

空中放射能強度に関する理論的考察

瀬 谷 清*

A Theoretical Consideration of Radioactive Intensity in the Air

by

Kiyoshi Seya

Radioactive intensity in the air varies its value with altitude above terrain and is influenced by topography or by geology in the vicinity of the point below the measurement point.

If there are no topographic influence and no geological influence, it is known that the relation between radioactive intensity and altitude follows the theoretical curve for the semi-infinite homogeneous distribution of radioactive material. But we found the existence of abnormal relations between radioactive intensity and altitude above terrain in the airborne radiometric surveys carried out by the Geological Survey of Japan, in March and in September, 1957, in the southern part of Yamaguchi prefecture.

In this paper, at first, the methods of the evaluations of radioactive intensity for topographic and geological influences are discussed and secondly the existence of abnormal relations is pointed out, further the causes of the existence of these various abnormal relations are researched. Finally as the results of our considerations it is mentioned how the altitude correction should be performed.

More detailed abstract of this paper is as follows :

(1) Expressions of radioactive intensities at a point in the air by inner and outer cylindrical distribution of radioactive material are introduced from the fundamental equation (eq. (1)) by neglecting the fringe effect. For the inner cylindrical distribution

$$I(h^*, \rho^*) = I_0 \cdot \Phi(h^*, \rho^*) \quad \text{eq. (6)}$$

where

$$\Phi(h^*, \rho^*) = h^* \int_{h^*}^{\rho^*} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \quad \text{eq. (7)}$$

and for the outer distribution

$$I^*(h^*, \rho^*) = I_0 \cdot \Phi^*(h^*, \rho^*) \quad \text{eq. (8)}$$

where

$$\Phi^*(h^*, \rho^*) = \frac{h^*}{r_a^*} \Phi(r_a^*) \quad \text{eq. (10)}$$

and $\Phi(r_a^*)$ is the Rolle's function defined by the equation

$$\Phi(r_a^*) = h^* \int_{h^*}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \quad \text{eq. (4)}$$

These expression are very useful when the numerical calculations or the theoretical treatments are performed.

(2) As the topographic influence, we consider the following two cases :

a) amount of influence of inclined ground plane can be evaluated as the following equation

$$\frac{\Delta I_i}{\Delta I} = 1 + (1 + \mu_a r) \frac{\Delta l}{2H} \sin \varphi \quad \text{for} \quad \Delta l \sin \varphi \ll H. \quad \text{eq. (12)}$$

b) In the case of conical protuberance as shown in Fig. 4. amount of influence of this ground mass is approximately given by

* 物理探査部

$$I(H^*, \rho^*) = K \cdot I(H^*, R^*)$$

where

$$K = e^{(1-\nu)H^* \left[1 + \frac{1-\nu}{2} H^* (\sec \theta - 1) \right]} \quad \text{eq. (13)}$$

(3) As the practical convenient methods of numerical calculation of geological influence, following methods are proposed :

a) If a figure of distribution of radioactive material has a mean radius (ρ_0), amount of its influence to measurement point is estimated with good approximation by the equation

$$IS = I_0 \cdot \Phi(H^*, \rho_0^*) \left(\frac{S}{S_0} \right)^\nu \quad \text{eq. (15)}$$

b) If a figure of the distribution has a shape near the circular trapezoidal shape (see Fig. 8), its influence is given with good approximation by

$$IS = \frac{I_0 \varphi}{2\pi} H^* \left[\frac{\Phi(r_1^*)}{r_1^*} - \frac{\Phi(r_2^*)}{r_2^*} \right] \left(\frac{S}{S_0} \right)^\nu \quad \text{eq. (16)}$$

c) In the case of distribution of radioactive material as illustrated in Fig. 10, a numerical calculation can be performed by dividing the figure to small parts as shown in Fig. 11. In this case eq. (8) and eq. (10) are used, namely,

$$I = \frac{I_0}{\pi} H^* \sum \varphi_i \frac{\Phi(r_i^*)}{r_i^*}$$

In the case of band distribution of radioactive material similar method is used. Fig. 12, Fig. 13 and Fig. 14 are obtained by using this method.

(4) Abnormal relations between radioactive intensities and altitudes above terrain are indicated in Fig. 17 and Fig. 18. The gradients (diminution coefficients) of the lines of I-H relations in the range of the altitude in actual flight are different from the normal gradient which is theoretically calculated in the case of semi-infinite radioactive body. The values of these diminution coefficients are tabulated in Table 2.

a) On the existence of diminution coefficients g_0 and g_c it is discussed in Section 4. 1. As the result of this consideration, it is clarified that the existence of these diminution coefficients is explainable by assuming the existence of the constant contribution I_c . Fig. 19 illustrates the appearance of this phenomena.

b) As another cause of the existence of small diminution coefficients, the cases illustrated in Fig. 20 are researched. In these cases the appearance of abnormal diminution coefficient g_m is recognized for the values of n above $n = 5$.

As the suitable practical examples of the cases above considered, we obtain the records indicated in Fig. 17 (d) for the case of a) and in Fig. 17 (e) for the case of b).

As the results of above-mentioned considerations it is concluded that the process of the treatment of the records obtained by survey should be performed as follows :

- a) The altitude correction should be performed generally by the theoretical curve of the case of semi-infinite distribution.
- b) For the record seemed in anomalous region we should examine its I-H relation.
- c) In this I-H diagram, if the group of these plotted points have g_0 , g_c or g_m , we should reduce the intensities of these points to the intensities on the standard altitude using the diminution coefficient of the respective case.
- d) If necessary numerical calculations are performed by using above-mentioned methods or equations.
- e) After these procedure we can determine the existence of anomalous regions if there are.

1. 緒 言

空中放射能探査において測定される空中放射能強度は (1) 地中および地表面に分布する放射性物質による部分、(2) 大気中の放射性物質、例えば Rn 等による部分、(3) 宇宙線による部分、および (4) 航空機およびその搭載物に含まれる放射性元素による部分などからなり、われわれはこのうち (1) による部分に、さらに測定値を支配する各要素、すなわち、飛行対地高度 (以下単に高度と呼ぶ)、飛行速度、測定器の時定数および放射能検出器、高度計の精度などを考慮して、地表面における放射能強度 (実際には、われわれの行なっている飛行機による探査においては、比較すべき基準高度として 200 m を採用している) を推算し、ウラン鉱物の賦存地域を推定しようとしている^{註1)}。しかしながら、現実に測定値より地表あるいは基準高度における放射能強度を推算するには、多くの困難な問題が存在している。ここでは高度補正のみに問題を限定して考えることとする。

複雑な自然現象に簡単な仮定より得られた理論を適用する際に、時によると大きな過誤を生むことがあることは、われわれの常に経験するところである。ここで論じようとする高度補正に関しても同様である。この事例は後に示されるであろう。特に、わが国のように、地形および地質変化の激しい所で空中探査を行なうには、この問題をつねに念頭に入れて、得られた異常が真のものか、または見掛けのものであるかを充分検討しなければならない。

本報告では、まず地形および地質変化の影響についての理論的な考察および計算方法を述べ、つぎに実際の記録に見られる異常な強度-高度関係を指摘し、この現象について一応の解釈を与えた。

2. 基礎式

いま地表面が平坦であり、また放射性元素の地中における分布が一樣である半無限分布の場合を考える。このとき高度 h なる空中の一点 P における放射能強度 $I(h)$ は、

$$I(h) = K\sigma \iint \frac{e^{-\mu_s(r-r_a)}}{r^2} e^{-\mu_a r_a} dv \quad (1)$$

で表わされる。ここで σ は地中における単位体積当りに含まれる放射性元素の量、 K はこれによる光子の線束を表わす常数、 μ_a は空気の吸収係数、 μ_s は岩石の吸収係数、 r は点 P と体積素片 dv との距離であり、 r_a は P と

dv とを結ぶ直線が地表面を切る点までの P よりの距離を表わす。この式を変形すると、よく知られた吸収の式

$$I(h) = \frac{2\pi K\sigma}{\mu_s} \mu_a h \int_{\mu_a h}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega, \quad \omega = \mu_a r \quad (2)$$

が得られる。ここで地表面における強度を I_0 とし、また右辺の積分で表わされる Rolle の函数を Φ で表わすと、(2) 式は

$$I(h) = I_0 \cdot \Phi(h^*) = I(h^*), \quad (3)$$

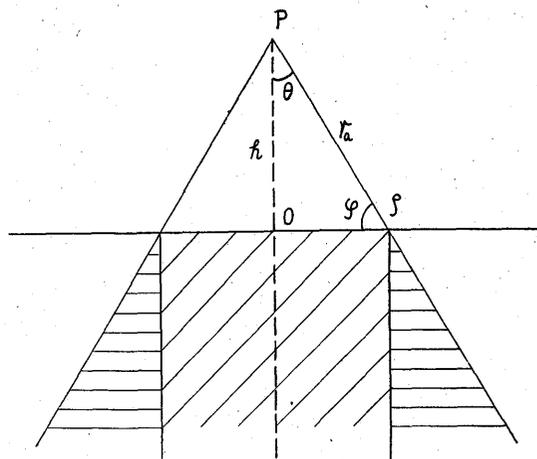
ここで

$$I_0 = \frac{2\pi K\sigma}{\mu_s}, \quad h^* = \mu_a h,$$

また

$$\Phi(h^*) = h^{*2} \int_{h^*}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \quad (4)$$

となる。この Rolle の函数の簡単な表を第 1 表にかかげておく^{註2)}。



第 1 図 円形分布説明図
Cylindrical distribution

つぎに、地表面における任意の微小面積要素 ΔS と空中の一点 P とが作る円錐体内に分布する放射性元素による点 P における放射能強度 ΔI を求めると、(1) 式より

$$\Delta I = \frac{I_0}{2\pi} h \frac{e^{-\mu_a r_a}}{r_a^3} \Delta S \quad (5)$$

$$= \frac{I_0}{2\pi} \frac{e^{-\mu_a r_a}}{r_a^2} \Delta S \cos \theta, \quad \cos \theta = \frac{h}{r_a} \quad (5')$$

を得る。この式は任意図形に放射性元素が分布するときの計算に用いられる。

いま第 1 図のように、点 O のまわりに半径 ρ の範囲に放射性元素が分布している場合を考える。これによる

大きな影響をもたらす場合があるものと推察される。

註2) この表は文献(2)所載の表の一部を引用したものである。

註1) (2), (3)および(4)による部分は普通ゼロバックグラウンド (海上における値) として測定値から差引かれる。しかし後述するとおり、(2)の部分は時によると

点O上の一点Pにおける放射能強度は(1)式の積分範囲を第1図斜線の円筒部分にとることによって求められる。

第1表 Rolleの函数の表
Table of Rolle's function

h^*	$\Phi(h^*)$	h^*	$\Phi(h^*)$
0.2	0.5742	1.1	0.1283
0.3	0.4691	1.2	0.1111
0.4	0.3894	1.3	0.0964
0.5	0.3266	1.4	0.0839
0.6	0.2762	1.5	0.0731
0.7	0.2349	1.6	0.0638
0.8	0.2009	1.7	0.0558
0.9	0.1724	1.8	0.0448
1.0	0.1485	1.9	0.0428

ここで、岩石の吸収係数 μ_s が大で、したがって外部への影響は地表面における放射性元素の分布によるものと考え、点Pと分布範囲の境界を結んで得られる部分(第1図の横線の部分)をこの積分範囲に加えても大きな影響はないであろう(この影響をかりに“縁辺効果”と呼ぶことにする)。この取り扱いは、単に μ_s に対する考察からだけでなく、被積分函数の形を考慮するときは、高度の近似として許容されるであろう。しかし、この取り扱いは(5)式を機械的に地表面の積分範囲に適用することを意味する。このようにして点Pにおける放射能強度は容易に次のように表わすことができる。

$$I(h^*, \rho^*) = \frac{I_0}{2\pi} h \int_0^{2\pi} \int_0^{\rho} \frac{e^{-\mu_a r_a}}{r_a^3} \rho d\rho d\phi = I_0 \cdot \Phi(h^*, \rho^*), \quad (6)$$

ここで

$$\Phi(h^*, \rho^*) = h^* \int_{h^*}^{r_a^*} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega, \quad \omega = r_a^* \quad (7)$$

$$r_a^2 = \rho^2 + h^2$$

であり、*は μ_a を乗じた量であることを示す。この無次元化された量は以後すべて同様な意味の量である。

つぎに第1図円筒部分外に放射性元素が分布していると考え、点Pの強度は、同様に縁辺効果を無視して、(3)式と(6)式とより直ちに

$$I^*(h^*, \rho^*) = I(h^*) - I(h^*, \rho^*) = I_0 \{ \Phi(h^*) - \Phi(h^*, \rho^*) \} = I_0 \Phi^*(h^*, \rho^*) \quad (8)$$

と表わすことができる。ここで

$$\Phi^*(h^*, \rho^*) = \Phi(h^*) - \Phi(h^*, \rho^*). \quad (9)$$

当然次の諸関係が成り立つことがわかる。

$$\Phi(h^*, \infty) = \Phi(h^*), \quad \Phi(h^*, 0) = 0,$$

$$\Phi^*(h^*, \infty) = 0, \quad \Phi^*(h^*, 0) = \Phi(h^*).$$

次に重要な関係式を導こう。

$$\begin{aligned} \Phi^*(h^*, \rho^*) &= h^* \left[\int_{h^*}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega - \int_{h^*}^{r_a^*} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \right] \\ &= h^* \int_{r_a^*}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \\ &= \frac{h^*}{r_a^*} r_a^* \int_{r_a^*}^{\infty} \frac{e^{-\omega}}{\omega^2} d\omega \\ &= \frac{h^*}{r_a^*} \Phi(r_a^*). \end{aligned} \quad (10)$$

この(10)式の関係は簡単に得られるものであるが、従来は用いられていないようである。この関係を用いることによって、すべての実際的な計算はきわめて簡単に行なわれる。この点については後に論ずることとしよう。

(10)式はまた次のようにも表わされる。

$$\begin{aligned} \Phi^*(h^*, \rho^*) &= \cos \theta \Phi(h^* \sec \theta) \\ &= \sin \varphi \Phi(\rho^* \sec \varphi). \end{aligned} \quad (11)$$

第2図には、円形分布の函数 $\Phi(h^*, \rho^*)$ および円形外分布を表示する函数 $\Phi^*(h^*, \rho^*)$ の2, 3の例が図示されている。ここで特徴的なのは、円形外分布函数 $\Phi^*(h^*, \rho^*)$ の曲線で $\rho^* = a$ の場合(一定の場合)のものである。すなわち図をみて容易にわかるように、 h^* が ρ^* に近い値で極大値を示すことである。この極大点を示す高度以下においては、函数値は逆に高度低下とともに急激にその値を減ずることに注意すべきである。

3. 地形の影響

3.1 斜面の影響

第3図のように、斜面上に微小面積要素 ΔS_i をとり、これの水平面への測点に対する投影を ΔS とする。これらによる影響は(5')式よりそれぞれ

$$\Delta I = \frac{I_0}{2\pi} \frac{e^{-\mu_a r}}{r^2} \Delta S \cos \theta,$$

$$\Delta I_i = \frac{I_0}{2\pi} \frac{e^{-\mu_a r_i}}{r_i^2} \Delta S_i \cos(\theta - \varphi).$$

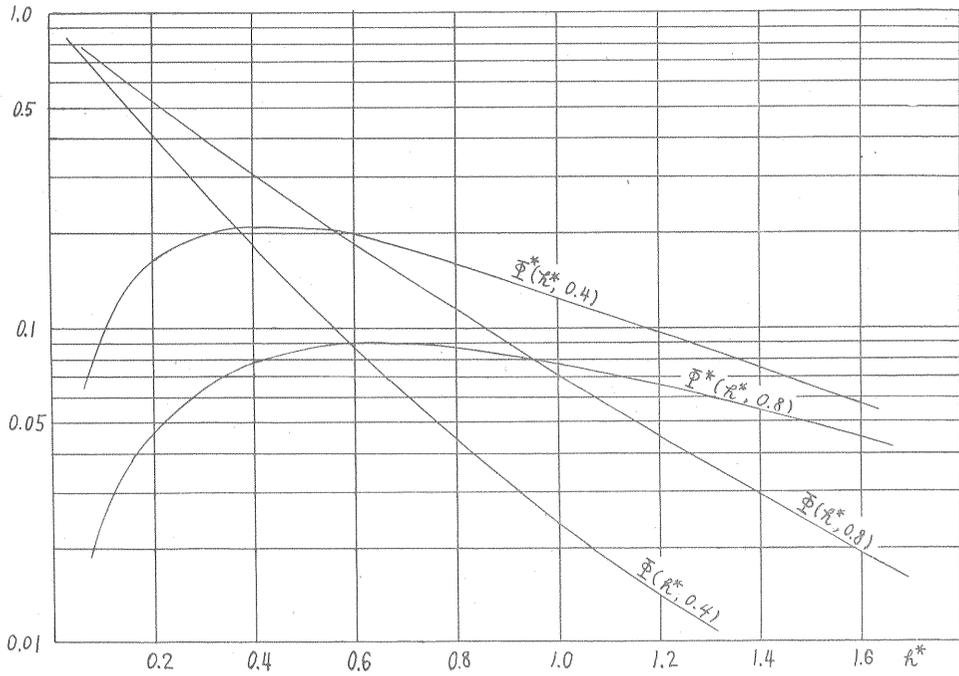
しかして、

$$\Delta S \cos \theta = \Delta S_i \cos(\theta - \varphi)$$

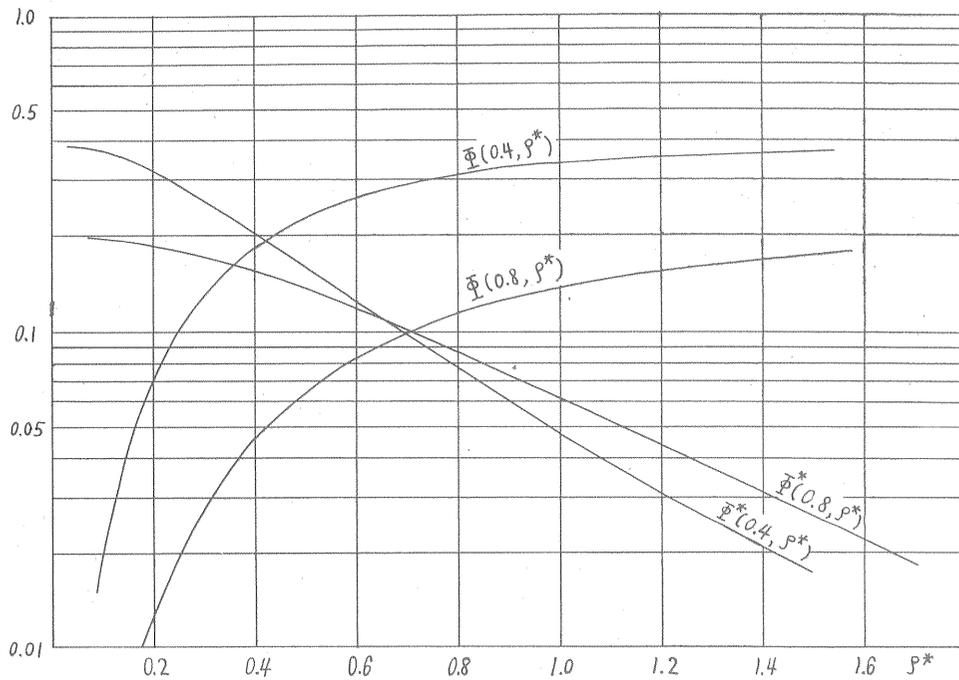
なるゆえ、 H が $\Delta l \sin \varphi$ に比して相当大きい限りは、斜面の影響はそれによって遮蔽される水平面の面積による影響に等しい。なお $\Delta l \cdot \sin \varphi \ll H$ として $\Delta I_i / \Delta I$ を求めた結果は次のとおりである。

$$\frac{\Delta I_i}{\Delta I} = 1 + (1 + \mu_a r) \frac{\Delta l}{2H} \sin \varphi \quad (12)$$

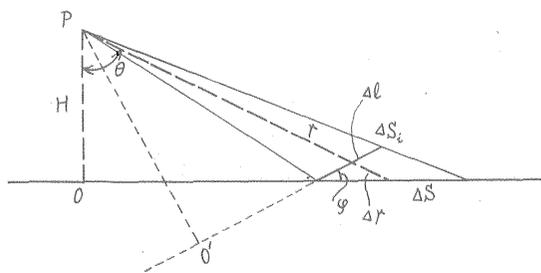
各記号の意味は第3図をみられたい。ゆえに、実際の計算においては、特殊の場合を除いて、測点直下付近の地



第 2 図 a 円形分布函数および円形外分布函数の例示 ($\rho^* = \text{一定の場合}$)
 Functions of inner and outer cylindrical distribution ($\rho^* = \text{constant}$)



第 2 図 b 円形分布函数および円形外分布函数の例示 ($h^* = \text{一定の場合}$)
 Functions of inner and outer cylindrical distribution ($h^* = \text{constant}$)

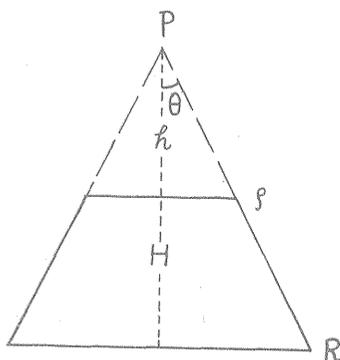


第3図 斜面の影響説明図
Inclined plane

形の影響のみを考慮すれば充分である (註3)。

3.2 隆起部の影響

前項で地形の影響として、斜面の影響を考えたが、ここでは測点直下の簡単な形状の土地の隆起の影響を考えてみる。いま問題を模型化して、第4図のような同一立



第4図 円錐丘の影響説明図
Conical protuberance of the earth

体角内に分布する放射性物質による影響を比較してみよう。図の円錐丘のない場合の、半径 R に分布する放射性物質による点 P の強度は $I(H^*, [R^*])$ 、また円錐丘の影響は、同一放射性物質分布をもつものとして、

$I(h^*, [\rho^*])$ である。両者の比を K とおくと、(11) 式より

$$K = \frac{I(h^*, [\rho^*])}{I(H^*, [R^*])} = \frac{\Phi(h^*) - \cos \theta \Phi(h^* \sec \theta)}{\Phi(H^*) - \cos \theta \Phi(H^* \sec \theta)}$$

ここで $h = \nu H$ とおき、 θ が比較的小さいものとする

$$K = e^{(1-\nu)H^*} \left[1 + \frac{1-\nu}{2} H^* (\sec \theta - 1) \right] \quad (13)$$

と近似できる。この式は実用上 $\theta = 30^\circ$ 位まで用いることができる。ゆえにこの式を用いて、航空機が隆起部を通過する際の隆起部の影響を概算することができる。

註3) この影響は第4節に述べる実際的な簡易計算法によって容易に求めることができる。

4. 数値計算

前節において、地形の影響として、斜面および直下の隆起部の影響を簡単に考察したが、一般には複雑な地形変化の影響および地質変化の影響(放射性元素分布の変化)を考慮しなければならない。このときはもはや解析的表示を用いて簡単に概算をすることができなくなる。したがって、もしこれらの影響をみようとするときは数値計算を行なわねばならず、従来は基礎式(5)式に基づいて、小さな面積要素の影響の集積として、その影響を計算した。

本節においては、まず取り得る面積要素の最大の大きさを決定し、つぎに任意図形による影響の計算法として、この図形がある特別な形である場合の便法について述べる。このとき基礎式(6)、(8)および(10)式が重要な役割をもってくる。

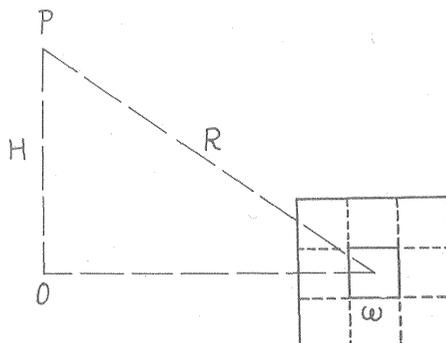
4.1 数値計算における最大面積要素

任意図形による影響を一般的に求めるには、(5)式を用いて図形全体にわたって積分せねばならない。実際の計算に際しては、微小面積要素 ΔS をなるべく大きくとる必要がある。

いま面積要素として一辺の長さ ω の正方形 ΔS_0 をとる。つぎに第5図のように、これを取り囲む大きな面積要素として一辺の長さ 3ω の正方形 ΔS_1 を考える。これらの個々のものによる影響をそれぞれ ΔI_0 および ΔI_1 とすれば、(5)式より近似的に

$$\Delta I_0 = \frac{I_0}{2\pi} H \frac{e^{-\mu_a R}}{R^3} \omega^2,$$

$$\Delta I_1 = \frac{I_0}{2\pi} 9H \frac{e^{-\mu_a R}}{R^3} \omega^2$$



第5図 微小面積要素の大きさ
Infinitesimal area element taken in numerical calculation

とあらわすことができる。ところで、 $4S_1$ の影響としては、 $4S_1$ を一辺の長さ ω の正方形で区切って、それぞれ正方形による影響を加え合わせることによってより真の値に近づくことができる。いまこれを ΔI とすると

$$\Delta I = \frac{I_0}{2\pi} H \sum \frac{e^{-\mu_a r_i}}{r_i^3} \omega^2$$

$$\approx \Delta I_1 \left\{ 1 - \frac{2(3 + \mu_a R)}{3} \frac{\omega^2}{R^2} \right\}$$

ω が充分小さければ ΔI は真の値に充分近く、したがって ΔI_1 は { } の第 2 項で表わされる量だけ真の値より大となっている。この相対誤差を ε で表わすと

$$\varepsilon = \frac{2(3 + \mu_a R)}{3} \frac{1}{N^2} \quad (14)$$

ここで N は

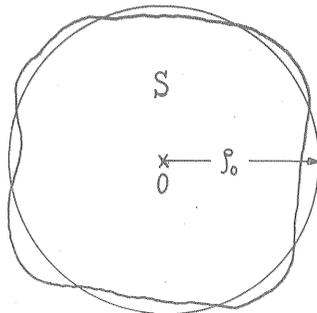
$$\omega = \frac{R}{N}$$

いま $\mu_a R = 1$ として、 $\varepsilon \sim 0.01$ となる N の値を求めると、 $N \sim 16$ 、また $\mu_a R = 2$ として N を求めると、 $N \sim 18$ となる。ゆえにわれわれは最大面積要素としてほぼ一辺の長さが $R/5 \sim R/6$ 位の正方形を充分の精度を期待してとることができる。また当然平均直径 d が $\sim R/5$ の図形はそのまま面積要素としてとることができる。

4.2 任意図形による影響

一般の場合には、前項で求めた程度の大きさの面積要素による影響を図形全般にわたって加算する方法によって、その図形の影響を求めることができる。しかし、図形の大きさが大きい場合には多くの面積要素を必要とし、少しく煩雑な計算となる。このような場合にはつぎに述べる特別な場合に対する便宜的な方法を組合せて用いることによって、速かに充分の精度をもって、図形の影響を計算することができる。

4.2.1 近似円的図形の場合



第 6 図 近似円的図形
Figure with mean radius

まず、第 6 図にみられるように、測定点直下の点 O を中心として、平均半径を考え得るような面積 S の図形 (近似円的図形) の場合を考える。いま平均半径またはこれに近い半径の円を考え (半径を ρ_0 とする)、この円内に図形と同一の放射性元素の分布を仮定して、これによる強度を I_{S_0} としよう。この厳密値は (6) 式より

$$I_{S_0} = I_0 \Phi(H^*, \rho_0^*)$$

つぎに、任意図形による強度を I_S として、微小面積要素の影響がその面積に比例することより

$$I_S = K S^\nu, \quad I_{S_0} = K S_0^\nu \quad (K \text{ は 常 数})$$

の形で表わせるものと仮定すると

$$I_S = I_0 \Phi(H^*, \rho_0^*) \left(\frac{S}{S_0} \right)^\nu \quad (15)$$

ν の値は、たとえば、 $\rho = \sqrt{1.5} \rho_0$ を有する S に対して I_S が数%程度の誤差で求められるように決定するものとすれば、 H および ρ_0 の値によって決定し (これは $\Phi(H^*)$ のグラフを用いることによって容易に求められる)、 ρ_0/H の値が小なればほぼ 1 となる。上に述べたような適当な仮定によって、この ν の値を種々の H および ρ_0 に対して求めておくことと便利である。

いま $H^* = 0.2$ 、 $\rho_0^* = 0.2$ として、上記の仮定—— $\rho^* = \sqrt{1.5} \times 0.2$ の円による強度が $\pm 1\%$ 内外で求められるように ν を選ぶ——を用いて、 $\varepsilon = -0.5\%$ に対して $\nu = 0.5$ を得た。この ν の値を用いて、(15) 式がどの程度の精度で適用し得るかを示すために、次の 2 つの例を計算してみた。

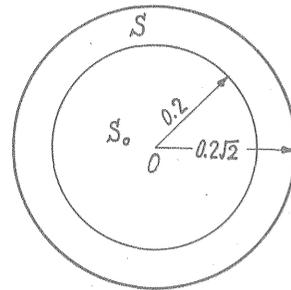
計算例 [1]

まず図形が次の半径をもつ円である場合の強度を求め (第 7 図 a)

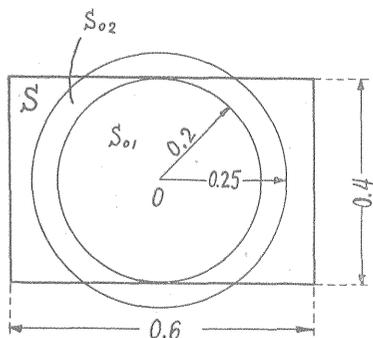
$$S: \rho^* = \sqrt{2} \times 0.2$$

(15) 式による近似値は

$$I_S = 0.3226 I_0,$$



第 7 図 a 計算例 [1]
Examples of approximate calculation
Example [1]



第7図b 計算例〔2〕
Examples of approximate calculation
Example〔2〕

一方緻密値は

$$I_{S \text{ exa.}} = 0.3248 I_0,$$

ゆえに近似値の誤差は

$$\varepsilon = -0.6\%$$

となる。

計算例〔2〕

第7図bのような矩形の影響を求めるのに、基準円として $\rho_{01}^* = 0.2$ をとった場合と、 $\rho_{02}^* = 0.25$ をとった場合の近似値をそれぞれ、 I_{S1} 、 I_{S2} とすると (ν の値は前と同じく $\nu = 0.5$ とした)

$$I_{S1} = 0.321 I_0,$$

$$I_{S2} = 0.324 I_0$$

を得る。

一方矩形による強度の緻密値 (矩形を6個の小さな正方形に分割して計算した値) は

$$I_S = 0.313 I_0$$

であるゆえ、それぞれの誤差 ε_1 および ε_2 は

$$\varepsilon_1 = +2.4\%,$$

$$\varepsilon_2 = +3.5\%$$

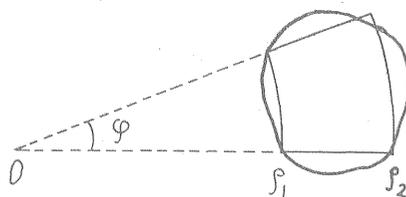
である。

上例に明らかなように、一旦 ν の値が求まればかなりの範囲で種々の近似円的図形の影響を概算することができる。このことは次項の同様の結果と相まって、地形および地質変化の影響がきわめて容易に計算され得ることを示すものである。なおこの際生ずる誤差は実用的に無視できる程度である。

4.2.2 円弧梯形的図形の場合

つぎに、考える図形が測定点直下の点 O を中心とする円弧梯形で近似できるような場合について、同様な方法を考えてみる。

第8図のような、半径 ρ_1 および ρ_2 、および中心を見こむ角 φ を有する円弧梯形による強度 I_{S0} は (この面



第8図 円弧梯形的図形
Figure of shape near circular
trapezoidal shape

積を S_0 とする),

$$I_{S0} = \frac{I_0}{2\pi} \varphi \left[\Phi(H^*, \rho_2^*) - \Phi(H^*, \rho_1^*) \right]$$

いま面積 S の円弧梯形的な図形による強度を I_S とし、前同様に

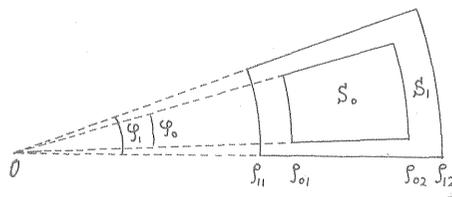
$$I_S = K S^\nu, \quad I_{S0} = K S_0^\nu$$

と仮定すると

$$\begin{aligned} I_S &= \frac{I_0 \varphi}{2\pi} \left[\Phi(H^*, \rho_2^*) - \Phi(H^*, \rho_1^*) \right] \left(\frac{S}{S_0} \right)^\nu \\ &= \frac{I_0 \varphi}{2\pi} H^* \left[\frac{\Phi(r_1^*)}{r_1^*} - \frac{\Phi(r_2^*)}{r_2^*} \right] \left(\frac{S}{S_0} \right)^\nu, \end{aligned} \quad (16)$$

ここで

$$r_1^2 = H^2 + \rho_1^2, \quad r_2^2 = H^2 + \rho_2^2.$$



第9図 近似計算例 (計算例〔3〕)
 S_0 : $\varphi_0 = 30^\circ$, $\rho_{01}^* = 0.25$, $\rho_{02}^* = 0.35$
 S_1 : $\varphi_1 = 40^\circ$, $\rho_{11}^* = 0.2$, $\rho_{12}^* = 0.4$
Example of approximate calculation
Example〔3〕

計算例〔3〕

ここでは第9図の2つの円弧梯形に (16) 式を適用してみる。いまそれぞれの図形による強度をそれぞれ I_{S0} および I_S とし、

$$H^* = 0.2, \quad \nu = 1$$

とすると

$$I_{S0} = 0.0075 I_0,$$

$$I_{S1} = 0.0204 I_0.$$

また I_{S1} の近似値は、(16) 式を用いて、

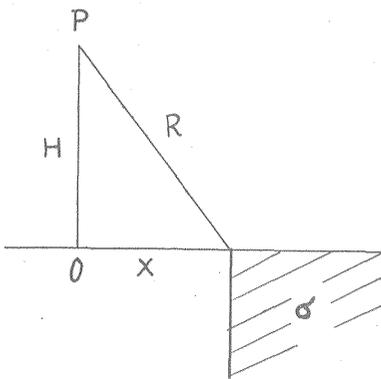
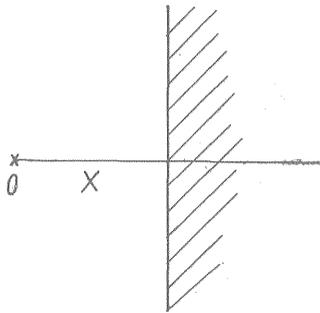
$$I_{S1 \text{ app.}} = 0.0199 I_0.$$

ゆえに誤差 ε は

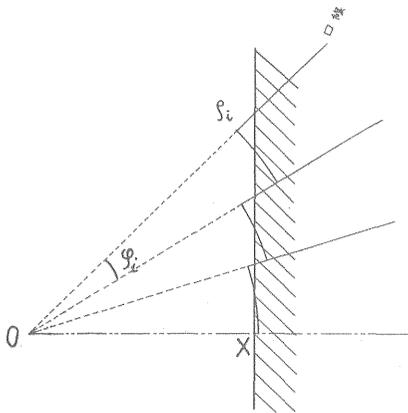
$$\varepsilon = -2.5\%.$$

ここで注意すべきは ν の値が1であることである。

4.2.3 無限分布の場合



第 10 図 半無限状分布
Semi-infinitely distributed figure



第 11 図 半無限状分布の場合の数値計算説明図
Illustration of numerical calculation
of the case of Fig. 10

本項では帯状または、第10図にみられるように、測定点直下 O からある距離 X 以上に放射性元素が分布する半無限状分布の場合の計算方法を述べる。第10図のような $x = X$ より右の部分の影響を計算するには、第 11 図に図示したように、この領域を多くの小部分に分割して、おのおのの影響を加算すればよい。このとき (8) 式および (10) 式が援用される。すなわち

$$I = 2 \sum \frac{I_0}{2\pi} \phi_i \Phi^*(H^*, \rho_i^*)$$

$$= \frac{I_0}{\pi} H^* \sum \phi_i \frac{\Phi(r_i^*)}{r_i^*} \text{註4)}$$

ここで

$$r_i^2 = H^2 + \rho_i^2$$

である。

実際の計算においては8つ位に分割して計算すれば充分で、したがって計算は短時間に行なえる。このようにして計算された例が第 12 図、第 13 図および第 14 図に図示されている。ただし第 13 図は単に第 12 図の場合に半無限体一様分布の値を加算したものにすぎない。第 14 図は O 点の上空の放射能強度の高度による変化をあらわしている。得られた傾向は第 2 図 a の $\Phi^*(h^*, \rho^*)$, $\rho^* =$ 一定の曲線に類似している。

帯状分布の場合には、前の半無限状分布の場合を重ね合わせればよい。このことは理論式註5) に明らかである。第 15 図は第 12 図の値を用いて得られたものである。

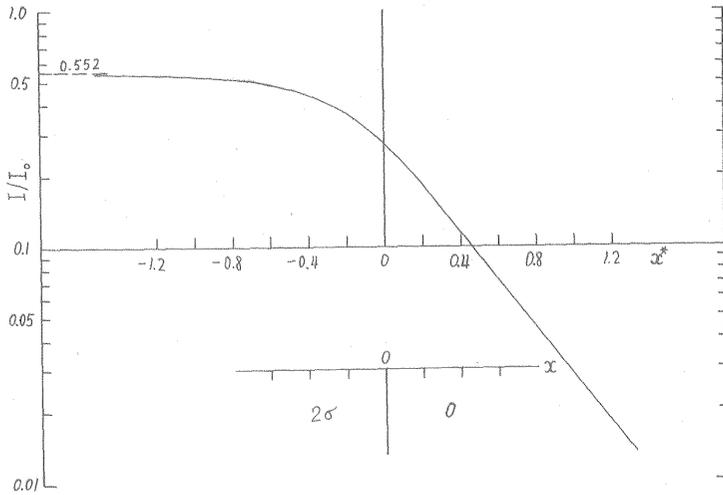
以上第 4 節で述べられた各種の方法を適当に組合せることによって、多くの強度計算が容易に、かつ迅速に行なわれる。

5. 記録上にあらわれる異常性 およびその理論的解釈

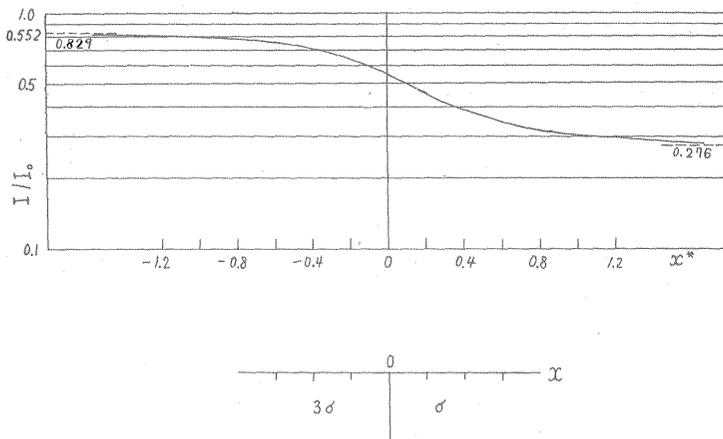
半無限体一様分布を仮定して、高度 h の空中の一点 P における放射能強度 $I(h)$ を求めると、 $I(h)$ は基礎式 (3) 式で与えられる。この関係は縦軸に放射能強度の対数を、横軸に等間隔目盛りで対地高度をとった片対数グラフ ($I-h$ 線図) に描くと、第 19 図における $\Phi(h^*)$ の曲線であらわされる。実際の測定結果をみても地形変化および地質変化の著しくない地域では、ほぼこの関係が成り立っているようである註6)。第 18 図(a)はこの一例である。このことは、空中探査における高度補正として、理論曲線をその基準のものとして採用し得ること

註4) 理論式は (5) 式を用いると、縁辺効果を無視して、

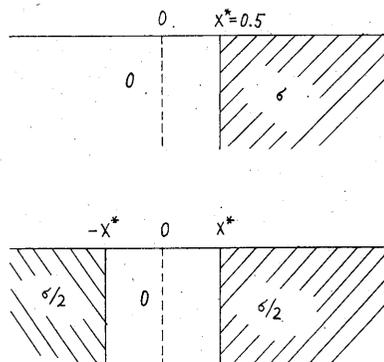
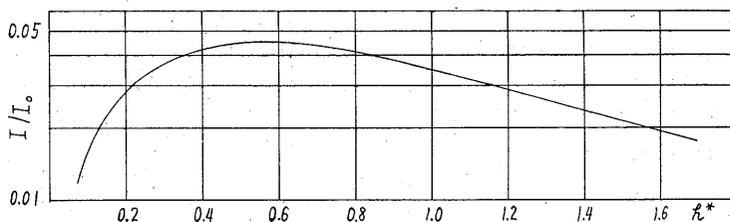
$$I = \frac{I_0}{\pi} H^* \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\Phi(r^*)}{r^*} d\phi.$$



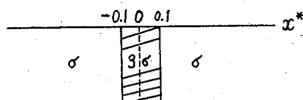
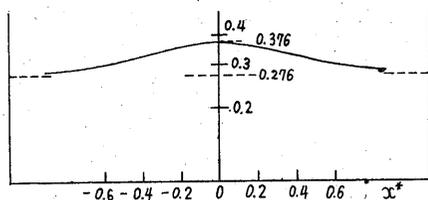
第 12 図 計算例 [4] (片側分布) ($h^*=0.6$)
Example [4] ($h^*=0.6$)



第 13 図 計算例 [5] (両側の分布密度が異なる場合) ($h^*=0.6$)
Example [5] ($h^*=0.6$)



第 14 図 計算例 [6] (片側または両側の影響)
Example [6]



第 15 図 計算例 [7] (脈状分布) ($h^*=0.6$)
Example [7] ($h^*=0.6$)

を示している。この観点より地質調査所では、高度補正を行なう際に理論曲線を用いている註7)。

しかし、実際の探査において得られる強度—高度関係には、理論的傾向から大きく外れる場合も多く、したがって、理論曲線によって高度補正を行なうときは、その得られた補正値は時に過大に時に過小に現われ、実際には存在しない異常が現出したり、逆に実際に存在する異常が消失したりすることがあり得るわけである。このことは空中探査の目的が概査であるとしても困る場合があり得ることを示している。事実地上における自動車探査

では空中探査の結果から期待される程度の異常が得られなかった場合もある。これは明らかに過大な補正を行なったことを意味している。

註5) 理論式は (5) 式を用いると、縁辺効果を無視して

$$I = \frac{I_0}{\pi} H^* \int_0^{\pi} \left[\frac{\Phi(r_1^*)}{r_1^*} - \frac{\Phi(r_2^*)}{r_2^*} \right] d\varphi$$

もし直下に帯状源が存在するときは、

$$I = I(H^*) - \frac{I_0}{\pi} H^* \int_0^{\pi} \left[\frac{\Phi(r_+^*)}{r_+^*} + \frac{\Phi(r_-^*)}{r_-^*} \right] d\varphi$$

特別の場合として線状源が存在する場合は

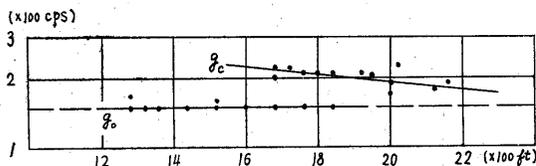
$$I = \frac{I_0 \Delta L^*}{\pi} H^* \int_0^{\infty} \frac{\exp(-\sqrt{R^{*2} + \xi^{*2}})}{(R^{*2} + \xi^{*2})^{3/2}} d\xi,$$

ここで $H^* \Delta L^*$ は線状源の幅を表わす。また $R^{*2} + X^{*2}$ 。

註6) 空気の吸収係数の値として $\mu_a = 10^{-8} \text{ ft}^{-1}$ を採用した。また強度はすべてゼロバックグラウンド (現在調査所で使用している測定器では普通 200 cps 程度である) を除いて考える。

註7) なお、この点については文献 1), 3) を参照されたい。

筆者は多くの測定記録より、理論的傾向から大きく外れた場合にも、ある法則性が存在することをみだした。以下にこの事実を詳述し、その理論的考察を述べることとする。



第16図 記録にあらわれた小傾度の傾向の例 (群馬地域)
Example of small gradients (Gumma district)

わが国における空中放射能探査が地質調査所によって行なわれてまもなく、昭和31年11月の予備調査が群馬県で行なわれたが、その調査記録の一部より第16図に示された $I-h$ 線図が得られた。図に見られる小傾度の傾向は、この例の場合には種々の誤差および地形および地質変化の影響を考慮しても解釈し得ない現象である。なお記録の読みは記録紙の各経線上およびその中間、すなわち飛行距離にしてほぼ400mごとに行なっている。

このような現象は続いて行なわれた北上地区の探査においても散見された。とくに引続いて行なわれた昭和32年(1957年)3月の下関、宇部および防府地区の探査において、この現象が広範囲に、かつ頻繁に見られた。この場合には、群馬における例が高々度で現われたのに反し、低高度においても同一現象が現われたのが特徴的である。このうちの数例を第17図に示した。なおこのうち、(d)および(e)図は同年9月に行なわれたテスト飛行註8)によって得られたものである。

いま $I-h$ 線図にあらわれる種々の傾向を調べてみよう。

$I-h$ 線図における直線は、その勾配を $-g$ とすると、

$$\log \frac{I}{I_0} = -gh^*$$

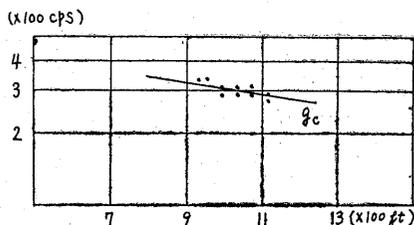
であらわされる。この式はまた

$$I = I_0 \exp(-gh^*)$$

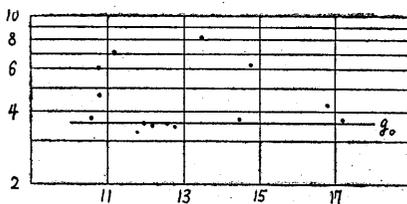
とかけるから、 g を以後減衰係数と呼ぶこととする。この g が実際の記録ではどのようにになっているであろうか。

註8) 小傾度の傾向の存在を再確認し、また本論文で行なわれる理論的考察(後出)の妥当性を示す資料を得るために調査の一部をさいて行なわれた。

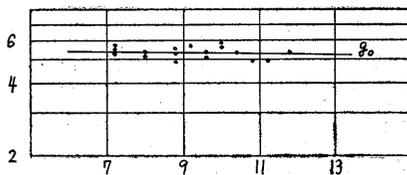
註9) 理論曲線は、多くの場合実際にとられる高度範囲においては、直線 g_i で近似できる。 $I-h$ 線図を取り扱う際には直線 g_i を用いた方が便利である。



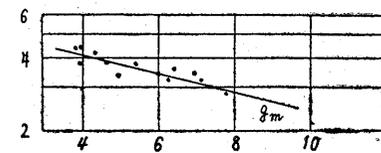
a



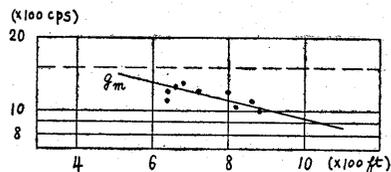
b



c



d



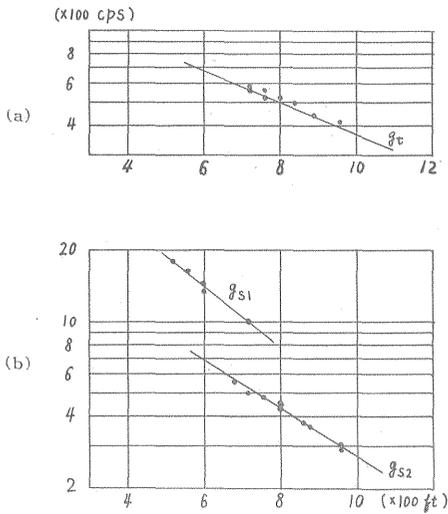
e

第17図 記録に現われた種々の傾向

- (a) 下関地区 (b) 下関地区 (c) 宇部地区
- (d) 宇部地区 (e) 防府地区

Examples of small gradients with various tendencies

- (a) Shimonoseki district
- (b) Shimonoseki district
- (c) Ube district
- (d) Ube district
- (e) Bofu district



第 18 図 記録に現われた傾向
Examples with other tendencies
(a) Example of normal gradient
(b) Example of steep gradients

- (1) まず理論曲線に従うもの： g_t (註9) (第18図(a))
- (2) 地形および地質の変化に起因する、大きな勾配のもの： g_s (これには第18図(b)にみられるように、 g_{s1} および g_{s2} の2種があるようである)
- (3) 傾度が0のもの： g_0
- (4) 小さな勾配のもの： g_c
- (5) g_t と g_c の中間の勾配のもの： g_m

以上5種類の減衰係数の存在が認められる。なお小傾度の場合の例は第17図に示されている。また第2表にはこれら5つの減衰係数の値が表示されている。実際の測定値の系列は多くの場合かなりの不規則性を有するがその場合でも上記の5つの傾向のいずれかに従うと思われる場合が多い。もっとも、高度変化の幅の小さい場合には種々の誤差や地形や地質変化の影響等で隣り合った

第2表 減衰係数の値
Values of diminution coefficients

g_0	0
g_c	0.22
g_m	0.41
g_t	0.69
g_{s1}	1.04
g_{s2}	1.31

註10) ゼロバックグランドを構成するものとは全然別個のものであることはもちろんである。ゼロバックグ

傾向のいずれに属するか判然としない場合も多い。とくに g_0 と g_c の区別がつかない場合が多いが、これは当然のことである。

これら5つの傾向のうち(1)と(2)は説明可能である。これに反して(3)以下の小傾度の傾向は一般には、地形および地質変化の影響のみによるものとしては納得し得る説明ができない場合がある。そこでつぎにこれら小傾度の傾向が何に起因して生ずるかを考察してみよう。

5.1 g_0 および g_c の存在に関する考察

いまある地域の上空の大気中に多量の放射性物質が分布しているものとし、これによる大気中の放射能強度が仮りに高度に対して不変で I_c であるものとする(註10)。また地中に分布する放射能元素による強度は(3)式であらわせるものとする。このとき高度 h における放射能強度 I_h は

$$I_h = I_c + I_0 \phi(h^*)$$

いま

$$I_c = \nu \cdot I_0$$

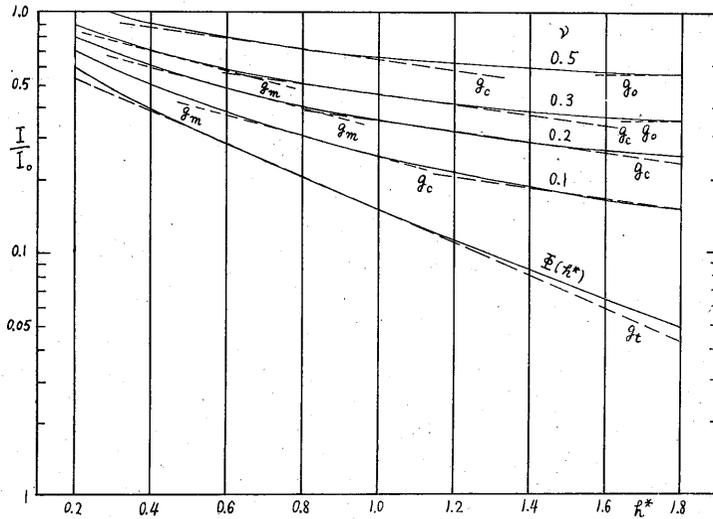
とおくと

$$I_h = (\nu + \phi(h^*)) I_0$$

第19図には種々の ν の値に対する I_h/I_0 の値が示されている。図をみると各曲線のいずれをみても明らかに比較的低高度(基準高度200m付近)において g_c で近似し得る領域がかなりの範囲にわたって存在していることがわかる。なお高々度では g_0 で近似し得るが、これは仮定より当然のことである。また ν の小さな値に対しては実際の調査でとり得る高度範囲に g_m 部分が存在していることがわかる。しかし、このことだけからすべての g_m の存在の原因が I_c によるものと速断することはできない。それは g_m の原因としてはつぎに述べる解釈も成り立ち、また実際の場合に適用してむしろつぎに述べる解釈の方が妥当である場合が多いからである。しかし g_m を出現せしめる原因の一因としては確かに考えられるものである。第17図(d)は I_c の存在によるものと考えられる一例である。

上記考察によって、小傾度の傾向に関しては、その原因として I_c を仮定すればうまく説明できることがわかった。なお簡単のために I_c を仮定したが、高度とともに僅かに漸増する強度を仮定してもうまく説明することができる。

それではこの I_c または I_c 的存在はなにに起因するものであろうか。またこのような考え方は妥当であろうランドが全般的であるに比してこれは局部的である。



第19図 I_c の影響
Influence of various constant radioactive contributions

か。現在の段階ではこれらの疑問に答えるべき何らの値ある資料をも有していない(註11)。ただ事実を指摘し、 I_c または I_c 的存在を仮定すればよく事実を説明し得ることができただけである。しかしつぎの推論および事実は上述の考察の妥当性を示すものであるかもしれない。それは、もし I_c が存在するものとしてもおそらくその値は小さなものであろう。そして、この小さな値によって大きな影響があらわれるものとするれば、 g_0 または g_c が現われる地域では I_0 、したがって σ (地中における単位体積当りに含まれる放射性元素の量) は小さいものと思われる。事実これらの現象が現われる地域では、エアボンおよびカーボンの結果はともに全般的に小さな放射能強度を記録しており、大体水成岩地帯である。また群馬地方の例のように、対地高度の高い場合にも起り易いものと考えられる。

上に述べた推論が妥当なものとするれば、これらの現象を示す記録に対しては g_c (g_0 に対しては g_c と g_0 の中間の値(註12)) による高度補正を行なうべきであり(註13)。

註11) しかし、一応考えられる原因としてはラドンあるいは原水爆実験により散布された放射性塵があげられる。

註12) もっとも、 g_c による補正の量自体が一般には小さいから、実際には g_0 と g_c の両者を厳密に区別して補正する必要はない。

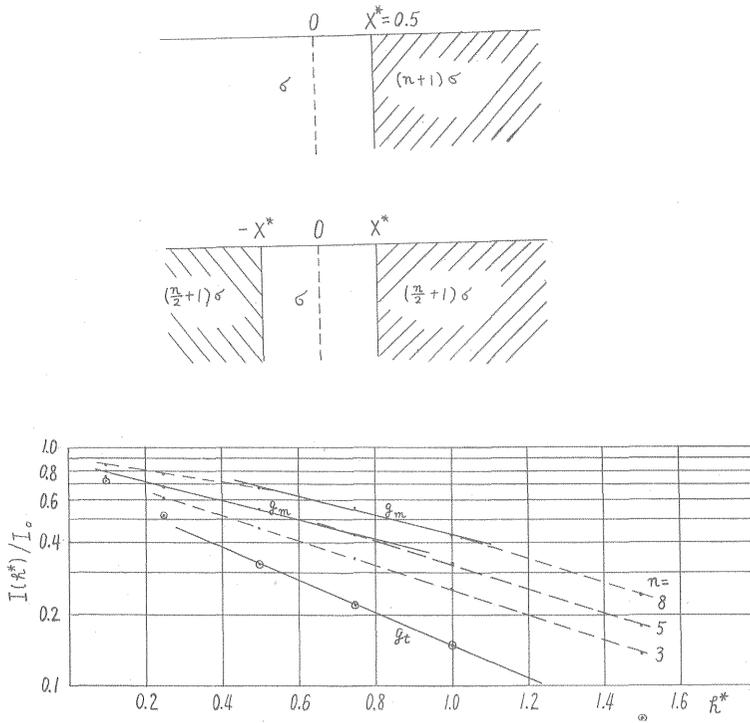
註13) 本論文では、ここに述べた I_c および地形および地質の影響によるすべての量を含めたままの補正を考えている。もしこれらの量を分離できるものとするれば、高度補正は g_t によって行なわれるべきである。以下補正に関しては同様である。

その地域内の異常値に対しては g_t と g_c の中間の補正を行なって解釈すべきであろう。この結論を実際に適用した結果満足すべき結果が得られた。すなわち、縦横に互いに交差するように設定された測線群の各交差点における各方向の補正値がほぼ一致し、またその結果がカーボンの結果と対比し得ることが示された。

5.2 g_m の存在に関する一つの考察

前項で I_c の寄与が比較的小さいときに測定範囲の低高度部分に g_m の傾向が現われ得ることを述べた。ここでは他のいかなる原因によって g_m の傾向が出現するかを考察する。

第3節において $\Phi^*(h^*, \rho^*)$ のいくつかの例を図示した(第2図)。そのうち $\rho^* =$ 一定の場合に曲線は h^* のある値で極大を有することを指摘した。またこれと類似の現象については第4節の第14図に示した。このような場が半無限体一様分布の放射能強度の場に重なって得られる場における $I-h$ 関係は、後者の場のみによる $I-h$ 関係よりも緩やかな変化の曲線を示すであろうことが想像される。第20図には、両側に(あるいは片側に)強い放射性元素の分布をもった帯状の(または半無限状の)地域の上空における $I-h$ 関係が図示されている。この例図の場合には、 $n=5$ 以上の値に対して明らかに g_m の傾向の存在が認められる(註14)。なおこの解釈では、低高度のある範囲にわたって傾斜の緩やかな部分を生じ、その前後に傾斜の急な部分が存在することとなる(註15)。本項で述べた解釈が適用されると思われる場合の実例としては、防府佐波川沿いに得られた記録(第



第 20 図 周囲の地質の影響による g_m の出現

Fh diagram in region where there are different radioactive rocks in one side or in both side

17図(c) をあげることができる。

上記の考察および実例より、周囲（あるいは片側だけでもよい）に強い放射線源が分布する場合には、その上空における放射能強度は $I-h$ 線図における g_m の傾向に従って増減することがあることがわかった^{註16)}。そしてこの傾向は周囲の放射線源が強いほど低高度に出現することが結論される。なお、とくに周囲の影響が強い場合には極大点を生じ、この部分が発達して g_c および g_0 的傾向が出現してくるが、現実には本項で述べたような原因のみによって g_c および g_0 の傾向があらわれることはないものと思われる。しかし、本項で考察された原因によるものに、前項で考えられた原因による部分が重

註14) 実際には地質分布は複雑であり、またたとえ第20図で取り扱われた模型で近似できる場合でも、飛行経路が中心線上に常にとられていることはないであろう。しかし、局部的にみて地質分布が例図の模型で粗雑にでも近似でき、その飛行経路が中心線付近にとられている限りは、記録には例図で見られる g_m の傾向が現われるものと考えられる。例図の場合と著しく異なるときはもはや g_m の現象の出現は期待できない。

なる場合には、小傾度の傾向が一層助長されるために、 g_c あるいは g_0 の傾向が出現し易くなるものと思われる。本論文では小傾度の傾向の出現に関して2つの原因を考察したが、上述のように、この現象は各単独の原因に起因する以外に、前記の2つの原因の重畳した結果として出現する場合も多いものと思われる。

6. 要約および結論

本論文で述べられたことがらを要約すると次のようになる。

1) 円形分布および円形外分布の表示式として、基礎式より、縁辺効果を無視することによって、それぞれ

註15) なお図中破線で示された傾向の存在に注意。これはほぼ g_m と g_t の中間の値を示す。しかし、これが補正に際して重大な存在になることはあまりないものと考えられるから、これ以上言及はしない。

註16) 逆の場合、たとえば、両側が水成岩地帯で、航空機の進行方向に花崗岩体が延びているような場合等には g_c の傾向が現われる。

(6) 式および(8)式を導き、これを用いることによって、すべての計算が簡易、かつ迅速に行なわれ得ることを指摘した。

2) 地形の影響として、斜面および隆起部による影響を考察した。

3) 実用的な簡易な計算法を述べた。

4) 実際の測定記録にあらわれる異常現象を指摘した。

5) これらの現象に関して理論的な考察を行ない、これらがすべて説明し得るものであることを明らかにした。

これらの考察の結果として、探査記録の処理(高度補正)および得られた結果の解釈を行なう際には次に述べる経過をたどるべきであることが結論される。

1) 高度補正は一応すべて理論曲線によって(すなわち、 g_t に従って)行なわれるべきである。

2) 異常地域と思われる記録に関しては $I-h$ 線図を作製して検討すべきである。この際注意すべきは、ただ読みの値を漫然とプロットしてはならない。適当な小区域を選び、その区域内での読みの値を順次矢印で結んで追跡すべきである。

3) $I-h$ 線図において、これらのプロットされた点の集合が g_0 、 g_c または g_m の傾向をもつ場合には (g_s の傾向を有する場合にもまた) それぞれの減衰係数に従

った補正を施さなければならない。

4) 上の手続によってもなお異常な値を示す部分に関しては地形および地質の変化の影響を考慮すべきで、この際必要があればこれらの影響を計算する。もちろんこの計算は概算程度で充分である。このとき(5'), (12) および(13)式が援用され、また第4節で述べられた各種の計算法が用いられる。

5) 以上の手続を経た後でようやく異常域の決定がなされ得る。なおこれらの結果は一つの異常図にまとめられ、あらためて地質図と対比される。

(昭和35年7月稿)

文 献

- 1) 岩崎章二・小島整志・金谷 弘・駒井二郎：山口県南部地域空中放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 1, 1959
- 2) Rothè, E.: La Methode Ionométrique, Prospection Géophysique, Tome I, p. 315~342, Ganthier-Villars, Imprimeur-Éditeur, Paris, 1950
- 3) 佐藤光之助・岩崎章二・佐野俊一：岡山県南部地域および鳥取県中部地域空中放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 10, 1956