

DETERMINACION DE EDAD ABSOLUTA DE ALGUNAS ROCAS DE ANTIOQUIA POR METODOS RADIATIVOS

Por el Ingeniero *Gonzalo Pérez Angel*

La determinación de la edad absoluta de las rocas continúa siendo objeto de importancia fundamental para la geología y ciencias afines. Antes de la aplicación de los métodos radiactivos las edades relativas de las rocas fueron determinadas por relaciones estructurales y métodos paleontológicos, mientras algunas edades absolutas fueron determinadas aproximadamente estudiando la rata de denudación y sedimentación del material geológico.

Después de su descubrimiento, la radiactividad fue pronto aplicada a los problemas geológicos y desde 1902 han sido rápidos los avances logrados en este campo de las ciencias.

La aplicación de la radiactividad a la geocronología depende de cuatro requisitos principales:

- 1) Un átomo radiactivo (A) por un método definido llega a ser radiactivo.
- 2) El átomo padre (A), por desintegración radiactiva, es transformado (transmutado) en un átomo hijo, radiogénico, (B).
- 3) La rata a la cual (A) se transmuta en (B) es una constante y debe ser exactamente conocida.
- 4) El sistema permanece cerrado, A siempre transmutándose

en B sin existir pérdidas de B desde cuando el proceso geológico comenzó.

Si las cantidades presentes de A y B pueden ser determinadas con exactitud, entonces, conociendo la rata a la cual A se transmuta en B, la edad puede ser determinada.

Teniendo en cuenta que cuando un elemento radiactivo sufre un proceso de desintegración, la velocidad de desintegración es proporcional al número N de átomos del reactante presentes, entonces:

$$- dN/dt = \lambda N$$

donde N es el número de átomos remanentes del elemento radiactivo después de un tiempo "t", y λ es la constante de transmutación que representa la probabilidad de que un átomo se desintegre en una unidad de tiempo.

Haciendo la integración de la ecuación anterior tenemos:

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

donde N_0 es el número de átomos radiactivos en el tiempo 0.

En la práctica los cambios debidos a la rata de transmutación están expresados en términos de "vida media" (1). La vida media se define como el tiempo requerido para que una cantidad dada de material radiactivo, o su radiactividad, se vean reducidas a la mitad.

Según lo anterior la condición de vida media es que $N/N_0 = 1/2$; y por las ecuaciones anteriores:

$$N/N_0 = e^{-\lambda t}; \quad 1/2 = e^{-\lambda t}$$

y para T = vida media,

$$T = \ln. 2/\lambda = 0.6931/\lambda$$

Como en geocronología es conveniente medir la edad desde el presente hacia atrás, la ecuación básica viene a quedar así:

$$t = 1/\lambda \times \ln. (1 + N/N_0)$$

Usando la ecuación anterior es fácil determinar el tiempo transcurrido desde la formación y cristalización de una roca que contenga entre sus minerales formadores al menos uno con elemento radiactivo. La determinación de la constante es un poco más difícil, pero para algunos elementos ya ha sido investigada con suficiente exactitud.

Los elementos radiactivos presentes en la naturaleza son muchos, pero entre los principales se encuentra el Potasio. El K consta de tres isótopos: 39, 40 y 41, de los cuales el de masa 40 es radiactivo, y pasa a dos elementos radiogénicos: el A^{40} y el Ca^{40} .

El 89.05% del K^{40} pasa por emisión de rayos β^- a Ca^{40} y el 10.95% por captura de electrones de la capa K pasa a A^{40} .

En 1937 Von Weizäcker sugirió que la mayor abundancia de A en la tierra comparada con la de los otros gases nobles, podía ser explicable por razón de la transmutación del K en A^{40} . También sugirió que los minerales más viejos y ricos en K deberían tener altas concentraciones en A. Pero no fue sino hasta 1948 cuando Aldrich y Nier probaron la existencia de A radiogénico en dos muestras de feldespato y otras dos de un depósito de evaporita.

La vida media del K^{40} , de 1330 millones de años, es ideal por abarcar el total del tiempo geológico, y para material muy joven la única limitación que presenta es la exactitud con que pueda ser medida la pequeñísima cantidad de A radiogénico que se haya producido en tan corto tiempo.

La alta ocurrencia de minerales portadores de K y su relativa buena concentración hacen del método A-K uno de los más importantes en la determinación de edades geológicas. Además el método también puede ser aplicado a rocas metamórficas antiguas tales como esquistos y gneiss. Estas rocas son comunes en vastas áreas del precámbrico, para el cual las edades cuantitativas son muy escasas o no existen.

La transformación dual hace teóricamente posible seguir dos métodos para el cálculo de edades, pero por razón de ser el Ca un elemento tan abundante y tener su principal isótopo igual masa que el Ca radiogénico, la medida de pequeños incrementos en él se hace casi imposible.

Este hecho ha impulsado entonces el desarrollo de la técnica basada en la medida del A^{40} y buscar su relación con el K^{40} .

Las medidas del A^{40} y sus relaciones con el A^{36} y A^{38} presentes en una muestra dada se hacen posibles mediante el uso de un espectrómetro de masa de alto vacío. Conociéndose la relación original y fija que debe existir entre los diferentes isótopos

del Argón, y la que actualmente existe, es posible determinar el incremento en A^{40} que ha sufrido el mineral. Por otra parte, usando un mineral de enrejado cristalino compacto, tal como el que presenta la Biotita, es posible tener la certeza de que no han existido pérdidas de A y que el incremento en A^{40} que se presente es debido al Argón radiogénico proveniente del K^{40} .

Las determinaciones del K presente en la muestra se hacen generalmente mediante el uso de un fotómetro de llama, o en casos especiales puede emplearse el espectrómetro de masa. En caso de usarse el método del fotómetro de llama, el cual no puede darnos relaciones isotópicas, entonces el número de moles de K^{40} puede determinarse mediante el uso de la siguiente fórmula:

$$K^{40} = S \frac{fk \ 0.000119}{39.100}$$

donde

S = Número de gramos de la muestra.

fk = Fracción por peso de K en la muestra.

K^{40} = Número de gramos de K^{40} en la muestra.

0.000119 = Fracción de átomos de K^{40} por átomo de K.

39.100 = peso atómico del K.

Como ya se dijo atrás, el K^{40} se desintegra en una forma dual a Ca^{40} y A^{40} , por lo tanto debe conocerse el valor de la constante de transmutación para cada una de las posibilidades.

Las medidas más exactas dan un valor de 5.57×10^{-11} años⁻¹ para λ_k , transmutación a Argón y 4.72×10^{-11} años⁻¹ para λ_{β^-} , transmutación a Ca.

Usando estos valores y trabajando sobre una serie de Biotitas provenientes de rocas del Batolito Antioqueño y algunos plutones vecinos, pueden darse los siguientes resultados:

Muestra N°	Localidad	Edad en años x 10^6
0526	Bello	70 ± 3
0527	Sonsón	69 ± 3
0528	Tenche	74 ± 3
0529	San Rafael	71 ± 3
0530	Labores	72 ± 3
0532	San Luis	80 ± 3
0544	Amagá	215 ± 7

Puesto que las siete primeras determinaciones que aparecen en la tabla pertenecen a rocas del Batolito Antioqueño o a plutones satélites, se le puede asignar a éste una edad de 73 ± 3 millones de años, de lo cual se desprende que su cristalización debió ocurrir durante el Cretáceo Medio Superior (escala del tiempo geológico de Holmes), o en la transición Cretáceo-Paleoceno según la nueva escala del tiempo sugerida por Kulp.

Basado en los 215 millones de años encontrados para la muestra proveniente del plutón de Amagá, éste podría clasificarse como perteneciente al Pensilvaniano Superior (Holmes) o al triásico medio (Kulp).

REFERENCIAS:

- Afanasiev G. D., Kojina T. K. y Starik I. E. Results of age determination for standard Muscovite, Biotite and Microcline samples by the Argon method. Report of the 21 Session Norden. Vol. 21 p. 88 Copenhagen (1960).
- Aldrich L. T. y Nier A. O. Argon 40 in Potassium Minerals. Physical Review. Vol. 74 p. 876. (1948).
- Botero A. G. Contribución al conocimiento de la petrografía del batolito Antioqueño. Revista Minería. Vol. 20 p. 9318. (1942).
- Curtis G. H. y Reynolds J. H. Notes on the K-A Dating of Sedimentary Rocks. Bulletin Geological Society of America. Vol. 69 p. 151 (1958).
- Hamilton E. I. Applied Geochronology. Academic Press. Londres (1965).
- Kulp J. L. The Geological Time Scale. Report of the 21 Session Nordem. Copenhagen (1960).
- Lipson J. K-A Dating of Sedimentary Rocks. Bulletin Geological Society of America. Vol. 69 p. 137 (1958).
- Morrison P. Interpretation of the Decay Scheme of K^{40} . Physical Review. Vol 82. p. 209 (1951).
- Nier A. O. A Redetermination of the Relative Abundances of the Isotopes of N, C, O, A y K. Physical Review. Vol. 77 p. 789 (1950).
- Wetherill G. W. y otros. Decay Constants of K^{40} as Determined by the Radiogenic Argon content of Potassium Minerals. Physical Review. Vol. 103 p. 987 (1965).