断層における16日間露光、300倍のものでトラックは5本であり、(5 ÷ 16) NT / 0.07 mm²・day = 446 NT/cm²・dayとなるが、統計的に有意とは思えない。
- ④ フィルムからの印画紙の倍率とその印画紙の読取り面積、誤差：標準試料を照射したフィルムをつかって、野外における条件を検討してみた。
 - (a) 印画紙の倍率を300倍以上にもすると、僅かな読取り誤差が、換算ラドン濃度の大きな誤差となる。

- (b) 現場でのフィルムの露光時間を長くして、トラック数の増大をはかる。
- (c) 拡大印画紙のトラック数が数本の場合には、20～30本となる面積を確定し、その同一面積での各測点での読取りを行う。
- (d) 換算されたラドン濃度の誤差は、概略10%以上はあるものと思われる。

4-3 電離箱（ラドン計，泉効計）による測定（図-4.4.2）

(1) 原理

地中空氣を数10 cm下の土中から採取し、ラドンを含む空氣を除湿して箱に送り込み、ラドンの α 線がつくるイオンの量（電離度）を電位計によって測定する古くから行われている方法である。測定孔は厳密に同一深度とする必要がある。

(2) 測定計器

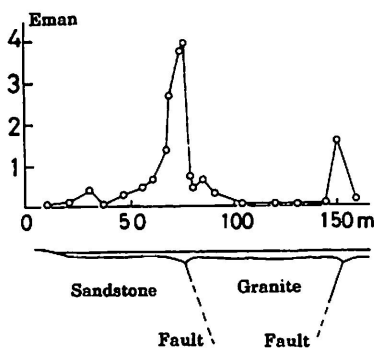
ラドン計にはアンプロン型ラドン計，IM 泉効計，HS-1 型泉効計，振動容量電位計型，ローリツェン検電器，精密ラドン計など古くから多数の型のものがある。

(3) 検定，測定，補正

予め，電離箱は，ラジウム標準溶液からのラドンの既知量によって目盛づけをおこなっておく。地中空氣の採取から測定までの経過時間によって，崩壊したラドンに対する補正をおこなう。測定単位は eman (1 eman = 10^{-10} curie), mache (1 mache = 3.64×10^{-10} curie), div/min (1分間あたりの位計の動いた目盛), ラジウム含有量 g/l などであるが，これらの単位は現在は見ることは少ない。

(4) 歴史と現況

電離箱による方法は，わが国での最初の断層の検出や経日変化の長期観測がおこなわれた。最近では地震予知の長期連続自動観測が行われている。山地，地すべりの測定はみられない。図-4.4.2に



わが国での初めての測定，1942年測定（初田，1949年の原図を簡略化）

図-4.4.2 六甲衝上断層のシュミット型泉効計によるラドンの増加異常

電離箱による日本最初の断層の放射能測定の教科書的な例を示した。

4-4 αシンチレーションカウンター（図-4.4.3）

(1) 土壌ガスの採取

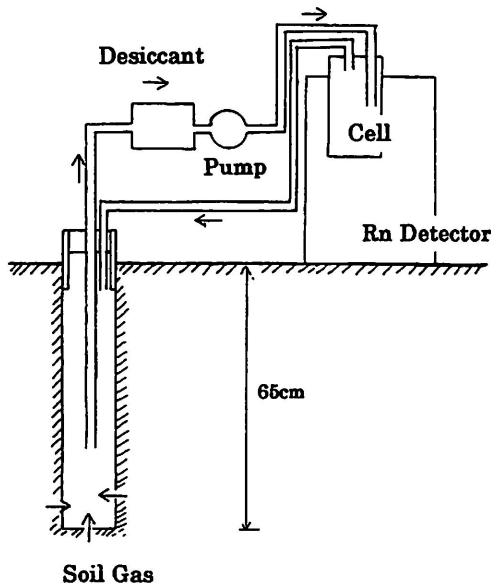
測定点に 50 cm の孔（各孔の深さは一定とする）をつくり、塩ビ管を挿入し、土壌ガスをポンプで、発光物質 ZnS をコーティングした円筒状セル内に導入し、セル内の空気と均一にして測定する。また、セルが汚染された場合には新しいセルと交換する。

(2) その場で計測

ラドンによる 1 分間の発光数 cpm (=count per minute) を連続 3 回計測する。それにバックグラウンドを毎回予め大気を吸入して、連続 3 回 cpm を計測して、それぞれを補正值 C_1 , C_2 , C_3 を確定する。

(3) ^{222}Rn と ^{220}Tn とをそれぞれ算出

ラドンガスは採取、密閉後約 3 時間までは崩壊によって放射能が増大し続けるので、土壌ガス採取時の値に戻す必要がある。それには C_1 , C_2 , C_3 を用い、 ^{222}Rn ($T=3.83$ 日) とその娘核種 ^{218}Po ($T=3.10$ 分), ^{220}Tn ($T=54.5$ 秒) とその娘核種 ^{216}Po ($T=0.158$ 秒) のそれぞれの半減期の違



Soil Gas : 地中の一定深度の土壌空気を採取 Desiccant : 土壌空気の乾燥
 Pump, Cell : ポンプでセル内の空気と土壌空気とを均一にする
 Rn Detector : セル内のラドン Rn からの α 粒子数をカウントする

図-4.4.3 ラドン計 (αシンチレーションカウンター, RD-200型ラドン計, 国際電子工業製)

いにもとづく計算式（計器に添付）から、 ^{222}Rn と ^{220}Tn とをそれぞれ算出する。

^{222}Rn と ^{220}Tn との値を別々に知ることができること、測定時間が数分ですむことから、一日に40点位の測定が可能であり、1 m程度の表土がある地帯では効率が良い。

4-5 液体シンチレーションカウンター（LSC）

(1) 原理

土壌中のラドンガスを一定時間放置した液体、固体に自然に吸収させ回収し、吐き出させて計測する。従って、気象条件の影響、処理過程における減衰などの補正を要する。

(2) オープンバイアル（瓶）法

深さ30 cmの測定孔に20 mlの液体シンチレータ（LS）を入れたガラス瓶を吊り下げて1～1.5時間放置し、土中のラドンを吸収させる。それをLSCで計数する。熟練を要する。平常値は 3×10^{-12} Ci/day = 0.111 Bq/day（Ciはキュリーで、およそラジウム1 gの放射能をさす。Bqベクレルは1秒につき1壊変する場合、1 Bq = 1/sec, SI単位）である。

(3) 活性炭吸着法

活性炭入り20 mlのプラスチック瓶を地中に入れて、土で覆って24時間、ラドンを吸収させて、実験室でラドンを溶出させてLSCで計数する（PICORAD検出器、パッカー社製）。

4-6 斜面、山地におけるラドン濃度測定による探査例

測線、測点の設定の要領は、前述の3-6の測定作業要領と共通である。

4-6-1 断層における α トラック法（ラドン濃度）と γ 線トータル法の同時測定

(1) α トラック法と γ 線トータル法の同時測定（図-4.4.4）

伊豆稲取黒岬断層において、1988年7月3日～17日の14日間のフィルムの露光、 γ 線サーベイメーターで7月3日と17日に共通の測点での測定を実施した。

(a) 地質構造：地表地質踏査による断層を図の中央に示してある。

(b) 測定方法：フィルムCN（ $2 \times 3 \text{ cm}^2$ ）を塩ビ管にて地中30cmに吊るし、 γ 線サーベイメーターのプロープは10 cmの孔に入れて30秒毎に3回のメータの直読による測定を行った。

(c) 図の上部のグラフは、図-4.4.1と同様の印画紙8枚からトラック数の合計を読取った。

(2) 断層、地質境界、地下水位とラドンガス濃度（ α 線）、 γ 線

(a) ラドン濃度（ α トラック数）の極大の地点：図の断層の左端と、凹地の右端の崩積土と岩盤

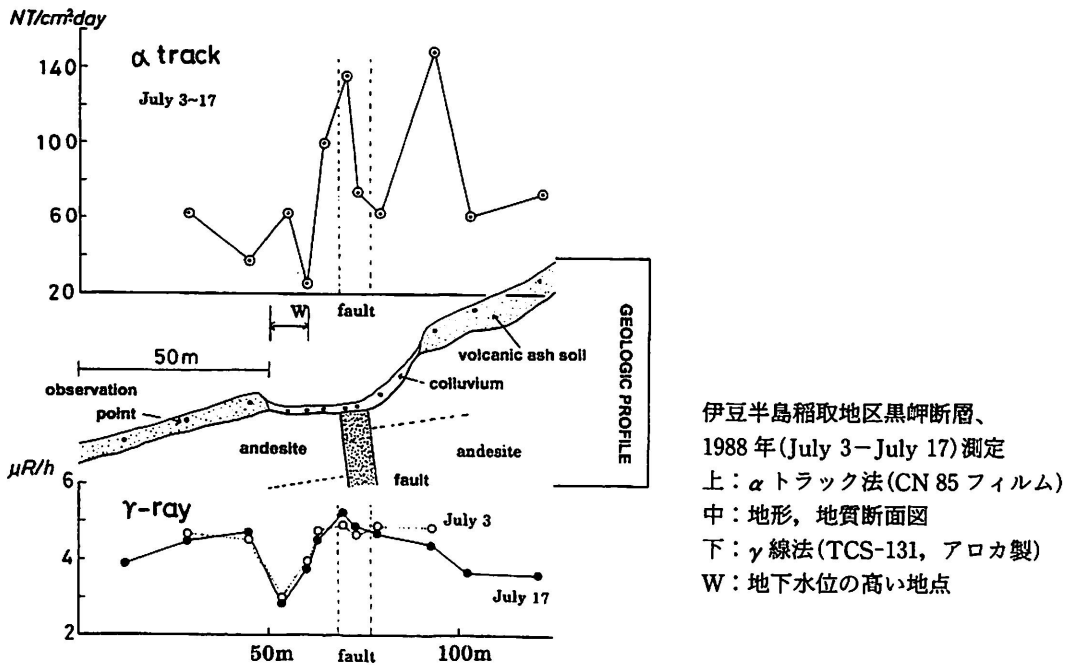


図-4.4.4 活断層におけるαトラック法とγ線トータル法との同時測定

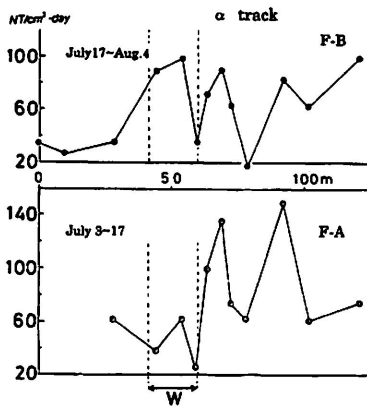
との境界のクラックの多い崖の2地点にみられた。この断層は開口しており、凹地の右端の内
部はクラックが発達しているものと考えられる。

- (b) ラドン濃度の極小地点W：地下水位が1 mと高い地点である（他点の水位は数m以下）。
- (c) γ線強度（図下部）の極大の地点：断層上のラドン濃度の一つの極大と一致している。
- (d) γ線強度の極小地点とラドン濃度の極小地点Wとは5 mのずれ：この5 m間は、浅い地下水脈であり、そこではγ線の減衰、ラドンガスの複雑な遮断がなされているものと思われる。

(3) αトラック（ラドン濃度）法の再現性（図-4.4.5）

図-4.4.5 は図-4.4.4 と同じ黒岬断層での July 3-17 (14 日間) のフィルム露光 (F-A とする) に
続いて、同じ地点での July 17~Aug.4 (18 日間) の露光 (F-B とする) の αトラック数を比較し
たものである。

- (a) F-A, F-B α 曲線のパターンの比較：平均値、極小値はほぼ同程度であるが、最大値は F
-A が 150 に対して F-B は 100 である。両曲線は 50 m 以遠では断層との関係、位置は同じパ
ターンを示している。しかし、50 m 近傍の曲線では、図-4.4.4 と同様に浅い地下水の影響が考
えられる。
- (b) ラドンの供給経路と地下水：ラドンの供給源、供給経路が不変であれば、ラドン濃度曲線は
同じパターンを示すことになる。ラドンはガスであるので、気圧、降雨、地下水変動、地表面



上：July 17～Aug. 4 の期間の露光
下：July 3～17 の期間の露光 (図-4.4.4 に同じ)

図-4.4.5 活断層におけるαトラック法の再現性

変形などの影響を受け易い。F-Bの新しい極大(50 m近傍)は、W付近の地下水位の低下によるラドンガスの測定孔への供給経路の開通によるものであろう。

(c) αトラック法は気象的要素も平均的効果：あらゆる変動要素が10数日の平均値で表現されていることを、解釈では留意している必要がある。

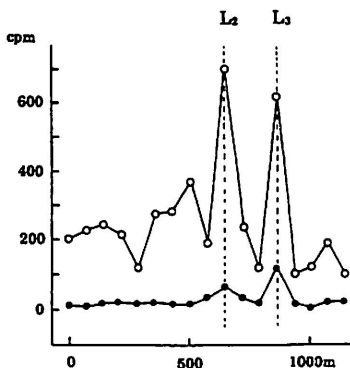
(4) γ線トータル法の再現性、γ線曲線とラドン濃度曲線との不一致 (図-4.4.4)

(a) γ線強度の再現性：曲線は7月3日と7月17日との2回の測定では一致している。

(b) γ線は気象的效果には鋭敏ではない：地下水位もメートル単位での変動か、斜面変動か、深部の岩盤変動がなければ明確な影響は出てこないものと考えられる。

(c) γ線強度曲線とラドン濃度曲線(αトラック法)との一致はありえない：γ線の線源とα線の線源とは異なり、γ線は透過力があるがα線はない。しかも、γ線測定はその日時の瞬間値であり、フィルムによるラドン濃度は日々の気象的影響で変動し、その10数日の平均値である。細部までの一致は有り得ない。

4-6-2 ラドン計によるリニヤメントのラドン濃度の測定 (図-4.4.6)



熊本県玉名地区
L₂, L₃：空中写真判読によるリニヤメント
○：トータルカウント
●：²²²Rnの壊変数
65 cmの地中ガスを採集

図-4.4.6 リニヤメントを横切るラドン測定 (RD-200型ラドン計) (小池ら, 1993の原図を簡略化)

熊本地方の山地における α シンチレーションカウンター法（4-4参照）による測定。各測点毎の測定値の和 $C_1 + C_2 + C_3 = Tc$ (cpm) を測線ごとにプロットしたラドン濃度曲線は、リニアメントで明瞭に極大を示した。

4-6-3 ラドン計による $Rn+Tn$, Rn/Tn と断層 (図-4.4.7)

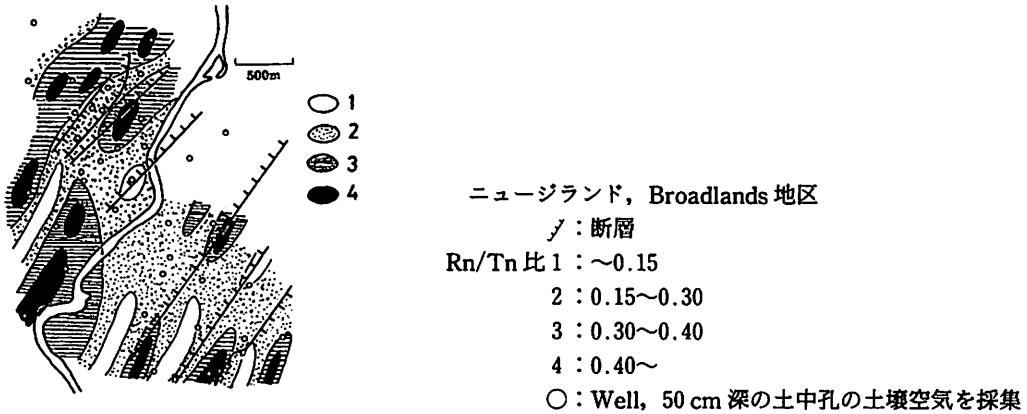


図-4.4.7 断層地帯、地熱地帯における Rn/Tn 比の分布 (RD-200 型ラドン計)
 (古賀, 1983 の原図を簡略化)

ニュージーランドにおけるラドン計による断層の探査が行われた。ラドン計は Rn と Tn が別々に算出できる利点から、 $(Rn+Tn)$ cpm と Rn/Tn の分布図と地質的断層線の分布図とを比較できる。

- (a) Rn/Tn の値の高い所が断層線： Rn/Tn を4クラスに分けて、その分布と地質的断層線とを重ねてみると、その比の高い所が、よりよく断層線と一致している。 Rn/Tn の値の高い所は、ラドンが断層に沿って相当深い所から上昇していると考えられている。
- (b) $(Rn+Tn)$ cpm の高い地点が断層線：しかし、別の地域では断層線の場所が、 $(Rn+Tn)$ cpm の高い地点によりよく一致しており今後の課題であるとされている。

第5章 斜面，山地における γ 線スペクトル法の測定方法とその解析，解釈

5-1 γ 線トータル法からスペクトル法

20世紀初頭，土壤中のウラン系列のラドン気体の濃度の測定から，ウラン鉱床を探したり断層の位置を決める方法が見出された．そこで，ラドン濃度を直接計測する方法（ラドン法）が発達すると共に，ラドンの崩壊によるビスマス ^{214}Bi などから放射される一定以上のエネルギーの γ 線を計測して，間接的に親のラドンを評価しようとする γ 線トータル法が発達した．

さらに最近は， γ 線のエネルギーのスペクトルを得る γ 線スペクトル法が確立し，そのスペクトル特性から地下情報を取り出そうとする方向にある．

5-2 γ 線スペクトルメーター（ γ 線スペクトロメーター）

(1) γ 線スペクトル法の原理

入射する γ 線エネルギーをNaI (TI) シンチレーション検出器と波高分析器（マルチアナライザー）によって強度別（光電効果のピークに比例する）に ^{214}Bi ， ^{208}Tl ， ^{40}K の核種を区分する γ 線スペクトルを得て，その強度特性から，それらの核種の移動，拡散，堆積の過程を推定して断層，破碎帯，クラックなどを検出する．さらに，その地下構造から温泉，地下水の存在の推定，あるいは深部の地熱流体の探査に利用しようとするものである．

(2) 装置

野外用の装置として，ポータブル γ 線マルチチャンネルアナライザーM 7500型（セイコーEG&G社），E-560 A マルチチャンネルアナライザー（日本原子力事業K.K.），波高分析器（クリアパルス社），マルチチャンネルアナライザー2802型（キャンベラ社）などがある．

5-3 γ 線スペクトルメーターによって測定される自然放射性核種

(1) 放射性核種の γ 線スペクトルメーターによる標準的な光電ピーク

γ 線放出の核種のうち，NaI 検出器での主要な光電ピークは，カリウム ^{40}K の1.46 MeV（メガ電

子ポルト)とウラン系列ではビスマス ^{214}Bi の1.76 MeVとトリウム系列ではタリウム ^{208}Tl の2.62 MeVの3種である(1 MeV=10³KeV=10⁶eV=1.602×10⁻⁶erg=1.602×10⁻¹³J)。

(2) γ 線パルスのエネルギー強度別に計数しスペクトル表示(図-4.5.1)

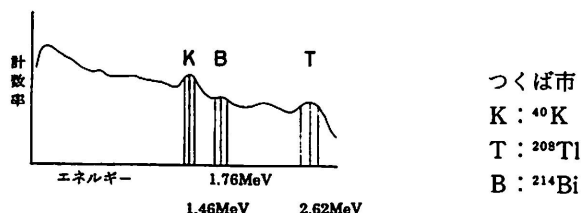


図-4.5.1 NaI 検出器による土壌からの γ 線スペクトルの一例(今泉ら, 1992 の原図の簡略化)

エネルギー強度別に区切られた各段階(エネルギー幅)をチャンネルと称し、計測時間内に検出器に入射した γ 線パルスを波高分析し、その強度別にチャンネル毎に分別し計数する。横軸にエネルギー(チャンネル)を、縦軸に計数をとったスペクトルで表示される。図に通常の土壌からの ^{214}Bi 、 ^{208}Tl 、 ^{40}K の γ 線のスペクトルの例を示した。

(3) 標準線源による目盛り付けと補正

必要なのは光電効果による計数率なので、その他のコンプトン散乱による計数は、予めの実験と補正式によって、それぞれの ^{214}Bi 、 ^{208}Tl 、 ^{40}K (Tlは補正無用)のグロスカウント(計数率)からネットカウント(正味の計数率)が算出される。

(4) γ 線スペクトルメーターによる測定の手順

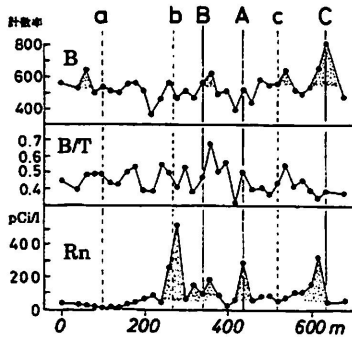
- ① 人手による測定(マンボーン):車への積載による測定(カーボーン)、飛行機へ搭載しての測定(エアボーン、ヘリボーン)による山地、斜面の断層、クラックの探査は、その広い対象面積、劣る精度、多額の経費からみてここでは扱わない。
- ② 1測点における測定時間は300秒程度:検出器を設置し、 ^{40}K の1.46 MeV付近の積算カウント、続いて ^{214}Bi の1.76 MeV付近、 ^{208}Tl の2.62 MeV付近の積算カウントを測る。

5-4 斜面、山地、平地における γ 線スペクトル測定の探査例

5-4-1 阿寺断層におけるラドン濃度と γ 線スペクトルの同時測定(図-4.5.2)

(1) 測点間隔と測定器

660 mの測線を20 m間隔、33測点でラドン濃度の直接測定(PICO RAD 検出器、4-5(3)参照)と γ 線スペクトル(^{40}K 、 ^{214}Bi 、 ^{208}Tl)の測定(クリアパルス社製波高分析器)が、3本の地質学的判定されている断層(地質断層と略称)を横切って行われている。核種の ^{40}K 、 ^{214}Bi 、 ^{208}Tl をそれ



測点間隔：20 m A, B, C：地質的に判定された断層（地質断層）

A：主阿寺断層 B：阿寺断層 C：A, B断層と共役関係の小断層

a, b, c：比抵抗法による断層（地質断層以外の比抵抗断層）

縦軸の目盛り：B = ^{214}Bi , B/T = $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ （計数率の比）, Rn = ^{222}Rn

図-4.5.2 阿寺断層における γ 線スペクトルとラドンガス濃度 (Rn) 測定 / (今泉ら, 1992 の原図の簡略化)

それ以下では K (カリウム), B (ビスマス), T (タリウム) と略称する。

(2) 図-4.5.2 のラドンガス濃度曲線と B 強度曲線の異常と地質断層との比較検討

① 地質断層の位置から見て

- (a) 地質主断層 A ではラドンガス濃度のみ明瞭な極大：B も B/T も異常がない。
- (b) 地質断層 B では放射能の極大地点が全部ずれている：地質断層 B と 20 m (1 測点分) ずれた位置で、B も B/T もラドンガスも極大を示している。
- (c) 地質断層 C では B のみ極大 (最大)：B/T は異常なく、ラドンガス濃度は 20 m ずれて極大を示している。

② 比抵抗法 (ダイポール・ダイポール法) で判定した断層 (仮に比抵抗断層と称す) a, b, c (地質断層 A, B は比抵抗法で確認されているが除く) の位置から見て

- (a) 比抵抗断層 a ではラドンガス濃度は異常なし (最低値)：B も B/T も異常なし。
- (b) 比抵抗断層 b ではラドンガス濃度のみ極大 (最大)：B と B/T は平均値以下。
- (c) 比抵抗断層 c では、ずれて B の極大あり：ラドンガス濃度異常なし、B/T も異常なし。

③ 放射能強度曲線の極大、極小地点から見て地質断層は

- (a) ビスマス B 曲線の極大 4 地点と地質断層 3 地点とで一致するもの 2 地点。
- (b) B/T 曲線の極大 1 地点で地質断層 3 地点中で一致するもの 1 地点。
- (c) ラドンガス濃度曲線の極大 5 地点と地質断層 3 地点とで一致するもの 3 地点。

(3) 断層探査にはラドンガス濃度の直接測定が有利という問題

- ① B 曲線とラドンガス濃度曲線との極小地点とは全然一致しない、これは何を意味するか：土壌からの γ 線の源の B は、土壌に含有する ^{226}Ra からの $^{222}\text{Rn} \rightarrow ^{214}\text{Bi}$ (B) が 98.5% であり、土壌間隙のラドンガスからの B は 1.5%、地表の空気中の ^{222}Rn 放出からの B は 0% と考えられている。
- ② 断層、クラックの探査にはラドンガスの直接測定が有利：上述のように、B の大部分は土壌と基盤の ^{226}Ra の親のウラン含有量の現れであり、B の γ 線は土中のラドンガス濃度とは関連

が薄いので、断層、クラックと関連するラドンガスの直接測定が有利ということになる。

(4) 断層の位置と放射能強度曲線のピークとがずれる問題

- (a) 測定間隔の粗さ：測定間隔が20 mで20 mのずれは、まず疎な間隔による見掛けのずれを検討する。また、測地の精度は物理探査では1 m位であり、地質調査では1 m～数m以上であることも考慮されるべきであろうと思われる。
- (b) 断層の構造が正、逆による盤の重なり具合：地質断層が露頭を線で結び、小さい屈折や複数副断層、破碎帯の大小は省略しているかもしれないことへの考慮が必要と思われる。

(5) 放射性核種の正常分布と風化、移動による異常分布に対する考え

- ① 岩石が初生的のままではB/T, B/Kはピークを形成しない：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、 SiO_2 , K_2O , U, Thの間に正の相関があるので、岩石が初生的なままであれば、各測点のBi, Tl, Kの増加の変動は同時的であるので、それらの比B/T, B/Kはピークを形成しない。
- ② 断層付近に生じる変質によりB, B/Tの異常が出る：断層付近に生じる変質等による移動性の高いウランの濃縮、割れ目を上昇するラドンの濃集による二次的異常がBを増大させ、移動性の低いTとあいまって、B, B/Tの異常が発現すると考えられる。逆に、B, B/Tの異常は、そこに断層による変質があると認識できると考える。
- ③ 初生的なBのピークの存在：図-4.5.2のB曲線における左端と右端のピークは、そのB/Tの変動が無いことからみて、もともとの初生的なピーク（異常）であると解釈される。従って、断層を示唆するラドンガス濃度の異常は生じていない。
- ④ 地質断層Bと断層粘土：図-4.5.2のBを示す線上の右のB曲線のピークは、B/Tの極大（最大）を生じていることから二次的異常であり、ラドンガス濃度の小さな増加（異常）も考えて、断層粘土にウランが沈殿、吸着して生じたものと考えられた。
- ⑤ 比抵抗断層cと断層粘土：図-4.5.2のcの点線上の右のB, B/Tの小ピークはラドンガス濃度異常を伴わず、断層粘土によると考えられた。

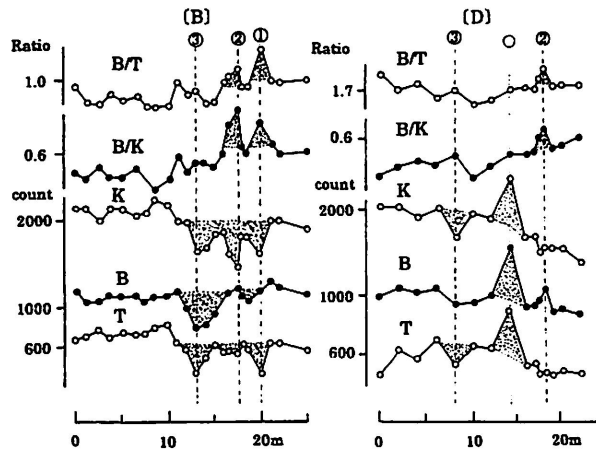
(6) 断層の存在の判断が、スペクトル法でもラドン直接測定でも一義的出来ない

B強度曲線、ラドンガス濃度曲線を検討してみても一義的判断が困難を認めた上で、次の点に留意して調査を進め、知見の深化を心がけるべきであろうと思われる。

- ① ^{214}Bi の強度とラドン ^{222}Rn 濃度との相関がよくない：そのために、ビスマス ^{214}Bi の γ 線強度から親のラドン ^{222}Rn 濃度の推定ができない。
- ② 地質断層、比抵抗断層、放射能断層の判定の確度：われわれは地質学的な断層の判定の確度が一番高いという暗黙の前提で、それと対比して探査を行っているということを、何時も批判

的に念頭においておく事も大切であろう。

5-4-2 青森県の山地における断層の γ 線スペクトル (図-4.5.3)



点線：判定した断層①，②，③ 細点線：割れ目と判定できない地点○

〔B〕，〔D〕：測線名 〔B〕〔D〕測線間隔：約470m

測点間隔：5～10m，重要な部分では2～1.25m

縦軸の目盛り：各成分毎の計数率(count)，比(Ratio)は概略値

図-4.5.3 急傾斜地(青森県)での γ 線スペクトル(木村ら，1990の原図を簡略化)

ここは、すでに50m間隔のボーリングから2本の断層が想定されていた。それらの断層を横切った5測線において、測点間隔は1.5～2mと密な間隔で、 γ 線スペクトル法で、 ^{214}Bi 、 ^{208}Tl 、 ^{40}K (以後それぞれB、T、Kと略)の測定が行われている。その実施例について解説する。

(1) B、T、Kの測定から断層破碎帯とその開口度の解析原理(三核比法と称されている)

- ① 断層破碎帯ではB、T、Kが急減する：破碎帯の存在はB、T、Kの急減部である。一般の断層は間隙が密着・粘土化・目詰まりなどでラドンガスの上昇を妨げる場合が多い。破碎度は経過時間や水循環の条件により風化、溶脱により進行し、破碎の程度はB、T、Kの減少度で示される。なお、核種の流亡現象で表層地下水流が集まって、停滞する断層破碎帯ではB、T、Kの含有率は一般の表層より多くなる。
- ② 断層の開口割れ目ではB値は増大：深い割れ目は、地下から不活性気体のラドンが長距離移行してきて、表層に蓄積される。ラドンの蓄積は、その地点で割れ目の規模に応じて増大するので、その崩壊によるB値は地表分布での急増点として見出される。
- ③ 開口割れ目上ではB/TとB/Kの値は急増：割れ目上でのラドンRnの蓄積量は、その娘核種のビスマスBは外的影響を受けやすいのでBからは定量できない。しかし、B/TとB/Kの増加率は、Rnの蓄積量に比例する。そこで二つの増加率の平均値でラドンRnの蓄積量の定量が出来る。

④ B, T, Kの含有量は地層ごとに固有値を持つ：深さ約 30 cm 以浅の表層に含まれる B, T, Kの3核種が一樣であれば、同じ表層の状態であり、そのうちの一つ以上が急変する地点は表層状態の変化境界とみなす。

⑤ B/T, B/Kの比の変動率を検討すれば地表のノイズ(妨害条件)を排除できるB, T, K値そのものは地表の凹凸、人為的、気象的条件によって大幅な乱れが生じ解釈を妨害する。そこでB/T, B/Kの比を検討する。

イ：B/T, B/Kの比を使えば、表層の変化の影響を無視できる：B, T, Kは地表の凹凸、表層密度の変化には大幅に反応するが、B, T, Kの変化率はほぼ同じとなるので、それらの比B/T, B/Kは影響を受けにくい。

ロ：比B/T, B/Kは地層への他の岩種の混入の存在の影響を受けにくい：花崗岩でも堆積岩でもU/Th, U/K₂Oの比の値はほぼ一定という実測結果がある。だとすれば、それらの崩壊系列からみて、B/TとB/Kの比の値も同様にほぼ一定な関係が存在すると推定できる。それ故、堆積岩地帯に花崗岩のブロックが混入しても、花崗岩の強い放射能の擾乱を受けてB, T, Kの値は大きくなるが、その比B/T, B/Kの変動は大きくならない。

ハ：比B/T, B/Kは人為的、気象条件の変化を無視できる：人為的な地表の凹凸、舗装、建物、水路、植性、水田などの表層密度の変化は①と同様な理由で比をとれば消去できる。降水は表層の含水量を増大させるが、それらの比B/T, B/Kの変化は無視できるほど小さい。表層に含まれるラドンガス(²²²Rnと²²⁰Rn)は気圧、含水量の影響を受けるが、それらの娘たちへの影響の変化率はほぼ同程度であり、比B/Tの変化は小さい。また、Kは気象条件の影響がなく一定である。そこで比B/Tと比B/Kの時間的変化をみればB, Tの補正も可能である。

⑥ 深い開口割れ目でのラドンガス²²²Rnの増加のケース：

(a) ラドンガスを溶解した水は、地下深部で地熱、地熱流体に遭遇すると、大量なラドンガスを放出し、そのラドンガスは割れ目を上昇する。

(b) 割れ目がウラン鉱床と接触する場合には、多くのラドンガスが上昇する。

(c) 天然ガス、石油の上昇中に、ラドンガスを捕捉するので、それらの検出が可能である。

(d) 地震、地すべりの際にラドンガスが増加する。

(e) 割れ目が地下水で満たされるとラドンガスは水中に蓄積される、空割れでは上昇する。

(2) 測定結果(図-4.5.3)に[I]の解析原理を適用し、断層の判定を行う

① [B]測線におけるK, B, Tならびに比B/T, B/Kの変化曲線：

(a) 図の①と②の地点は、比B/T, B/Kの増加から開口割れ目の地点(原理Iの(3))、また、K, Tの急減は断層破碎帯と判定された(原理Iの(1))。②の開口割れ目では、Tの減少率が

Kのそれより著しく小さい。これは表層部の開口度が大きいと判断された。

(b) ③の地点は、K、B、Tの急減から断層破碎帯と判定された(原理Iの(1))。

② [D] 測線におけるK、B、Tならびに比B/T、B/Kの変化曲線：

(a) 図の②の地点は、比B/T、B/Kの増加は開口割れ目を示している(原理Iの(3))。この割れ目はB測線の②の割れ目と連続していると判断された。また、K、B、Tの急減が見られず、破碎帯は伴っていないものと判定された(原理Iの(1))。

(b) ③の地点は、K、Tの減少から破碎帯が認められたが(原理Iの(1))、比B/T、B/Kの増加は小さく開口度は低いと見られた(原理Iの(3))。

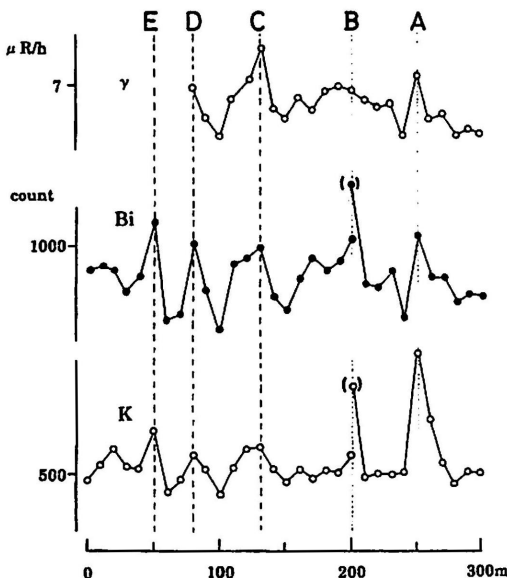
(c) 0の地点は、K、B、Tの急増が見られるが、比B/T、B/Kの変化は見られず開口割れ目は存在しないとされた(原理Iの(3)、(1))。この地点は道路であり、物と密度の違いによるものと考えられた。

以上のように図-4.5.3を解析原理によって解析されたが、必ずしも明解とはいえない。

断層の検出には単核種よりも核種比によるほうが有効である場合があると思われるが、現象にたいする解釈は、複雑な構造地質的、岩石学的な解釈によってなされている。さらに放射性元素の移動、堆積の詳細なメカニズムの解明が必要であろう(ただし、この三核比法は特許となっているので、研究の障害にならないとも限らないことに注意)。

5-4-3 宇治市の断層におけるトータル法とスペクトル法との対比(図-4.5.4)

γ 線サーベイメーターによる50 keV以上のエネルギーの γ 線の全てを計測するトータル法と核



γ ： γ 線シンチレーションサーベイメーターによる測定

Bi、K： γ 線マルチチャンネルアナライザーによる測定

測点間隔：20 m

測定時間：300 秒

縦軸の目盛り：各成分毎の計数率(count)

200 m地点における測定値曲線の不連続は、測線の平行移動による

A、B点線：断層と断定できない地点

C、D、E点線：断層と判定できる地点

図-4.5.4 宇治市黄檗断層における γ 線トータル法と γ 線スペクトル法の併用
(桂ら、1986の原図を簡略化)

種ごとの γ 線エネルギーの計数率を求める γ 線スペクトル法(マルチチャンネル波高分析法)との同時の測定が、宇治市黄檗断層付近で行われている。それを図-4.5.4に示した。

(1) γ 線サーベイメーターのトータル法により極大値を示す4地点A, B, C, D (E地点欠測)

同じ測線上を日を変えての再測では γ 線強度の増加がみられたが、変化曲線のパターンは同様であった。また、プローブを地中10 cm, 20 cmの孔中ならびに地表1 m高さでの測定値の比較では、それらの変化パターンは同じで、 γ 線の極大地点を特定するにはどれも同じ結果であった。

(2) γ 線スペクトル法による ^{214}Bi の極大値はA, B, C, D, Eの5地点

それらの地点のうちA, Bでは、 ^{214}Bi と ^{40}K 共に大きな極大値を示している。 ^{214}Bi の極大値の程度は各地点とも大差はないが、 ^{40}K の極大値は、C, D, Eの3点よりも、A, Bの2地点のほうが増加の程度が大きい。それでA, Bの2地点は、活断層の通過位置と考えるには疑問が生じると考えられた。

(3) ^{214}Bi と ^{40}K の起源

^{214}Bi は断層面に沿うラドンの湧出によるのが主因である。それに対して、 ^{40}K は断層粘土中への水の移動に伴う濃縮と、表土中の生物活動による偏在が寄与している。したがって、 ^{214}Bi の γ 線源にのみ注目すれば、より確実な断層の位置の推定ができると考えられる。

(4) C, D, E断層と破碎帯

図の測線の250 m南の測線でも対応する ^{214}Bi の極大点C', D', E'が見られ(図は略)、走向約N10°Wで、C, D, Eを含む幅約100 mの破碎帯に3本の平行な断層面をもつ活断層と推定され、従来の弾性波、比抵抗探査のデータと矛盾しない結果となっている。

(5) γ 線サーベイメーターのトータル法のみによる断層、クラックの検出

γ 線サーベイメーターのトータル法による目測値($\mu\text{R}/\text{m}$)と γ 線スペクトル法によるトータルカウントと広い範囲で直線性が見られる結果が得られている。 γ 線サーベイメーターによる全 γ 線の計測のほうが遙かに作業が容易であるので、今後も使用され続けられるであろう。そこで、 ^{40}K による攪乱を克服するような測定方法、解析方法の進展を期待したいものである。

5-4-4 岩盤地すべり地における γ 線スペクトル(図-4.5.5)

探査地は、地すべり滑動により分離した流れ山や陥没地が発達し、岩盤地すべり特有の地形を呈している。地すべりの規模は、幅約0.5 km, 長さ約1.5 km, 最大層厚約150 mが想定され、大正時代に大災害の記録が残されている。

(1) 岩盤、割れ目、地下水、 γ 線

岩盤内の地下水は、岩盤の割れ目に規制されると考えられる。それらの割れ目の存在は、岩盤からの γ 線の放出量が異なる。これを利用し、 γ 線スペクトルによる自然放射能探査から、岩盤の割

れ目の位置を想定し、水ミチを推定した。

(2) 測定と解析

測定は、 γ 線ポータブルスペクトロメータ (Model:JSM-102) を用い、地すべりブロックの頭部に格子状 (50 mピッチ:99点) に測線を配置し、各点について7分間の測定をおこなった。解析は以下の方法でおこなった。

- ① ^{40}K , ^{214}Bi のカウント: ^{40}K , ^{214}Bi の崩壊に伴う γ 線のエネルギー幅 (165 KcV) のカウント数 [cpm] を積算する。
- ② 局地地形の影響の除去: ^{40}K の崩壊に伴う γ 線量のカウント数で ^{214}Bi の γ 線量のカウント数で割り、測定結果を整理する。この方法により、局部地形の影響などを軽減できる。
- ③ 亀裂の密集度: 半減期の長い ^{222}Rn に由来する Bi の値、すなわち Bi/K の値をもとに亀裂の密集度を判定する。

(3) 結果と考察

調査結果を図-4.5.5 に示す。これによると、Bi/K が 0.19 以上となる強放射能帯は、ブロック状に点在し、その境界ではコンターが密になっている。これらの特徴と地形・地質との関係から強放射能帯は亀裂の多い安山岩が分布し、コンターの密な部分は地層境界部に相当し、次のように考察した。

- ① 地すべり頭部の東北東から西南西方向: この境界から南側は強放射能帯であり、亀裂の多い安山岩が分布し、地下水包蔵帯が形成されていると想定される。また、この境界はリニアメントにほぼ一致し、一次谷の分布から判断して遮水壁が形成され、地下水はこの遮水壁に沿って流動していることが想定される。
- ② 流れ山: 流れ山は調査地の主地すべりブロックの頭部にあたり、強放射能帯が検出されている。これより、流れ山付近は、岩盤の亀裂が多く地下水包蔵帯が形成されていると想定される。強放射能帯は北へ2系統延長され、湧水地につながることから地下水の供給源になっているこ

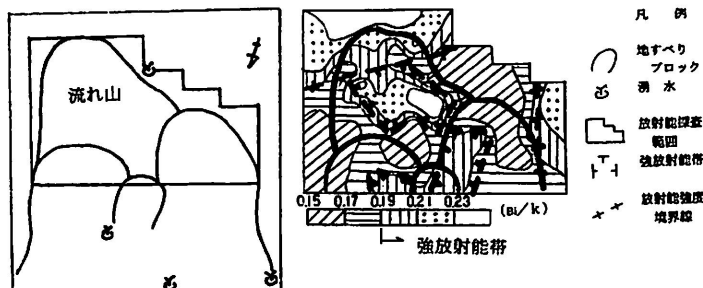


図-4.5.5 岩盤地すべり地における γ 線スペクトル

とが推察される。

- ③ 地すべり西側：地すべり西側に検出される放射能強度境界線は、南北方向のリニアメントに一致し、亀裂の多い岩盤の分布が予想される。この延長上には大湧水地があり、地下水の供給源になっていることが推察される。

第6章 斜面,山地における自然放射能探査法の展望

(1) 地質学的判断が自然放射能探査の判定基準

地質学的,地形学的に断層の存在が予想される場合に,自然放射能探査が適用されることが多い。しかし,放射能強度分布から最終的な断層が決定されないことがある。放射能分布から断層面,破碎の構造などの明瞭なイメージを描ける段階まで達していないからであろう。

(2) 自然放射能探査における各種測定方法の比較検討

γ 線トータル法における検出器の違い,例えばG-M管とNaI蛍光体との測定による γ 線強度分布に著しい差が生じることは,あまりなさそうである。また, ^{214}Bi , ^{208}Tl の γ 線スペクトル強度とそれらの親のラドンガス濃度との相関はそれ程高くない。ラドンガスの挙動については,まだまだ究明の余地がある。さらに, γ 線スペクトル法における ^{214}Bi , ^{208}Tl , ^{40}K の核種の場所による増減,その比 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$, $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ の増加,変動などに対する解釈が安定しているとは思えない。

γ 線トータル法とスペクトル法との比較測定(5-4-3の例)などは有益である。今後の進展に期待したい。

(3) 各種探査法における自然放射能探査の位置,関連の確立

各種物理的探査は,それぞれ独立の物理的性質,物理定数を計測し,地下構造を解析する方法であるが,各物理的探査結果の相互関連の整合性が良いとはいえない。山地,斜面,地すべりにおける放射能探査は,断層,クラックの検出のみならず,すべり活動中の土塊の動き,陥没,微細クラックの分布による地盤の引っ張り,圧縮の定性的な状態の把握などにも積極的に適用を試みれば,地質工学的な地位の確立に貢献できるものと思われる。