

ESPECTROMETRÍA GAMMA PARA MEDIR U, Th Y K EN ROCAS: DETALLES EXPERIMENTALES

MIGUEL GARCÍA R.,*
SURENDRA PAL* y
DAVID J. TERRELL*

RESUMEN

Se describen brevemente los trabajos de campo y laboratorio que se pueden desarrollar al efectuarse algún tipo de estudio radiométrico relacionado con problemas de Ciencias de la Tierra. Se presenta el Espectrómetro de Rayos Gamma utilizado en el Laboratorio de Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la UNAM, y se bosqueja una de las aplicaciones del método por Radiactividad Natural, presentándose algunos de los resultados obtenidos.

ABSTRACT

Laboratory and field work that should be undertaken in order to realize a radiometric study related to problems in Earth Sciences as well as the gamma-ray Spectrometer employed in the Nuclear Geophysics Laboratory of the Institute of Geophysics, National Autonomous University of Mexico, have been briefly described.

One of its several applications is pointed out and illustrated with some actual results obtained in our laboratory.

INTRODUCCIÓN

Desde el descubrimiento de la Radiactividad ha sido importante conocer la distribución de los elementos radiactivos de la naturaleza. Cuando se habla de estudios relacionados con trabajos de exploración, tanto de yacimientos de minerales radiactivos como de ciertos minerales metálicos, se está considerando implícitamente la gran importancia que guarda este tipo de análisis por Radiactividad Natural.

* Instituto de Geofísica, UNAM.

El objetivo principal de este trabajo es el de describir detalladamente los pasos experimentales para obtener los contenidos de los elementos U, Th y K con los equipos del Laboratorio de Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica.

DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

De acuerdo a la interacción de la radiación con la materia, se han construido detectores para radiaciones Alfa, Beta y Gamma (Price, 1974). El método de espectrometría gamma para el estudio de Radiactividad Natural, utiliza la emisión de rayos gamma por las ventajas que presenta sobre los otros rayos, de tener un carácter discreto y a la vez, una alta penetrabilidad. Para el Espectrómetro de rayos gamma empleado en este trabajo, se escogió un detector de centelleo de NaI (Tl) por su mayor eficiencia con respecto a los construidos con materiales semiconductores.

Este método de estudio de Radiactividad Natural es comparativo, debido a que en forma directa e introduciendo menos error, puede medir la actividad de una muestra comparándola con la de un estándar. Conocida la actividad, se puede conocer la concentración que es directamente proporcional a ella. Para efectuar estas mediciones de Radiactividad, se colocan las muestras pulverizadas, en las mismas condiciones de geometría y compactación (Heier y Rogers, 1963), en contenedores de aluminio diseñados para ser llenados a un volumen constante y dependiendo de la densidad de la muestra, con cantidades de 400 a 700 grs. aproximadamente.

TABLA 1

VARIACIÓN EN LA MEDICIÓN DE CONCENTRACIÓN EN FUNCIÓN
DE LA COMPACTACIÓN (MODIFICADA DE HEIER Y ROGERS, 1963).

Peso de la muestra en grs.	<i>Valores obtenidos</i>		
	K%	U ppm	Th ppm
300	4.04	5.90	24.30
350	4.01	4.80	22.80
404	3.84	4.50	23.40
448.5	3.75	4.40	21.70

En la Tabla 1 se pueden apreciar las diferencias que existen en las concentraciones obtenidas para 4 diferentes grados de compactación en una roca ígnea intrusiva.

Esta disminución de la concentración en volúmenes iguales de roca pero con diferente grado de compactación, se explica por el fenómeno de autoabsorción que ocurre dentro de la muestra.

Cuando los rayos gamma emitidos desde el contenedor, incidan en el cristal de centelleo del detector, producirán una serie de destellos luminosos que, al chocar a su vez con el fotocátodo sensible a esa radiación, arrancarán de él, un determinado número de electrones que al pasar por el tubo fotomultiplicador, formarán un pulso eléctrico. Esta señal o pulso eléctrico, deberá ser amplificada para su análisis, por medio de un preamplificador y un amplificador de tal manera que su tamaño sea adecuado y proporcional a la energía del rayo gamma incidente. El análisis posterior de este pulso que consiste en la identificación del tamaño adquirido y su registro o almacenamiento en alguno de los 256 canales utilizados, se hace por medio de un analizador multicanal.

Después de un determinado lapso de tiempo, se podrán obtener los datos de la medición en hojas de papel con la información digitalizada como la mostrada en la figura 1 y si se desea, en cintas de papel con los datos perforados. Otra de las formas de obtener los resultados de la medición, es por medio de espectros visibles en el osciloscopio del multicanal o en espectros graficados como el que se observa en la figura 2.

En el caso del espectro obtenido con el teletipo, en su forma de dígitos, la primera columna enumera los 256 canales que fueron utilizados para formar el espectro; el número de la segunda columna del primer renglón, indica el tiempo en minutos que duró la medición de la muestra y todos los demás números indican el número de pulsos registrados en cada uno de los canales de la memoria utilizada. Así por ejemplo, el número de la sexta columna del renglón número 26, indica que fueron 25 los pulsos registrados en el canal 254 durante los 1 410.87 minutos que duró la medición.

En el espectro graficado, mostrado en la figura 2, el eje X representa el número de canal o valor de energía y el eje Y el número de cuentas o pulsos registrados en cada uno de los 254 canales que fueron utilizados.

Tanto en la hoja con los datos digitalizados como en el espectro graficado, se pueden observar ciertos picos (fotopicos) producidos por los rayos gamma emitidos por los radioisótopos K-40 (1.46 MeV), Bi-214 (1.76 MeV) y Tl-208 (2.62 MeV), estos dos últimos, miembros de las familias radiactivas que encabezan los elementos U-238 y Th-232 respectivamente.

0000	141087	93787	438787	351137	266554	232504	209300	192172	178369	166206
0010	156568	149184	146628	150882	160875	166729	164733	156406	148244	139641
0020	132388	124631	117391	111397	105929	99941	95603	91981	88945	86520
0030	84618	81137	79845	80955	84108	84249	81595	75872	70350	68144
0040	65896	65059	63801	63120	62912	62825	62143	62365	62141	62193
0050	62347	62565	63319	63046	63035	63529	64025	64341	65133	65502
0060	66604	68100	69355	72081	75759	78279	80950	81605	82243	82479
0070	82293	82635	85324	86695	88550	90792	92023	93546	92644	90481
0080	86183	79312	71319	62520	53540	45196	38927	32939	28566	26506
0090	28191	36478	56459	96485	158998	240396	328411	395236	422672	404501
0100	349518	276892	201347	140151	92502	59647	38362	25338	17069	11858
0110	8634	6351	4824	3464	2638	2005	1467	1139	829	654
0120	481	363	292	268	270	254	204	252	236	209
0130	202	197	204	225	202	207	189	212	204	203
0140	200	226	194	210	190	200	189	168	194	182
0150	166	169	159	149	139	149	136	126	122	96
0160	114	120	120	113	109	158	159	154	177	210
0170	216	241	202	230	199	188	145	123	112	117
0180	107	96	112	90	115	115	111	130	121	92
0190	117	125	113	104	104	94	99	101	98	67
0200	79	77	78	75	72	53	51	73	67	57
0210	57	56	65	53	57	38	51	46	42	38
0220	34	46	37	35	35	36	40	32	32	36
0230	33	36	26	27	26	36	33	44	30	34
0240	36	28	31	33	29	28	21	26	13	23
0250	26	36	21	19	25					

Fig. 1. Espectro obtenido en su forma de hoja con la información digitalizada (García, 1976.)

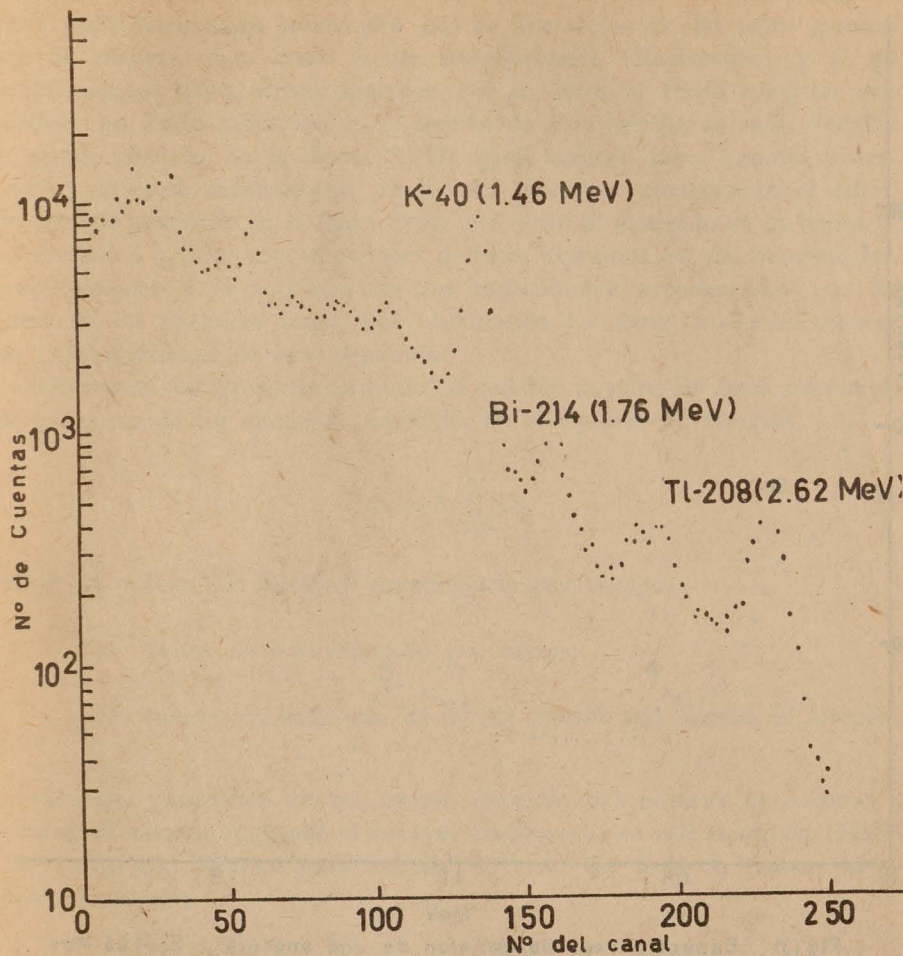
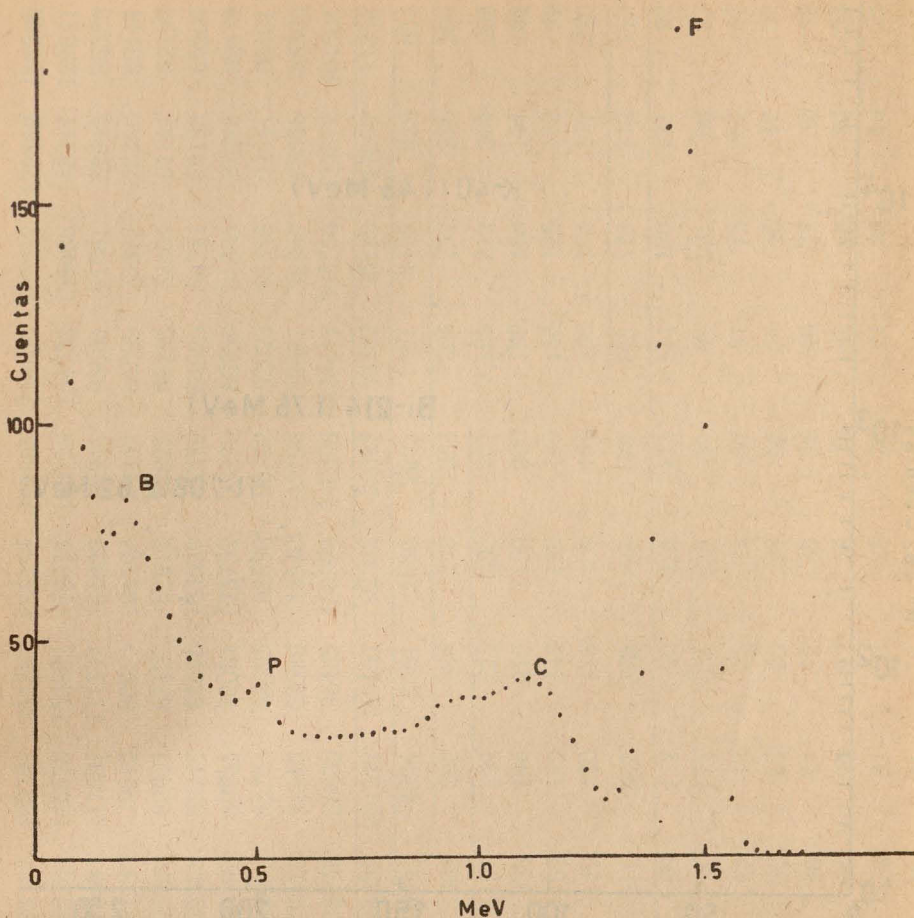


Fig. 2. Espectro de Dique; Conteo de 400 mins. se muestran los picos utilizados para cuantificar los elementos radiactivos. (Tomada de Terrell y Pal, 1976.)

Por otra parte, cuando el número de átomos que decaen del padre es igual al número de átomos que decaen de cualquiera de sus productos hijos en una misma unidad de tiempo, se dice que la serie radiactiva se encuentra en equilibrio secular. De esta manera, la posibilidad de utilizar, en lugar de los isótopos radiactivos U y Th que no emiten radiaciones gamma,



Fig(3) Espectro real de emisión de una energía $E_i = 1.46 \text{ MeV}$

F: Fotopico

C: Esquina Compton

P: Formación de pares

B: Backscatter

sus productos de decaimiento Bi y Tl respectivamente, que sí los emiten, se presenta cuando en la naturaleza estas series de U y Th están en equilibrio secular (Kaplan, 1963).

Aparte de los fotopicos que aparecen en el espectro de una muestra, otros picos secundarios producidos por la interacción de los rayos gamma con la materia, tales como el de retrodispersión (Backscatter) y el de producción de pares, deben aparecer. Por su parte, el efecto Compton que produce un fondo radiactivo en la sección de baja energía de cada fotopico se puede observar en la figura 3. De igual manera, rayos gamma provenientes de otros radioisótopos, producirán picos que complicarán el espectro sencillo mostrado en la figura 3 en uno como el mostrado en la figura 2.

Debido a que las concentraciones de estos elementos en una muestra, son proporcionales a la actividad de sus radioisótopos representados por las áreas de los fotopicos respectivos, calculando las áreas, podemos conocer las concentraciones de esos elementos.

Utilizando las siguientes fórmulas, se pueden calcular las áreas respectivas de cada uno de los fotopicos aparecidos en el espectro de energías

$$A = \delta \sum_{i=1}^n C_i \quad (1)$$

donde A = área del fotopico (normalizada por tiempo)

δ = factor de normalización por tiempo

C_i = cuentas en cada uno de los (i) canales que forman el fotopico.

El error estadístico en un conteo depende del número de cuentas y cuando el número es grande el error es simplemente su raíz cuadrada (Hahn, 1974). De esta manera para calcular el error del área A , usamos la siguiente ecuación:

$$\alpha = \delta \sqrt{\sum_{i=1}^n C_i} \quad (2)$$

donde α = error estadístico normalizado por tiempo.

El error en porcentaje sería:

$$\frac{\alpha}{A} \times 100 = \frac{\sqrt{\sum C_i}}{\sum C_i} \times 100 \quad (3)$$

Las áreas netas producto del decaimiento de los radioisótopos en estudio, serán simplemente la diferencia del pico total menos la contribución del radiactivo, así:

$$A_0 = A - F$$

$$\alpha_0 = \sqrt{\alpha^2 + f^2}$$

Donde A_0 = área neta del fotopico

F = área del fondo

A = área del fotopico normalizado sólo por tiempo

α_0 = error del área neta A_0

f = error del fondo

α = error de A

Finalmente si a estas áreas las normalizamos por peso, se obtendrá el área total del fotopico, así:

$$A_T = A_0 P$$

$$\alpha_T = \sqrt{A_T}$$

Donde: A_T = área normalizada por tiempo y peso y sin fondo radiactivo.

P = factor de normalización por peso

α_T = error del área A_t

En el caso más sencillo, cuando no exista interferencia alguna, la concentración será directamente proporcional al área del fotopico, sin embargo, en general, debemos suponer interferencias de los tres elementos en los fotopicos del espectro y por lo tanto plantear las siguientes ecuaciones (Hurley, 1956):

$$R_1 = X + Y + Z \quad (4)$$

$$R_2 = X (U_2/U_1) + Y (T_2/T_1) + Z (K_2/K_1) \quad (5)$$

$$R_3 = X (U_3/U_1) + Y (T_3/T_1) + Z (K_3/K_1) \quad (6)$$

En donde:

R_1, R_2 y R_3 = áreas normalizadas bajo los fotopicos en el espectro de la muestra, correspondientes a los radioisótopos Bi-214, Tl-208 y K-40 respectivamente.

U_1, U_2 y U_3 = áreas normalizadas y corregidas por fondo del estándar de Uranio en las energías (picos) correspondientes a U (Bi), Th (T1) y K respectivamente.

T_1, T_2 y T_3 = áreas normalizadas y corregidas por fondo del estándar de Torio en las energías (picos) correspondientes a U (Bi), Th (T1) y K respectivamente.

K_1, K_2 y K_3 = áreas normalizadas y corregidas por fondo del estándar de Potasio en las energías (picos) correspondientes a U (Bi), Th (T1) y K respectivamente.

U, Th y K = Concentraciones respectivas en los estándares de U, Th y K; los dos primeros en ppm y el tercero en %.

Resolviendo el sistema de ecuaciones anteriormente planteado obtenemos:

$$X = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + A_3 R_3}{A_4} \quad (7)$$

$$Y = \frac{B_1 R_1 + B_2 R_2 + B_3 R_3}{A_4} \quad (8)$$

$$Z = R_1 - X - Y \quad (9)$$

Donde:

$$A_1 = T_3/T_1 \cdot K_3/K_1 - K_2/K_1 \cdot T_3/T_1$$

$$A_2 = T_3/T_1 - K_3/K_1$$

$$A_3 = K_2/K_1 - T_2/T_1$$

$$A_4 = U_2/U_1 \cdot A_3 + U_2^*/U_1 \cdot A_2 + A_1$$

$$B_1 = K_2/K_1 \cdot U_3/U_1 - U_3/U_1 \cdot K_3/K_1$$

$$B_2 = K_3/K_1 - U_3/U_1$$

$$B_3 = U_2/U_1 - K_2/K_1$$

Finalmente las ecuaciones que nos permitirán calcular las concentraciones de U, Th y K en las muestras serán:

$$Cu = X \cdot U/U_1 \text{ ppm} \quad (10)$$

$$Ct = Y \cdot T/T_1 \text{ ppm} \quad (11)$$

$$Ck = Z \cdot K/K_1 \% \quad (12)$$

LOCALIZACIÓN Y RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

Cuando se van a realizar trabajos de campo de algún estudio geofísico radiométrico, una vez establecidos los objetivos del mismo, se localizan en planos geológicos o en fotos aéreas del lugar, las zonas que más puedan convenir a los propósitos de este estudio. En el caso de trabajos radiométricos de exploración, encaminados a dirigir la explotación de algunos minerales radiactivos, se deben determinar primero, las áreas más favorables para la depositación de estos minerales. En el caso de los estudios que fueran proyectados para resolver problemas de interés científico, tales como los de composición del manto, distribución vertical de elementos radiactivos o de flujo térmico, las áreas que deberán determinarse, serán aquellas que por su situación geográfica o naturaleza geológica, puedan aportar nuevos datos para la evaluación de las teorías basadas en dichos problemas.

Una vez localizadas las zonas donde se deberán desarrollar los trabajos de campo, se sitúan en un plano geológico de la región, los puntos o lugares que sistemáticamente tendrán que ser muestreados. Juárez y Rico (1970), señalan que la cantidad de muestra que deberá ser recolectada para un estudio, variará de acuerdo a la naturaleza del problema y a la accesibilidad del lugar que va a ser muestreado. Por su parte, Maksimov (1975), hace una clasificación del material de recolección y lo divide en: rocas o vetas mineralizadas, sedimentos no consolidados, aguas naturales, gases y materiales de naturaleza tanto vegetal como animal.

Antúnez (1958), indica que algunas de las condiciones que deberán ser observadas en los trabajos de recolección serán: El intervalo de separación que guarden los puntos muestreados, la mínima contaminación que puedan tener las muestras, la numeración sistemática de las mismas y la cantidad que deberá ser recolectada de cada una de ellas. Por su parte, Wager y Brown (1960) indican que las cantidades ideales requeridas para un estudio, suponiendo que la roca es homogénea y el grano equidimensional, serán los indicados en la Tabla 2.

PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y ESTÁNDARES

Transladadas las muestras del campo al laboratorio, se procede a limpiar, pulverizar y envasar para su análisis posterior. La limpieza preliminar consiste en el lavado y secado de las muestras para eliminar de ellas, las fortuitas contaminaciones que puedan tener y/o las adquiridas durante su transporte y almacenamiento en el laboratorio. La pulverización se realiza por medio de una quebradora y un molino mecánicos, mostrados en la figura 4 y se refiere a la trituración sistemática, a la que será sometida cada muestra. En el caso de un estudio radiométrico, será necesario separar de una muestra de 3 Kgs (en el campo se procuran recolectar muestras de ese peso), 1 Kg de roca para estudios petrográficos o trabajos posteriores de repetición y 2 Kgs para otro tipo de estudios. El pedazo de roca de

TABLA 2

CANTIDADES IDEALES DE MUESTRA QUE SE DEBEN RECOGER
PARA SU ANÁLISIS. (WAGER Y BROWN, 1960).

Tamaño del grano	Textura	Peso de la muestra en grs.
3 cm	pegmatítico	5 000
1 — 3 cm	grano grueso	2 000
1 — 10 mm	grano medio	1 000
0 — 1 mm	grano fino	500

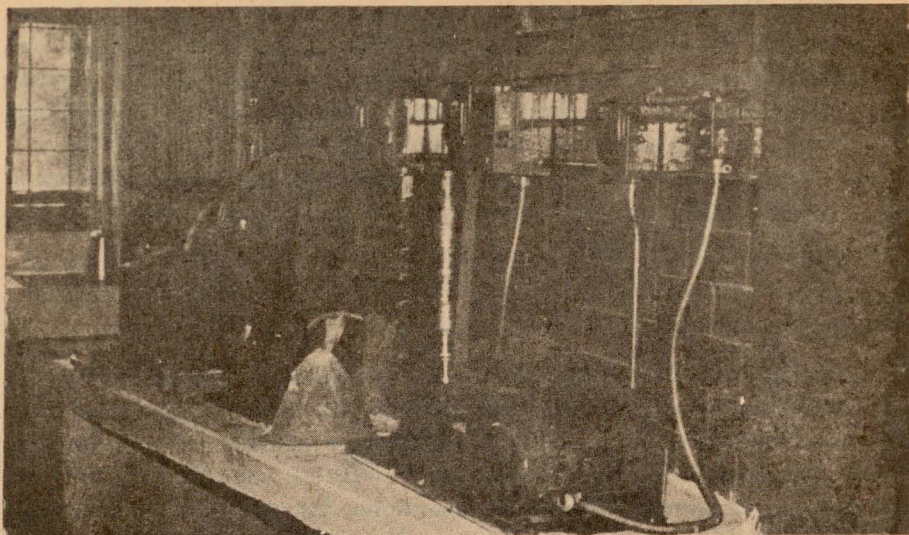


Fig. 4. Quebradora, molino y cernidor. Se observa también un grupo de tamices que variará en número según sea el tipo de trabajo que se vaya a desarrollar.

2 Kgs se molerá hasta un tamaño de partículas que alcance a pasar por un tamiz de malla No. 10 (este tamiz es el que tiene 10 cuadros por pulgada cuadrada) y después se separará con unos cuarteadores como los mostrados en la figura 5, en 2 partes de 1 Kg cada una. Una de las partes, la que se dedicará a estudios de separación de minerales magnéticos, se molerá hasta pasar por una malla del No. 100 (Hess, 1960) y la otra, que será utilizada para estudios químicos y radiométricos, se molerá hasta pasar por una malla del No. 50. Este último kilogramo de la muestra (el molido a una malla No. 50), se separará por medio de los cuarteadores, en dos partes de 200 y 800 grs aproximadamente. La parte de 200 grs, se molerá hasta una malla del No. 120 y con los cuarteadores se separarán 10 grs para estudios de análisis de activación con neutrones (Terrell y Pal, 1978) y el resto se molerá hasta una malla del No. 250 para utilizarlo en análisis químicos (Boar e Ingram, 1970). Los 800 grs restantes, se dejarán en el tamaño de malla No. 50 y se ocuparán para mediciones de Radiactividad Natural.

Una parte de esos 800 grs (malla No. 50) se depositará en contenedores de aluminio y se colocará alrededor del detector de centelleo, tal como se muestra en la figura 6.

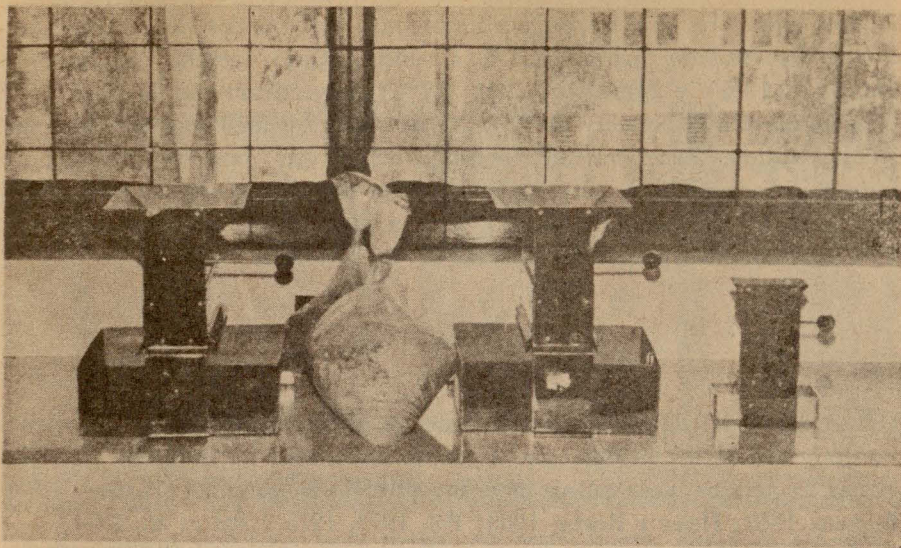


Fig. 5. Cuarteadores utilizados para la separación estadística del material pulverizado.

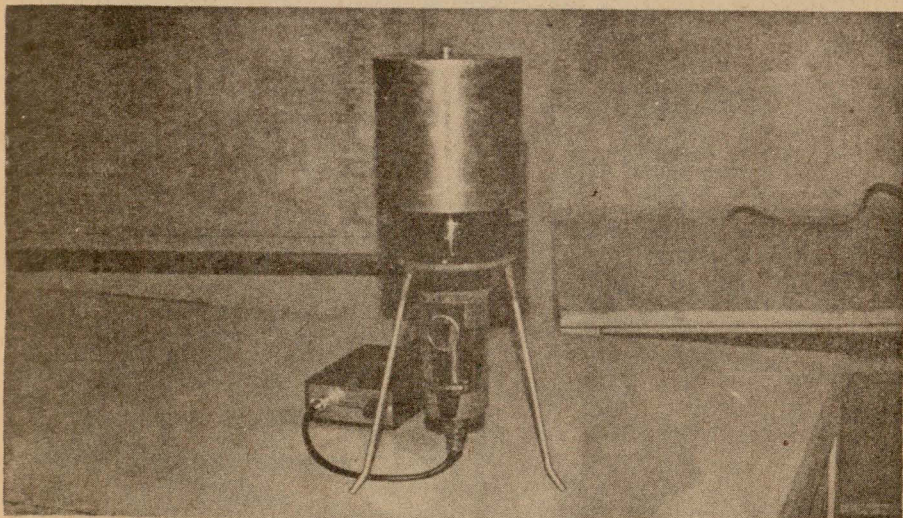


Fig. 6. Contenedor de aluminio con muestra rodeando al detector de centelleo. Abajo del detector se puede apreciar el tubo fotomultiplicador y conectado a él, el preamplificador.

Los estándares que fueron utilizados para los cálculos de concentraciones en este trabajo, fueron para el Uranio y Torio, mezclas de Carnotita (U_3O_8 0.18%) y Monazita (ThO_2 9.7%) respectivamente, obtenidos del New Brunswick Laboratory de la U. S. Atomic Research and Development Administration. Posteriormente fueron diluidos con rocas pulverizadas de muy baja radiactividad; para el Potasio una sal cuya composición es KCN comprada a los laboratorios Merck y para el estándar múltiple de U, Th y K una muestra preparada por la U. S. geological Survey.

EQUIPO

La necesidad de conocer las concentraciones de los elementos radiactivos naturales y artificiales en diferentes tipos de materiales, ha inducido a perfeccionar la técnica de Análisis por Espectrometría gamma (Hurley, 1956; Bloxam, 1962; Heier y Roger, 1963; Pal, 1973, 1975 y Pal *et al.*, 1974).

La figura 7 muestra el esquema del equipo de detección y medición de radiación gamma con que cuenta el laboratorio de Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la UNAM. Este Espectrómetro de rayos gamma (Terrell y Pal, 1977), consiste de:

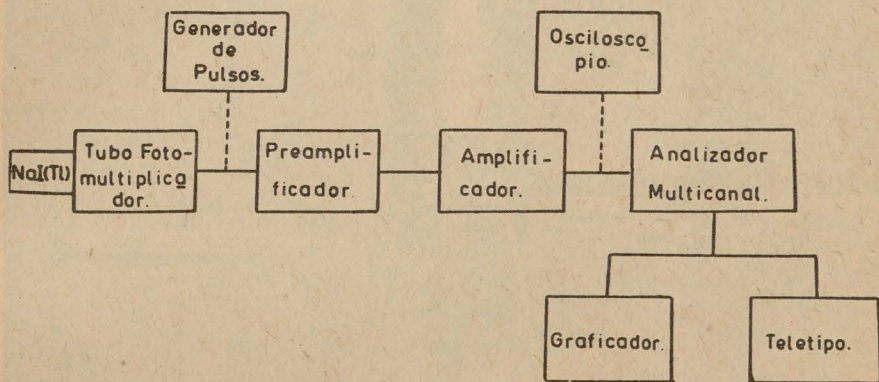


Fig.(7) Diagrama en bloques del Espectrómetro de Rayos Gamma

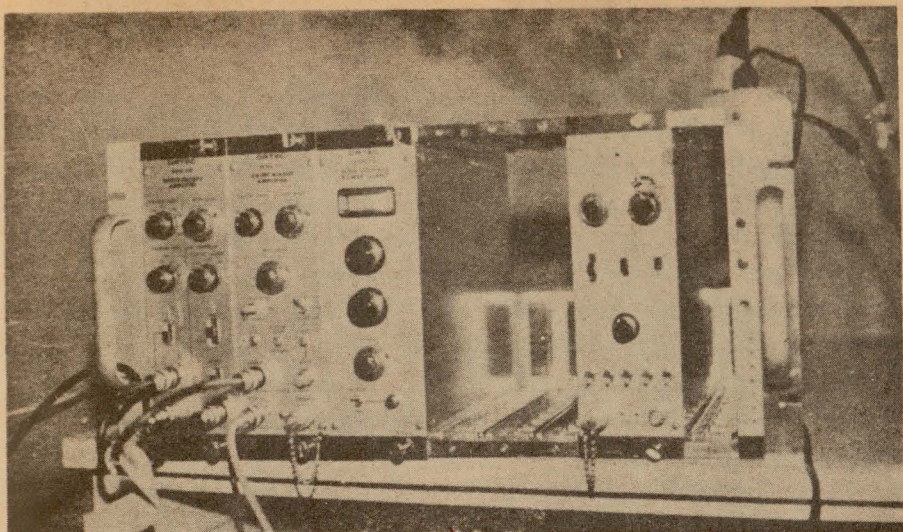


Fig. 8a. Sistema electrónico donde se muestran amplificadores, fuentes de alto voltaje (0-3 K U) y el generador de pulsos.

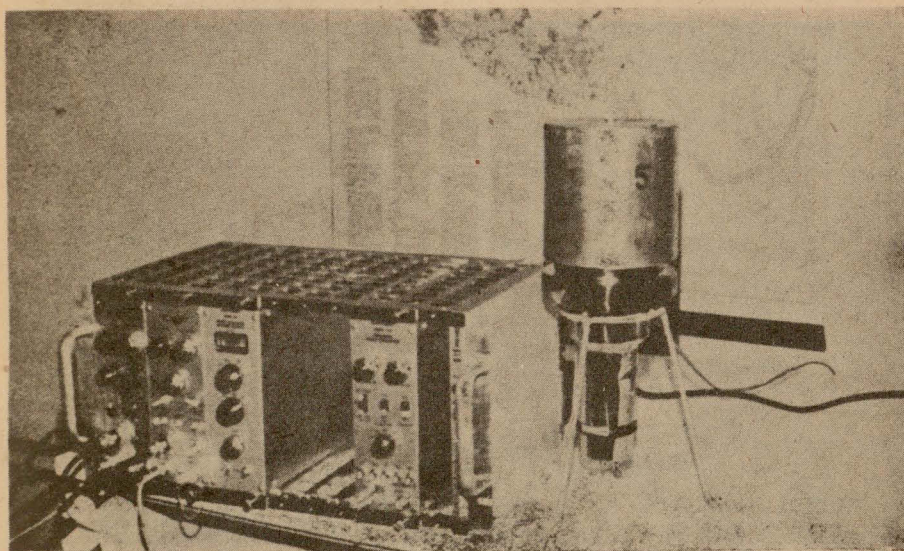


Fig. 8b. Sistema electrónico contenedor de aluminio, rodeando al detector y el tubo fotomultiplicador.

1. Un detector de Ioduro de Sodio con impurezas de Talio, de 4" de diámetro por 4" de altura.
2. Un tubo fotomultiplicador que sirve para convertir en un pulso eléctrico, el centelleo producido por el cristal detector.
3. Un segundo cristal de centelleo de Ioduro de Sodio Puro de 4" de diámetro por 2" de altura, que colocado entre el detector principal y el tubo fotomultiplicador, ayuda a reducir el fondo radiactivo proveniente del material que compone el tubo fotomultiplicador.
4. Una fuente de alto voltaje (0 —3 KV) marca Ortec modelo 456 que alimenta al tubo fotomultiplicador (figuras 8a y 8b).
5. Un preamplificador (figuras 6 y 9) y un Amplificador (figuras 8a y 8b) de pulsos eléctricos, ambos de la marca Ortec y modelos 113 y 452 respectivamente.
6. Un analizador de pulsos marca Hewlett Parckard modelo 5401B de 1024 canales.
7. Un teletipo modificado marca Teletype Corp. modelo ASR 33.
8. Un graficador X-Y marca Hewlett Packard modelo 7004B (figura 9).

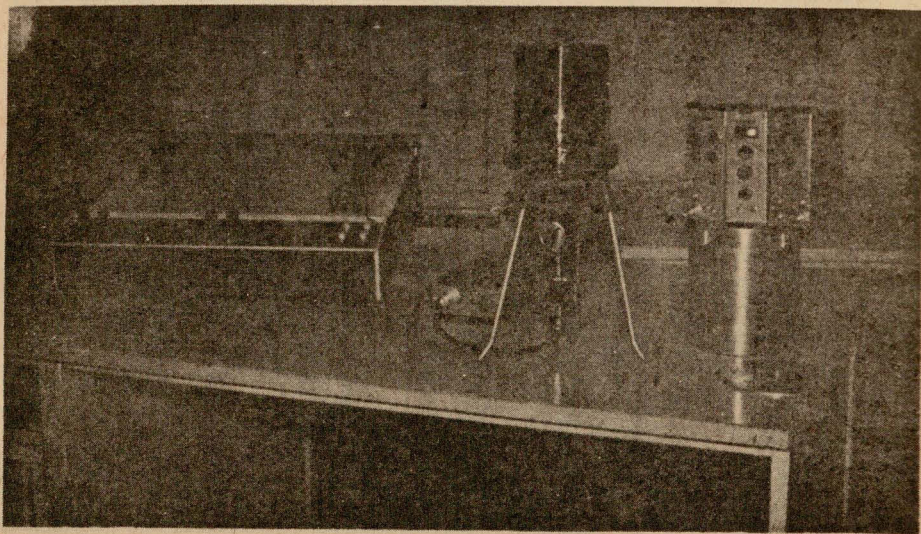


Fig. 9. Graficador X-Y, detector de centelleo con su tubo fotomultiplicador, preamplificador, contenedor de aluminio con su tapa y parte del equipo electrónico.

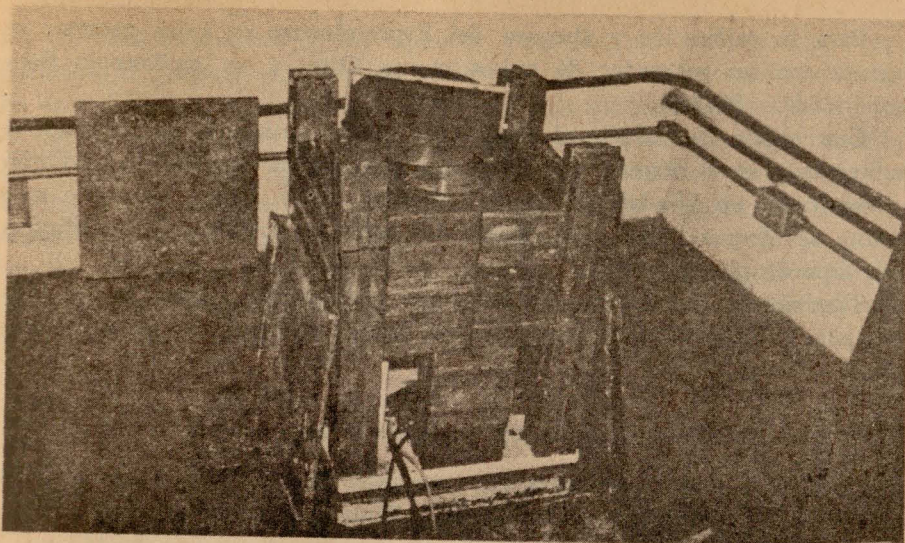


Fig. 10a. Blindaje de plomo cubriendo al detector, parcialmente descubierto. Se observa la parte superior de un contenedor colocado y, en la parte inferior al preamplificador.

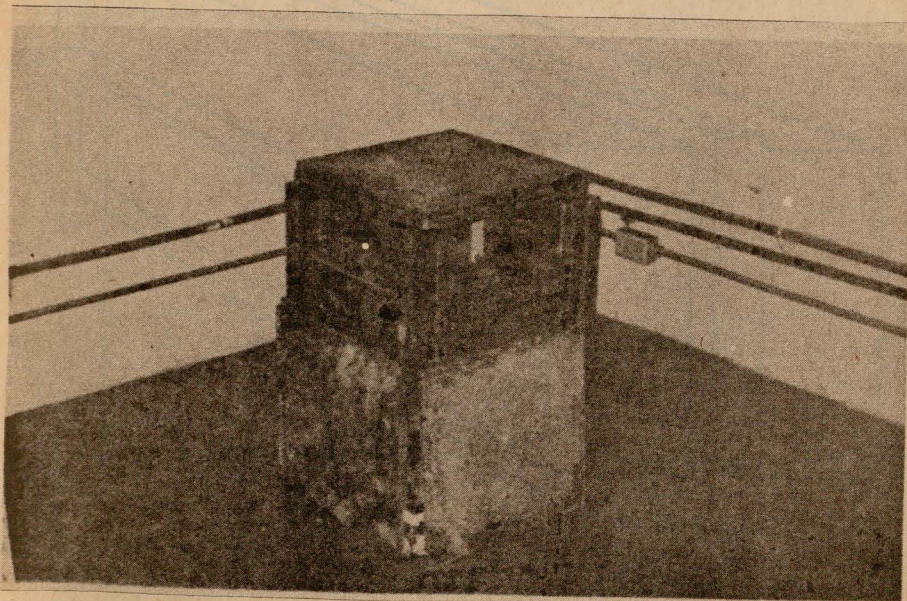


Fig. 10b. Blindaje completo del detector. Placas y bloques cubriéndolo en su totalidad.

Para la calibración y chequeo del Espectrómetro de rayos gamma, se cuenta con un generador de pulsos marca Ortec y un osciloscopio Sen-core modelo PSI48A.

Con objeto de reducir el efecto del fondo radiactivo del laboratorio subterráneo en el detector (20 mts por debajo de la superficie), se diseñó y construyó, un blindaje de plomo (figuras 10a y 10b) desarmable que consta de bloques (figura 11), placas de plomo comercial, y de un cilindro con tapa de plomo puro.

También se construyeron contenedores de aluminio (figura 9) graduados para colocar en ellos estas muestras con el mismo grado de compactación.

CÁLCULO DE CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS RADIOACTIVOS

Como se dijo anteriormente, la concentración de los elementos radiactivos puede ser determinada a partir de la actividad calculada de las áreas de

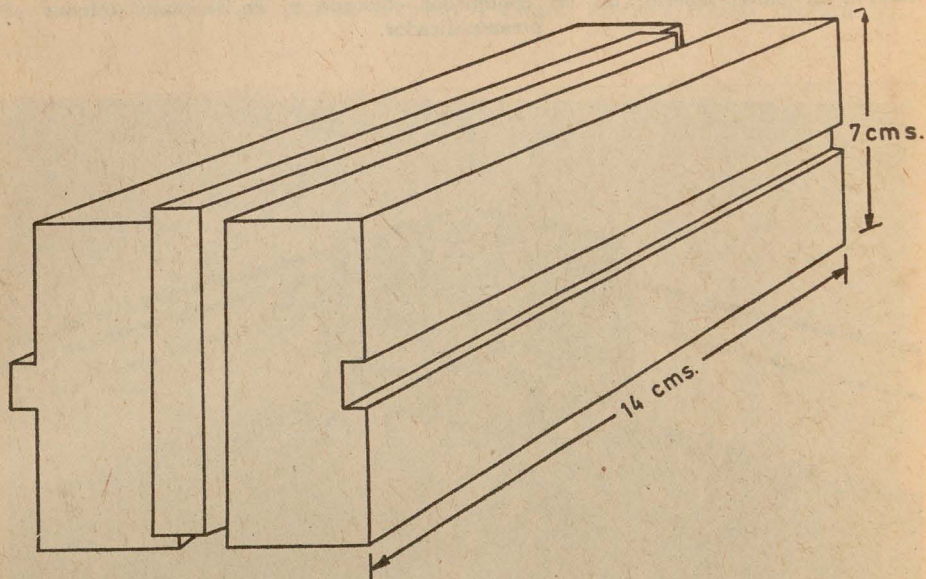


Fig.(11) Vista Perspectiva de un Bloque de Plomo.

los fotopicos localizados en un espectro. Para efectuar una correcta comparación, es necesario calcular las áreas usando el mismo número de canales en todos los espectros obtenidos con la misma calibración. La localización de los fotopicos se hará por medio de una curva de calibración construida mediante la detección de radiaciones de energía conocida.

Por medio de estas curvas se puede conocer de manera tentativa el número de canales y la energía que corresponde a cada uno de los radioisótopos. En forma directa, se pueden conocer usando los estándares de U, Th y K. Para este trabajo se detectaron las emisiones gamma de los isótopos radiactivos Cs-137, Co-60 y K-40.

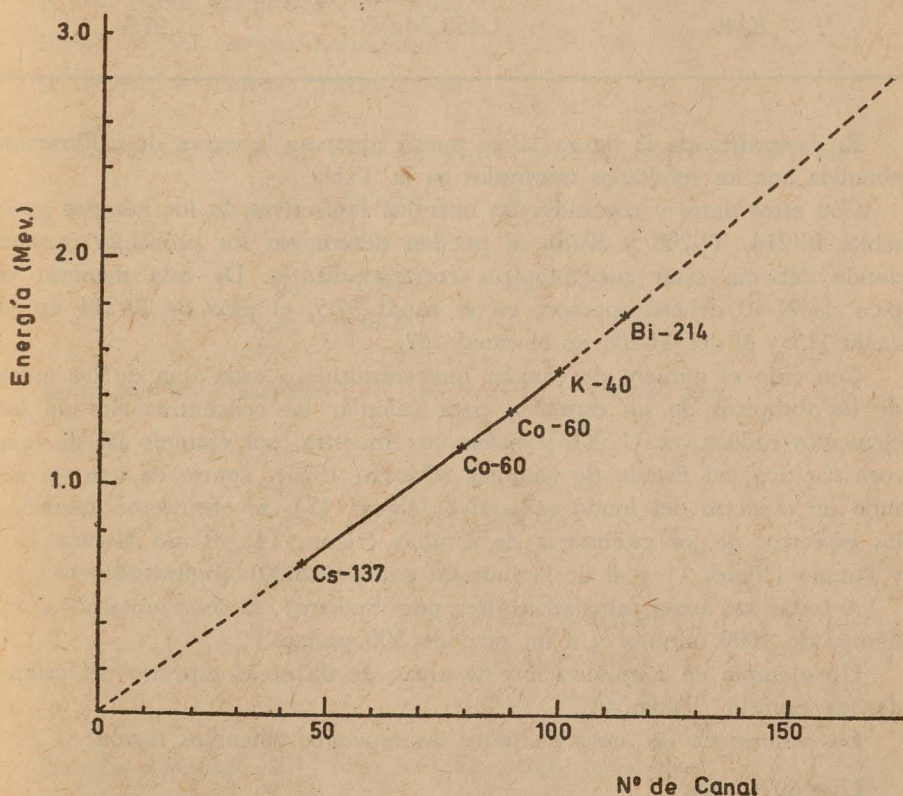


Fig. (12) Curva de Calibración.

TABLA 3

RESULTADOS DE LA CALIBRACIÓN

Fuente de Calibración	Energía	Fotopico en el Canal
Cs-137	0.662 MeV	45
Co-60	1.173 MeV	80
	1.332 MeV	90.5
K-40	1.460 MeV	97.5

En la gráfica de la figura 12 se puede observar la curva de calibración obtenida con los resultados mostrados en la Tabla 3.

Con estos datos y conocidas las energías respectivas de los isótopos inestables Bi-214, Tl-208 y K-40, se pueden determinar los probables canales donde deberán estar sus fotopicos correspondientes. De esta manera, el pico de K-40 deberá aparecer en el canal 97.5, el pico de Bi-214 en el canal 115 y el del Tl-208 en el canal 162.

Conocido el número de canales que constituirán cada una de las áreas de los fotopicos de un espectro, para calcular las concentraciones de los elementos radiactivos U, Th y K en una muestra, por ejemplo las de una roca dacítica del Estado de Chiapas (García, 1976), aparte de que se obtuvo un espectro del fondo radiactivo (figura 13), se obtuvieron también, los espectros de los estándares de Uranio (figura 14), Torio (figura 15) y Potasio (figura 1) y el de la muestra dacítica 26001 (figura 16).

A todas las áreas calculadas (tres por espectro), se les normalizó a un tiempo de 1000 minutos y a un peso de 500 gramos.

Un ejemplo de normalización de áreas, se da en el espectro del estándar de potasio (Tabla 4).

Los valores de las áreas de todos los espectros obtenidos fueron:

$$U = 60.2 \text{ ppm}$$

$$U_1 = 315.680 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$U_2 = 7,825 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$U_3 = 393,042 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$T = 101 \text{ ppm}$$

$$T_1 = 96,084 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$T_2 = 144,336 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$T_3 = 178,685 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$K = 60.05\%$$

$$K_1 = 16,889 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$K_2 = 559 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$K_3 = 3,772,221$$

$$R_1 = 17,607 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$R_2 = 8,290 \text{ cuentas normalizadas}$$

$$R_3 = 127,750 \text{ cuentas normalizadas}$$

Si los valores de las A's y B's requeridos para calcular X, Y y Z son:

$$A_1 = 345.94 \quad B_1 = -5.35$$

$$A_2 = -221.14 \quad B_2 = 202$$

$$A_3 = -1.52 \quad B_3 = -0.006$$

$$A_4 = 338.74$$

Aplicando las ecuaciones (7), (8) y (9), se obtiene que:

$$X = 12192$$

$$Y = 5153$$

$$Z = 262$$

Determinando las razones:

$$U/U_1 = 0.0002$$

$$T/T_1 = 0.001$$

$$K/K_1 = 0.003$$

Con las fórmulas (10), (11) y (12) encontramos que:

$$\text{Concentración de Uranio} = (12192) (0.0002) = 2.43 \text{ p.p.m.}$$

$$\text{Concentración de Torio} = (5153) (0.001) = 5.15 \text{ p.p.m.}$$

$$\text{Concentración de Potasio} = (262) (0.003) = 0.79\%$$

TABLA 4

EJEMPLO DE NORMALIZACIÓN DE ÁREAS CON EL ESPECTRO DEL ESTÁNDAR DE POTASIO. (GARCÍA, 1976.)

Área (1)	Área (2)	Área (3)	
18,948 ± 138	2,993 ± 54	3,380,511 ± 1838	Área obtenida (A)
13,430 ± 116	2,121 ± 46	2,396,047 ± 1548	Área (A) normalizada por tiempo (1000 min).
10,681 ± 127	379 ± 62	2,385,553 ± 1551	Área (A) normalizada por tiempo y fondo.
16,889 ± 130	599 ± 24	3,772,221 ± 1942	Área normalizada a 500 grs.

APLICACIONES

Como se mencionó en un principio, en un estudio radiométrico los objetivos bien pueden ser de tipo económico o de interés puramente científico.

En el primer caso de estudios radiométricos, generalmente el equipo que se utiliza en los trabajos de exploración, tienen 4 canales que sirven para medir las actividades de los elementos Bi-214 Tl-208 y K-40 y otro para medir la actividad total. Los valores de actividad total, se configuran sobre un plano geológico y se determinan en base a las anomalías aparecidas, las zonas de mayor actividad radiactiva (Brandi, 1975). En el segundo tipo de estudios, si lo que se desea conocer es la cantidad de calor generado por la presencia de los elementos radiactivos o su distribución en la naturaleza, la información obtenida de las mediciones, deberá ser interpretada de otra manera.

Para este segundo caso, debido a sus abundancias, constantes de decaimiento y pérdida de masa en las reacciones de decaimiento, los radioisótopos U-238, Th-232 y K-40 son los principales productores de calor. Otros como el Rb-87, el Re-187 y el C-14 no influyen determinadamente en la producción de calor pero sí son utilizados en otras ramas de la Geofísica como la Geocronología, principalmente.

El cálculo de calor generado está basado en dos principios: primero, que la masa perdida en el decaimiento, principalmente puede transformarse en energía calorífica y segundo que las condiciones externas como presión, temperatura y composición química, no logran influir en el régimen de decaimiento de esos átomos radiactivos (Ochoa, 1976).

Basado en esto, podemos calcular el calor producido por una unidad de masa geológica si conocemos la concentración de U, Th y K ya que, por cada átomo desintegrado, podemos conocer el calor producido o equivalente a la masa perdida.

Como ejemplo del cálculo de calor producido por la desintegración de un átomo radiactivo, podemos describir el del Th-232 (Terrell y Pal, 1977). Como se observa en la tabla 5, el Th-232, cuya masa atómica es de 232.0382 u.m.a., decae después de una serie de hijos radiactivos en Pb-208 que tiene una masa de 207.9766 u.m.a. Si a la masa del Pb-208 le sumamos la masa de las alfas y betas emitidas durante el proceso de decaimiento, encontraremos que existirá una cierta deficiencia en el valor de esa masa que será la que se habrá transformado en energía calorífica.

De esta manera, los 0.0448 u.m.a. que son la deficiencia en masa, se convierten en 1.59667×10^{-12} calorías. Esto quiere decir, que en una desintegración de Th-232, se produce esa cantidad de calorías.

De igual manera, se encuentra que el decaimiento de un isótopo de U-238, produce 2.32×10^{-12} cal.; el de U-235, produce 2.04×10^{-12} cal. y el del K-40, 5.09×10^{-14} calorías.

Ahora bien, si lo que interesa conocer es la cantidad de calor disipado por las concentraciones de U, Th y K en una muestra, se deberá determinar primero el número de desintegraciones que ocurrirán por ejemplo en un millón de años (después se obtendrá para un año).

Si utilizamos la ecuación de decaimiento radiactivo:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

donde: $N = N^\circ$ de átomos actual en $t = t$

$N_0 = N^\circ$ de átomos inicial a $t = 0$

$\lambda =$ Cte. de decaimiento.

$t =$ tiempo transcurrido.

TABLA 5

SERIE RADIACTIVA DEL ELEMENTO TORIO

ISÓTOPO	SÍMBOLO	VIDA MEDIA	RADIACIÓN	ENERGÍA (MEV.)
Torio-232	${}_{90}\text{Th}^{232}$	1.41×10^{10} año	Alfa	4.01 (76), 3.95 (24)
Radio-228	${}_{88}\text{Ra}^{228}$	6.7 año	Gama	0.06 (24)
Actinio-228	${}_{89}\text{Ac}^{228}$	6.13 hr	Beta	0.05 (100)
			Beta	2.18(10), 1.85(9), 1.72 (7), 1.13(53), 0.64(8), 0.45 (13), 1.64(13). 1.59(12), 1.10, 1.04, 0.97(18), 0.91 (25), 0.46 (3), 0.41(2), 0.34(11), 0.23 0.18(3), 0.13(6), 0.11, 0.10, 0.08
Torio-228	${}_{90}\text{Th}^{228}$	1.91 año	Alfa	5.42 (72), 5.34 (28)
			Gama	0.08 (2)
Radio-224	${}_{88}\text{Ra}^{224}$	3.64 días	Alfa	5.68 (95), 5.45 (5)
			Gama	0.24 (5)
Radón-220	${}_{86}\text{Rn}^{220}$	54.5 seg	Alfa	6.28 (99+)
Polonio-216	${}_{84}\text{Po}^{216}$	0.158 seg	Alfa	6.78 (100)

Plomo-212	$^{82}\text{Pb}^{212}$	10.64 hr	Beta Gama	0.58(14), 0.34(80), 0.16(6) 0.30(5), 0.24(82), 0.18(1), 0.12(2)
Bismuto-212	$^{83}\text{Bi}^{212}$	60.5 min	Alfa Beta Gama	6.09(10), 6.04(25) 2.25(56), 1.52(4), 0.74(1), 0.63(2) 0.04(1), con alfa 2.20(2), 1.81(1) 1.61(3), 1.34(2), 1.04(2), 0.83(8), 0.73(10), con Beta.
Polonio-212	$^{84}\text{Po}^{212}$	0.30×10^{-6} seg	Alfa	8.78 (100)
Talio-208	$^{81}\text{Tl}^{208}$	3.1 min	Beta Gama	2.37(2), 1.79(47), 1.52, 1.25 2.62(100), 0.86(14), 0.76(2), 0.58(83). 0.51 (25), 0.28 (9), 0.25 (2)
Plomo-208	$^{82}\text{Pb}^{208}$	Estable		

Encontramos que el número de desintegraciones ocurridas estará dada por:

$$N_0 - N = D$$

$$\text{donde: } D = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Si se conoce el número actual de átomos de los radioisótopos U, Th y K, se puede determinar el número de átomos que existió hace un millón de años. Después, por medio de la siguiente fórmula se puede calcular el calor disipado por esos elementos durante un año.

$$Q = K \times D$$

donde: Q = Cantidad de calor disipado en un año

K = Calor disipado en una desintegración

D = Número de átomos que se desintegraron

De esta manera, y como se observa en la Tabla 6, el calor total producido en la muestra dacítica del Estado de Chiapas es:

$$Q_T = 3.6 \times 10^{-6} \text{ Calorías.}$$

TABLA 6

VALORES DE PRODUCCIÓN DE CALOR EN UNA ROCA DACÍTICA
DEL ESTADO DE CHIAPAS

ISÓTOPO	CONCENTRACIÓN	PRODUCCIÓN DE CALOR $\times 10^{-6}$ Cal/gr/año.
U-238	2.402 ppm	2.152
U-235	0.017 ppm	0.085
Th-232	5.15 ppm	1.06
K-40	0.74 %	0.34

0000	115556	11558	8903	7543	4406	2854	2491	2499	2631	2587
0010	2821	3011	2978	2991	2875	3119	3189	2921	2982	2930
0020	2908	2891	2815	2798	2688	2668	2375	2339	2155	2002
0030	2012	1887	1847	1799	1849	1952	1977	1737	1691	1588
0040	1524	1640	1570	1512	1459	1358	1212	1198	1115	1135
0050	1121	1159	1039	1069	1038	1080	1079	1057	1077	1006
0060	1038	945	1035	973	959	977	1013	952	989	962
0070	881	902	913	879	803	803	848	822	764	823
0080	751	778	688	670	705	657	618	576	645	583
0090	600	545	572	569	606	638	660	797	879	848
0100	877	836	698	611	536	484	417	343	336	281
0110	269	236	273	248	252	213	219	280	249	243
0120	232	194	228	190	179	177	168	157	152	157
0130	145	146	162	134	129	129	145	139	133	116
0140	125	132	137	130	149	134	127	132	135	127
0150	131	123	123	106	92	98	112	92	100	96
0160	76	79	82	78	80	73	85	78	105	106
0170	104	120	118	151	132	141	152	121	117	103
0180	86	85	77	63	69	81	87	75	79	85
0190	89	73	70	69	78	63	71	78	69	72
0200	67	74	51	64	59	61	62	54	51	39
0210	47	46	44	31	41	30	41	33	37	35
0220	41	34	22	28	29	33	25	32	22	22
0230	31	29	21	25	26	20	14	25	24	21
0240	33	34	23	25	25	25	17	21	24	18
0250	26	17	19	23	30					

Fig. 13. Espectro del fondo radiactivo.

0000	43053	76848	435036	366931	196793	111747	96642	103610	115879	121126
0010	138417	159151	141249	110418	111010	131627	135279	122998	134320	165508
0020	169457	141290	144606	192041	214985	169884	101937	58317	40260	32506
0030	28948	27288	26973	27145	26714	26217	25693	25192	27392	36673
0040	57353	82757	100425	97969	77293	51857	34840	24797	21126	19632
0050	19885	21055	22838	23967	24775	23586	21812	20134	18269	16834
0060	16248	15882	15650	15872	16223	16036	15162	14728	13947	13114
0070	12739	13034	13631	15433	17915	21199	23589	23698	23087	20772
0080	18222	16123	15354	14993	15162	14831	14217	13470	12619	12261
0090	12632	12747	13708	14668	15171	14876	14220	13502	12382	11605
0100	10667	10006	9223	9044	8328	7932	7557	6825	6454	6353
0110	6078	6276	7082	8175	9980	12088	14116	15677	16635	16313
0120	15292	13571	11900	9849	8545	7280	6063	5220	4392	3785
0130	3251	2757	2417	2225	2019	1989	2023	1998	2046	2188
0140	2387	2563	2764	3019	3304	3495	3587	3291	3148	2754
0150	2343	2037	1629	1435	1183	950	884	917	350	845
0160	895	890	947	879	841	722	639	527	555	425
0170	346	306	290	223	222	210	171	141	167	137
0180	138	128	137	125	111	103	93	84	84	85
0190	81	79	74	69	67	73	61	56	62	51
0200	43	39	37	36	47	35	38	32	26	26
0210	17	27	30	27	14	21	20	16	20	13
0220	17	14	11	7	15	8	15	13	11	20
0230	13	11	12	15	8	9	6	11	10	5
0240	13	10	5	9	8	9	9	10	12	15
0250	9		11	11	9			7		

Fig. 14. Espectro del estándar de Uranio.

0000	42278	66479	288472	289583	119190	67324	61279	65700	64743	62523
0010	62014	64730	71638	86783	133036	201289	193032	117756	70867	57733
0020	55932	55623	62641	68181	62528	47229	34521	28229	25472	23936
0030	23466	24499	25283	26513	26881	28020	28068	27667	29586	35630
0040	43148	46455	42864	35167	26415	20646	16990	15996	15928	16466
0050	17935	18390	18325	17697	16912	16116	15404	14962	15113	16121
0060	18587	22192	26118	29321	30874	29993	28381	26130	22671	18675
0070	14725	11579	9677	8723	8169	8224	8206	8173	7676	7065
0080	6309	5713	5073	4663	4658	4385	4240	4113	3964	3755
0090	3711	3511	3584	3690	3696	3893	3875	3824	3908	3842
0100	3993	3949	3991	4062	4247	4360	4642	4781	5072	5118
0110	4919	4579	4213	3856	3600	3286	3174	3125	3067	3030
0120	2870	2765	2640	2435	2410	2264	2192	2122	1980	1928
0130	1903	1735	1819	1698	1765	1831	1943	2027	2241	2416
0140	2603	2682	2904	2995	2873	2774	2820	2677	2651	2543
0150	2474	2459	2317	2306	2230	2142	1969	2029	1882	1728
0160	1653	1564	1537	1455	1459	1593	1704	2049	2478	3039
0170	3709	4137	4743	5160	5250	5094	4858	4251	3910	3400
0180	3051	2639	2188	1985	1705	1490	1395	1298	1293	1177
0190	1128	1012	1029	970	954	831	838	775	699	663
0200	652	564	586	588	601	626	650	701	763	751
0210	815	903	864	864	831	773	728	605	565	484
0220	361	365	318	246	240	210	218	192	192	189
0230	161	141	147	125	138	103	99	100	80	74
0240	61	58	59	49	52	54	54	47	48	38
0250	32	26	30	33	37					

Fig. 15. Espectro del estándar de Torio.

0000	102555	28838	167066	127969	70869	48071	44838	46365	46860	46322
0010	47878	50241	50342	54167	72242	90279	80514	56315	46922	47276
0020	46082	42989	45893	52358	50036	38524	26915	20984	18196	17083
0030	16443	16247	16481	16778	17218	17406	16802	16661	17846	21378
0040	25886	28675	28167	24332	19311	14907	12366	11487	11144	11562
0050	11803	11976	11920	11854	11502	11140	10737	10678	10517	11163
0060	12273	13461	14456	15443	15255	14821	13796	12701	11476	10238
0070	9160	8742	8610	8867	9095	9429	9860	9785	9342	8641
0080	8046	7273	7042	6571	5997	5585	5089	4718	4460	4244
0090	4300	4605	5423	7128	9685	13004	16784	19641	21134	20686
0100	18524	15505	12138	9322	7010	5390	4558	3733	3254	2831
0110	2707	2517	2497	2535	2647	2888	3033	3055	3093	2910
0120	2649	2450	2169	1979	1672	1589	1389	1218	1133	1056
0130	1041	958	885	910	887	978	1016	1042	1118	1266
0140	1277	1375	1311	1443	1333	1383	1319	1174	1210	1132
0150	1070	1004	941	839	830	772	765	710	672	626
0160	646	601	672	642	735	850	995	1126	1451	1542
0170	1698	1780	1733	1667	1527	1369	1227	1086	901	838
0180	675	653	578	496	433	460	448	422	369	363
0190	324	320	336	305	307	280	277	226	254	236
0200	208	239	244	239	242	247	269	273	290	298
0210	297	271	274	238	228	184	167	127	127	130
0220	109	109	79	76	72	79	72	73	76	72
0230	44	57	53	47	50	43	45	32	34	41
0240	28	38	41	40	32	37	32	23	24	25
0250	19	27	18	16	22					

Fig. 16. Espectro de la roca dácítica del Estado de Chiapas.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento al Dr. Julián Adem, director del Instituto de Geofísica, a quien se debe la existencia y sobre todo el buen funcionamiento del Laboratorio de Geofísica Nuclear.

Parte del equipo aquí descrito fue financiado por el Centro Multinacional de Ciencias de la Tierra, bajo el auspicio de la Organización de los Estados Americanos (O.E.A.).

BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ, A. M., 1975. Estratigrafía del Cretácico en la Región Central de Chiapas. Tesis profesional, IPN, 51 pp.
- ANTÚNEZ, E. F., 1958. Manual para la exploración del Uranio. Comisión Nacional de Energía Nuclear, 3530.
- BLOXAM, T. W., 1962. Quantitative determination of Uranium and Thorium in rocks. *J. Sci. Instrum.* 39, 138-389.
- BOAR, P. L., P. K. INGRAM, 1970. The comprehensive analysis of coal, ash and silicate rocks by Atomic-Absorption Spectrophotometry by a Fusion Technique. *Analyst*, 95: 124-130.
- BOWIE, S. H., 1971. Uranium Prospecting Handbook.
- BRANDI P, J. M., 1974 Integración Geológica-Geofísica de datos radiométricos. Tesis profesional, Fac. de Ing., UNAM, 120 p.
- GARCÍA R., M., 1976. Radiactividad y calor en la Depresión Central de Chiapas (Chiapa de Corzo), México. Tesis Profesional. (E.S.I.A., I.P.N.)
- GARLAND, D. G., 1971. Introduction to Geophysics. Mantle, Core and Crust. W. B. Saunders Company, 420 p.
- HAHN, R. L., 1964. Radiation detectors and counting statistics in Guide to Activation Analysis. (Edo. W. S. Lyon, Jr.), Van Nostrand Princeton, New Jersey, USA.
- HEIER, K. S. and G. K. BILLINGS, 1970. Potassium in Handbook of Geochemistry, V. II-2. (Edo. K. H. Wedepohl). Springer-Verlag, Berlin.
- HEIER, K. S. and J. J. W. Rogers, 1963. Radiometric determination of Thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 137-154.
- HESS, H. H., 1966. Notes on operation of Franz Isodynamic Magnetic Separator, Princeton University, New Jersey, USA.
- HURLEY, P. M., 1956. Direct radiometric measurement by gamma ray scintillation Spectrometer. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67, 395-411.
- JUÁREZ, B. E. y R. A., RICO, 1970. Fundamentos de la Mecánica de Suelos, 2ª Edición. Tomo 1, 499 p.
- KAPLAN, I., 1963. Nuclear Physics. Addison-Wesley, Massachusetts, 770 p.
- MAKSIMOV, A., 1975. Breve curso de prospección geológica. Edit. MIR, Moscú, 264 p.
- OCHOA, C. A., 1976. El método Radiactivo como auxiliar dentro de la Exploración Minera. Tesis profesional, 61 p.

- PAL, S., 1973. Uranium and Thorium measurements on Precambrian rocks of Southern India. *Geofis. Int.* 13, 187-210.
- PAL, S., 1975. El papel del análisis por activación en Ciencias de la Tierra. 2º Congreso Nacional de la AMECYTEN. Tomo I. Universidad de Guanajuato, 77-90.
- PAL, S., D. J. TERRELL and E. HERRERO, 1974. Radiometric determination of Uranium, Thorium and Potassium in some rocks of the Guanajuato Mineral District, México. *Geofis. Int.* 14, 329-335.
- PRICE, W., 1974. Nuclear Radiation Detection. Mc. Graw Hill Book Co., N.Y., 430 p.
- RAO, R. V., 1974. Gamma-ray Spectrometric set up at MGRI for analysis of U, Th and K in rocks. *Geophys. Res. Bull.* 12, 91-101.
- ROGERS, J. J. W. and J. A. S. ADAMS, 1969a. Uranium in Handbook of Geochemistry. V. II-I. (Edo. K. H. Wedepohl). Springer-Verlag, Berlín.
- ROGERS, J. J. W. and J. A. S. ADAMS, 1969b. Thorium in Handbook of Geochemistry. V. II-I. (Edo. K. H. Wedepohl). Springer-Verlag, Berlín.
- TERRELL, D. J. y S. PAL, 1978. Medición e importancia de los elementos Radiactivos naturales. *Geología y Metalurgia*, 7, 17-31.
- TERRELL, D. J. y S. PAL, 1976. Procedimientos generales de análisis instrumental de activación por neutrones aplicado a rocas y minerales. *An. del Inst. de Geofis.* (en prensa).
- WADER, L. R. and G. M. BROWN, 1960. Collection and preparation of material for analysis in Methods in Geochemistry (Edo. A. A. Smales y L. R. Wager), 4-32, Interscience, N.Y.