

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XIV

Julio-diciembre de 1959

Nºs 3-4

LOS METODOS GEOCROLOGICOS
Y
ALGUNAS EDADES DE MINERALES DE LA ARGENTINA
OBTENIDAS POR MEDIO DE LA RELACION PLOMO-URANIO

POR ENRIQUE LINARES

Comisión Nacional de Energía Atómica
Buenos Aires

ABSTRACT

The present paper gives first, a brief review about the geochronological methods based on the radioactive decay, in special those that use the Pb/U ratio.

In second place, it gives the results obtained with the chemical and isotopic lead/uranium methods on Argentine minerals.

The ages of uraninites from different pegmatites of the Sierras Pampeanas, range between Upper Precambrian and Middle Cambrian and these results confirm the Precambrian age of the granitic rocks of this structural unit.

The age obtained with the Pb^{201}/U^{235} , Pb^{207}/U^{235} and Pb^{207}/Pb^{206} ratios on samples from San Victorio deposit in La Rioja province, are in very good agreement and assigns to this deposit an average age of 310 ± 15 m.y. This result confirms De Alba's hypothesis about the age of the Sierra de Famatina granites.

The other ages presented in the paper, obtained by the chemical method, are only orientatives and need confirmation by means of the isotopic method.

RESUMEN

En el presente trabajo se reseñan los diversos métodos geocronológicos, en especial aquellos basados en la desintegración radioactiva conocidos bajo la denominación de radiocronológicos.

Al mismo tiempo se dan a conocer los primeros resultados obtenidos al aplicar el método plomo/uranio, en especial basándose en las técnicas de la separación isotópica y utilizando para ello las relaciones: Pb^{201}/U^{235} , Pb^{207}/U^{235} , Pb^{207}/Pb^{206} y Pb^{209}/Th^{232} .

1

This One



YGNP-SJY-NUP5

Las edades obtenidas de ese modo sobre minerales de uranio de algunas pegmatitas de las Sierras Pampeanas, confirman la edad Precámbrica del granito de dicha unidad estructural, mientras que la edad hallada para la mineralización del yacimiento "San Victorio", en la provincia de La Rioja, cuya génesis se relaciona con la intrusión del granito del Famatina, asigna a éste una edad Devónica.

Las edades obtenidas utilizando el método químico necesitan de la verificación por medio del método isotópico, antes de poder ser tenidas en consideración.

I. INTRODUCCION

La edad de los minerales y rocas que constituyen la corteza terrestre —como asimismo la de nuestro planeta— ha sido y es motivo de numerosas investigaciones.

Desde las primeras estimaciones sobre la edad de la Tierra, efectuadas por Darwin, Lord Kelvin y Helmholtz (18), que asignaban una antigüedad oscilante entre los 20 y 40 M.A.¹, hasta las más modernas, obtenidas en base a la desintegración radioactiva, que dan para dicha edad la cifra de 3.000 a 5.000 M.A., se han llevado a cabo gran cantidad de intentos para llegar a tal fin, aplicando los más diversos métodos.

Estos estudios tan adelantados en otras partes del mundo, en especial en los EE. UU. de Norte América, Inglaterra, Francia, Rusia, Canadá, etc., no han sido intentados aún en nuestro país. Por ello el presente trabajo sirve para iniciar los mismos, y en futuras comunicaciones dar a conocer los resultados que se obtengan, como un aporte a los estudios de cronología geológica.

El tema del mismo, en primer lugar, tiene por objeto dar una breve reseña de los distintos métodos utilizados, en especial de aquellos que se basan en la desintegración radiactiva. La misma no pretende ser completa, dado que ello llevaría a una extensión mucho mayor para la consideración en detalle de cada uno de ellos, lo que, por otra parte, puede hallarse en la abundante literatura existente sobre el tema. En segundo lugar, se publican los primeros resultados obtenidos sobre minerales de la Argentina y se compara la edad calculada por medio de la relación plomo/uranio, con la conocida por medio de los métodos geológicos comunes.

Si el presente trabajo logra despertar el interés sobre los problemas de la geocronología en nuestro país, el mismo habrá cumplido los deseos de su autor.

¹ M. A.: Se utilizará en lo sucesivo para indicar millones de años, con lo que se reemplaza la expresión 10⁶ años de las fórmulas.

II. GEOCRONOLOGIA Y METODOS DE ESTUDIO

Primeramente se definirá el término geocronología, bajo el que se incluyen las investigaciones motivo del presente trabajo.

El mismo fue utilizado por primera vez por H. S. Williams, en 1893 (29), para designar los “estudios en los que la escala de tiempo geológica, dada en términos de años, se aplica a la evolución de la Tierra y de todas sus formas de vida”.

Más tarde lo aplicó De Geer en sus estudios sobre varves, y posteriormente Schucher (23) lo interpreta con referencia al estudio de la edad de nuestro planeta, basado en sus sedimentos y formas de vida.

Zeuner (30), en 1952, lo define como la “ciencia de fijar en términos de años aquellos períodos del pasado a los que no se aplica el calendario histórico humano. La misma cubre la prehistoria humana, como así también todo el pasado geológico”.

Smiley (24) recientemente sugiere definirlo como “la ciencia que engloba todos los métodos científicos que puedan aplicarse para fijar, en términos de años, todos los eventos de la historia de la Tierra”.

De acuerdo con estas dos últimas definiciones, dentro del término geocronología quedan involucrados sólo aquellos métodos que fijan para cada fenómeno geológico un tiempo definido en término de años y que son conocidos bajo la denominación de “métodos de edad absoluta”.

En cambio no están incluidos los demás métodos geológicos designados como “métodos de edad relativa”, o sea aquellos que sólo nos dicen que un cierto fenómeno geológico es contemporáneo, anterior o posterior a otro, que se utiliza como patrón. En éstos, el período de tiempo transcurrido entre dos eventos sucesivos es desconocido en términos de cantidad, o sea en número de años. En este grupo se incluyen, por lo tanto, los métodos estratigráficos, paleontológicos, etc., que no se consideran en este trabajo.

En el cuadro I se enumeran los distintos métodos utilizados en las determinaciones de edad geológica. El grupo A incluye los métodos de edad relativa, mientras que en el B se hallan los de edad absoluta o geocronológicos, de los cuales sólo se tratarán aquellos basados en la desintegración radiactiva.

Cuadro I. — MÉTODOS DE CRONOLOGÍA GEOLÓGICA

A) *Métodos de edad relativa:*

1. Estratigráfico.
2. Paleontológico (incluido Palinología).
3. Geomorfológico.
4. Geoquímico.
5. Pedológico.

B) *Métodos de edad absoluta (geocronológicos):*

1. Dendrocronología.
2. Sedimentológicos.
3. Astronómicos.
4. Radiocronológicos.

III. METODOS RADIOCRONOLÓGICOS

Los métodos incluidos en este capítulo se basan en la desintegración radiactiva de un elemento (llamado elemento padre), el que luego de un cierto intervalo de tiempo da origen a otro elemento (denominado elemento hijo).

Si se conocen las cantidades de los elementos padre e hijo presentes en el mineral, los valores de la constante de desintegración λ y del período de semidesintegración T del elemento radioactivo, se puede llevar a cabo el cálculo de la edad del mismo. Como se asume que la desintegración radioactiva comienza en el momento de producirse la cristalización del mineral, la edad que se obtiene es el intervalo de tiempo transcurrido desde la solidificación del mismo.

Dada la importancia que tienen en estos métodos las constantes citadas precedentemente, se definen primeramente las mismas:

El *período de semidesintegración* o *período T* (half-life), es el intervalo de tiempo requerido para que se reduzca a la mitad una cantidad dada de un elemento radioactivo. No debe ser confundida con la constante denominada *vida media θ* (average-life), que es la media aritmética de las vidas individuales de los átomos de un elemento radioactivo. Estas dos constantes se relacionan entre sí por la ecuación:

$$T = 0,693 \cdot \theta \quad [1]$$

La *constante de desintegración* λ (*decay constant*), relaciona la velocidad instantánea de desintegración de una especie radiactiva con el número de átomos de dicha especie presentes en un tiempo dado.

El valor de estas constantes varía para cada elemento radiactivo.

Boltwold fue el primero en aplicar esta propiedad de los elementos radiactivos para efectuar determinaciones de edad absoluta, y en la actualidad se conocen diversos métodos, los que se detallan en el cuadro II y que serán tratados a continuación.

Cuadro II. — MÉTODOS RADIOCRONOLÓGICOS

1. Radiocarbono.
2. Radio e ionio o del porcentaje de equilibrio.
3. Xenón.
4. Argón/potasio y calcio/potasio.
5. Estroncio/rubidio.
6. Helio/uranio, alfa-helio y halos pleocroicos.
7. Plomo/alfa (Larsen).
8. Plomo/uranio (incluido plomo/torio).

I. Método del radiocarbono C^{14}

Este método, el más joven del grupo de los radiocronológicos, fue ideado por Libby en 1946 (5). Su gran desarrollo en los últimos años se debe sobre todo a las grandes posibilidades que ofrece su utilización en los problemas del cálculo de edad, en especial en Arqueología y Antropología, como asimismo para la geología del Pleistoceno.

Se basa en la presencia del isótopo del carbono, C^{14} , en la materia orgánica. Este isótopo se produce como consecuencia de la acción de neutrones formados por radiación cósmica sobre el nitrógeno ordinario, según la ecuación:



El C^{14} es radiactivo, siendo su período de semidesintegración T de 5.568 ± 30 años y su constante de desintegración $\lambda = 0,69315/5568$. Como se comporta químicamente igual que el carbono ordinario C^{12} (no radiogénico), interviene en los procesos de fotosíntesis de los vegetales. Luego se lo hallará en los restos de vegetales y también en los de aquellos organismos animales que se alimentan de ellos. A la muerte del organismo, éste deja de incorporar C^{14} , lo que realizó durante toda su vida. Conociendo la cantidad de este isótopo presente en dichos restos, que es proporcional a la actividad que los mismos

presentan, podemos calcular la edad, más exactamente la fecha en que se produjo la muerte, utilizando la fórmula:

$$t = \frac{5568}{0,30103} (\log N_0 - \log N_t) \text{ años} \quad [3]$$

donde N_0 es el número de desintegraciones por minuto y por gramo de carbón en el tiempo t_0 (muerte del individuo), que se sabe que es constante e igual a $16,1 \pm 0,8$ (5) y N_t el número de cuentas en el momento de la medición.

Dada la baja cantidad inicial de C^{14} y su corto período, se alcanza pronto el límite de detección de dicho isótopo, por lo que la aplicación del método se reduce a una cifra aproximada a los 30.000 a 40.000 años (0,03 - 0,04 M.A.), aunque algunos autores (21) suponen que esa cifra se podrá elevar quizás hasta los 100.000 años, a medida que se mejoren y perfeccionen las técnicas en uso para la determinación del C^{14} en las muestras.

Además, para una mayor aplicación del mismo será necesario resolver algunos problemas, como ser:

- a) posible contaminación con el C^{14} de la atmósfera.
- b) distribución no uniforme del C^{14} en la materia orgánica.
- c) determinación de los valores exactos de la constante de desintegración y del período.

De todos modos, los resultados obtenidos hasta el presente han sido muy satisfactorios, y de allí el rápido incremento que este método ha tenido en los últimos años.

2. Método del radio o ionio o del porcentaje de equilibrio.

En 1908, Joly (21) hizo notar que los sedimentos marinos profundos, en especial arcillas rojas, contienen en sus capas superficiales una cantidad grande de Ra^{226} , siendo en cambio deficiente la cantidad de este mismo elemento en el agua de mar. Más tarde, Hergger y Karlik, en 1935, determinaron que el agua de mar poseía cinco veces más uranio que el necesario para estar en equilibrio con el contenido de Ra^{226} de los sedimentos citados.

Esta anomalía se explicaría, según Piggot y Urry (1941), por medio de una precipitación selectiva del radio en los sedimentos, lo que se debería a la total precipitación del torio y del ionio (Th^{230})¹, debido

¹ El ionio Th^{230} , es isótopo del Th y padre inmediato del Ra^{226} .

a adsorción por los hidróxidos de hierro y manganeso; en cambio el uranio permanecería en solución en forma de carbonato. De este modo resultaría el agua de mar rica en uranio y pobre en Ra^{226} , y lo inverso ocurriría en las sedimentos marinos profundos.

Si la velocidad de sedimentación es constante, el contenido de Ra^{226} resultará mayor en las capas superiores que en las inferiores, ya que al depositarse este elemento radiactivo comienza a desintegrarse, de acuerdo a su período, que es de 1660 años. Se establece así una variación en el contenido de radio entre las capas más profundas y las más superficiales, que Lane, en 1937, llamó "porcentaje de equilibrio", y que Urry, en 1941, sugirió como utilizable para la determinación de edades absolutas de dichos sedimentos.

Esta es la base de este método que requiere técnicas muy especializadas, desde la toma de testigos de los fondos marinos hasta la determinación del contenido de torio Th^{232} , ionio Th^{230} , uranio U^{238} y radio Ra^{226} , y que aún se halla en vías de perfeccionamiento.

Como su rango de utilidad es de 0,3 - 0,4 M.A., puede ser utilizado dentro del intervalo de tiempo en que no es utilizable el método plomo/uranio, pues en este último caso es necesario que transcurra un tiempo de 0,5 M.A. para que los productos de desintegración de este elemento se hallen en equilibrio.

De esto surge su aplicación a la determinación de edad absoluta de los sedimentos marinos, y últimamente Urry (1946) lo aplicó a los varves de Hartford (Connecticut, EE. UU. de N. América), con resultados muy similares a los obtenidos con el recuento varval. Del mismo modo puede utilizarse para la determinación de la edad de minerales secundarios de uranio, cuya edad sea menor de 0,5 M.A.

3. Método del Xenón.

El xenón se acumula en uraninitas y pechblendas, como un producto de la fisión espontánea del uranio. Luego, la edad de estos minerales, como sugirieron Khlopin y Gerlin en 1947 (30) puede determinarse conociendo las cantidades de xenón Xe , uranio U , las constantes de desintegración del U^{238} y del Xe : λ_{Xe} y λ_U y una constante $K = 0,19$, por medio de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda_U} 2,3 \cdot \log \left[\frac{Xe}{K \cdot U (\lambda_{Xe}/\lambda_U)} + 1 \right] \quad [4]$$

De este modo se han efectuado determinaciones de edad de uraninitas que concuerdan con las halladas por medio de la relación plomo/uranio. Los inconvenientes que se presentan al utilizar este método pueden resumirse en la forma siguiente:

- a) pérdida de xenón por difusión, y
- b) contaminación de la muestra por xenón de la atmósfera.

Estos dos problemas, como se verá al tratar otros métodos, son comunes en todos los casos en que se utiliza un elemento gaseoso como parte de la determinación.

4. Métodos del argón/potasio y del calcio/potasio.

El potasio tiene tres isótopos naturales: K^{39} , K^{40} y K^{41} , de los cuales el K^{40} es radiactivo. Su desintegración produce por captura de

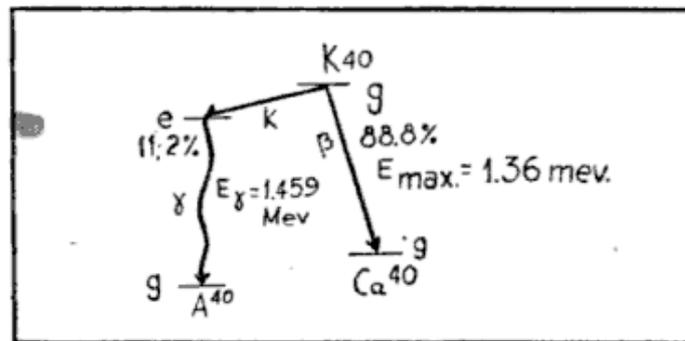


Fig. 1 — Esquema de la desintegración del K^{40} (según Rankama (21))

un electrón y emisión de radiación gamma, argón A^{40} , o sino por emisión de una partícula beta, calcio Ca^{40} , como se esquematiza en la figura 1.

El descubrimiento de este isótopo de tan larga vida abre muchas posibilidades en el campo de la cronología geológica, debido sobre todo a la abundancia de minerales de potasio y a su importancia en la formación de las rocas. Su aplicación potencial es, por lo tanto, mucho mayor que la del método plomo/uranio, aunque por el momento es necesario superar algunos inconvenientes, para un mayor uso del mismo.

Como por su desintegración puede dar origen tanto a A^{40} o Ca^{40} , pueden utilizarse las relaciones A^{40}/K^{40} o Ca^{40}/K^{40} , para efectuar el cálculo de la edad del mineral.

A. — Argón/potasio.

Evans en 1940 y Thompson y Rowlands en 1943 (21) fueron los primeros en proponer la utilización de la relación A^{40}/K^{40} para la determinación de edad de minerales ricos en potasio, la que puede llevarse a cabo por medio de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda_K} \frac{A^{40}}{K^{40}} \quad [5]$$

donde λ_K es la constante de desintegración del potasio y A^{40} y K^{40} , las cantidades de argón y potasio presentes en la muestra.

La utilidad de esta relación es grande, dado que la misma permite determinar la edad de intrusiones ígneas con poca diferencia de tiempo entre sí (por ejemplo, las de Paleozoico), pero presenta algunos inconvenientes que es necesario tener en cuenta. Entre ellos se citan:

- a) pérdida de argón por difusión, la que puede deberse al tamaño del grano del mineral, siendo la pérdida mayor en los de grano más fino, o a la estructura cristalina del mineral. Este último caso es el de la silvita que al recristalizar muy fácilmente pierde parcial o totalmente el argón que contenía.
- b) contaminación por argón atmosférico, por lo que es necesario determinar la presencia de los isótopos A^{36} , A^{38} y A^{40} por medio del análisis isotópico.
- c) pérdida de argón por efectos tectónicos y/o metamórficos.

B. — Calcio/potasio.

Holmes en 1932 (31) sugirió el uso de la relación Ca^{40}/K^{40} , para el cálculo de la edad de feldespatos potásicos en especial u otros feldespatos portadores de potasio, como asimismo de rocas que llevan estos minerales. Ahrens en 1947, consideró que sería muy útil en aquellos minerales libres de calcio, como ser lepidolita y muscovita, pues en ellos se evitaría la posible contaminación por la presencia de calcio común. Además, Goodman y Evans suponen que ciertos minerales de potasio, como silvita y microclino se hallan exentos de calcio común.

La utilidad de este método se halla restringida debido a los siguientes factores:

- a) contaminación por calcio común: para evitarlo es necesario efectuar el análisis isotópico para poder determinar la au-

sencia de calcio común o sino la extensión de la contaminación, para su posterior corrección;

- b) La escasa cantidad de Ca^{40} que se forma a partir de K^{40} (aún en minerales muy viejos) dificulta el cálculo.

Resumiendo puede decirse que tanto las relaciones $\text{A}^{40}/\text{K}^{40}$ como $\text{Ca}^{40}/\text{K}^{40}$, son de suma utilidad para el cálculo de la edad geológica absoluta, pero será necesario obviar las dificultades citadas en ambos casos, para poder extender el uso de las mismas.

5. Método del estroncio/rubidio

El rubidio asociado al sodio y potasio en minerales, se halla muy extendido pero en pequeñas cantidades y posee dos isótopos Rb^{85} y Rb^{87} . Este último es radiactivo y por medio de la emisión de una partícula beta, da origen al isótopo del estroncio Sr^{87} , de acuerdo con la ecuación:



El período del Rb^{87} es de 60.000 M.A. y su constante de desintegración $\lambda = 1,15 \cdot 10^{-11}$ años⁻¹.

Goldschmidt en 1938 (30) propuso utilizar la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$ para efectuar el cálculo de edad de minerales portadores de rubidio. El mismo presenta la ventaja de que dado el largo período de ~~semi~~desintegración del Rb^{87} , el error por pérdida del elemento radiactivo padre es nulo, por lo que es especialmente útil para la determinación de la edad de minerales cuya cristalización se produjo en las primeras eras geológicas (precámbrico s.s.).

Frente a ello presenta la desventaja de que debido a la escasa cantidad de Rb^{87} existente, la de Sr^{87} que se origina a partir de aquél es muy pequeña, por lo que es muy difícil la determinación de la abundancia de estos isótopos. Por ello es necesario aplicar técnicas muy especiales las que en general son muy engorrosas e insumen mucho tiempo.

Si bien como se ha mencionado más arriba, el contenido de rubidio y estroncio en las rocas es comparativamente muy pequeño (0,035 % y 0,022 % respectivamente, en las rocas ígneas), la presencia de estroncio radiogénico en cantidades mesurables en lepidolita, ha hecho posible la utilización de la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$ para el cálculo de la edad por medio de la fórmula:

$$t = \frac{c_2}{c_1} \cdot 8,7 \cdot 10^4 \text{ M. A.} \quad [7]$$

donde c_1 y c_2 representan respectivamente, el contenido de Rb^{87} y Sr^{87} de la muestra en estudio.

Asimismo al ser la lepidolita un mineral resistente a la meteorización y no alterarse debido al efecto de las radiaciones emitidos por el Rb^{87} o el K^{40} , ello hace que los errores debidos a pérdidas de los productos padre e hijo de la serie de desintegración, no sean de consideración por lo que los resultados no son afectados por dicha causa. Mayor importancia como factor de error tiene el valor de la constante de desintegración, que aún no ha sido fijada con toda exactitud.

El valor de este método se halla restringido a las rocas pegmatíticas por ser ellas las únicas portadoras de lepidolita. Sería de gran utilidad si pudiera aplicarse con un mineral constituyente común de las rocas, como podrían ser biotita y muscovita, en los que también se encuentran estos isótopos. En este caso la dificultad estriba en las reducidísimas cantidades de estos isótopos en dichos minerales, lo que provoca grandes problemas en las determinaciones de los mencionados isótopos.

6. Método del helio

Ramsay en 1895 (5) determinó la presencia del isótopo He^4 en minerales radioactivos y al comprobarse más tarde que éste se originaba en los procesos de desintegración del uranio y torio, primero Rutherford en 1897 y más tarde Strutt en 1908 (21), sugirieron la posibilidad de su utilización para las determinaciones de edad absoluta.

Conociendo la cantidad de uranio, torio y helio presentes en un mineral, se efectúa el cálculo en base a la ecuación deducida por Keevil en 1939 (11):

$$t = \frac{\text{He}}{\text{U} + 0,243 \text{ Th}} \text{ S,4 M. A.} \quad [8]$$

Si bien los principios de este método y el del plomo/uranio son similares, las dificultades que presenta éste son mayores, debido en especial a la naturaleza gaseosa del helio, lo que hace que su pérdida sea relativamente fácil. Esta pérdida, según Zeuner (30), puede ser pequeña en una roca densa y poco alterada, pero llega a ser grande cuando:

- a) la estructura de la roca es de grano fino, lo que permite la difusión del gas;
- b) si la cantidad de uranio es grande, también lo será la de helio formada, y en ciertos casos ella puede superar el límite

de saturación de helio que puede contener la roca, por lo que el exceso es eliminado. Para evitar esto se recomienda aplicar el método a rocas que contienen escasa cantidad de minerales radiactivos;

- c) si la roca ha estado sujeta a fenómenos de metamorfismo, ello puede ayudar a la pérdida de helio, por lo que debe desecharse este tipo de rocas para el cálculo;
- d) si la roca sufrió procesos de alteración, se produce una fácil liberación y por ende pérdida de helio; ello se evita eligiendo muestras frescas;
- e) además, existe una cierta pérdida durante la medición y asimismo debe eliminarse toda posibilidad de contaminación por helio de origen atmosférico.

De todo lo expuesto surge que siempre es posible la pérdida de helio, por lo que la edad obtenida por este método es en general menor que la real; por ello se la denomina como "edad mínima".

A pesar del gran rango de utilidad que presenta la aplicación de este método, será necesario mejorar primero las técnicas de análisis y de cálculo, antes de que el mismo pueda aplicarse con mayor extensión.

7. Método plomo/alfa (Larsen)

Larsen en 1952 (15) propuso un método para determinar la edad de las rocas ígneas en base a los minerales accesorios contenidos en ellas, en especial zircón y en menor proporción monacita, xenotima, allanita y torita.

Estos minerales pueden llevar en su estructura uranio y/o torio, produciéndose por ello el proceso de desintegración radiactiva, dando como producto final plomo.

La edad obtenida aplicando este método, será la de la roca portadora de dichos minerales si se cumple que:

- a) los minerales accesorios son contemporáneos con los demás minerales constituyentes de la roca;
- b) todo el plomo del mineral en estudio es de origen radiogénico y proviene de la desintegración de elementos radioactivos presentes en el momento de la cristalización del mineral;
- c) si no se ha producido pérdida o ganancia desde el tiempo de cristalización de estos minerales, de elementos radiactivos o de sus productos de desintegración.

La edad se calcula en base al contenido de uranio y/o torio, y al de plomo del mineral en cuestión. El contenido de uranio y/o torio se supone proporcional a la actividad alfa del mineral, que previamente ha sido separado de la roca portadora en cantidad suficiente (aproximadamente 100 mg). El contenido de plomo se determina por espectroscopía en partes por millón (ppm).

Siendo Pb el contenido de plomo en ppm y a el número de cuentas por miligramo de muestra por hora, la determinación de la edad se efectúa aplicando la ecuación (9,10) :

$$t = c \frac{Pb}{a} M. A. \quad [9]$$

donde c es una constante basada en la relación Th/U del mineral y que es igual a 2632 si sólo hay uranio, o 2013 si el torio es el único elemento radiactivo presente en el mineral. Con mayor exactitud puede calcularse la edad por medio de la ecuación dada por Keevil (11) :

$$T = t - \frac{1}{2} kt^2 M.A. \quad [10]$$

donde T es la edad en millones de años, corregida de la desintegración del uranio y torio, t la edad obtenida por la ecuación [9] y k una constante que es igual a $1,9 \cdot 10^{-3}$ si sólo hay uranio y $0,49 \cdot 10^{-4}$ si sólo hay torio. Cuando la edad calculada por medio de la ecuación [9] es menor de 200 M.A., no es necesario efectuar la corrección por medio de la ecuación [10], pues el error debido a la constante de desintegración es insignificante.

Si la cantidad de muestra no permite efectuar el análisis por uranio y/o torio, la relación Th : U del mineral se asume como 1,00, 25,0 y 0,5 para el zircón, monacita y xenotima, respectivamente.

Según Larsen este método no se halla afectado por la presencia de plomo común en el mineral, pues debido a la diferencia de los radios iónicos entre el circonio y el plomo, este último elemento no puede incorporarse dentro de la estructura cristalina del zircón en el momento de su cristalización. Más tarde Tilton (27) demostró por medio del análisis isotópico de muestras de zircón que ello es posible, pero que las cantidades de plomo común que pueden introducirse son tan reducidas que el error que se produce es despreciable.

La principal causa de error se encuentra en el análisis de plomo, en especial en aquellos minerales que contienen menos de 10 ppm de dicho elemento. Para los que poseen mayor cantidad que la señalada, la desviación con respecto al contenido real obtenida por medio

del análisis espectroscópico cuantitativo, está dentro del orden de 4-10 %. Por otra parte la exactitud de la medición de la actividad alfa es muy alta y su precisión se puede aceptar dentro de un rango de más o menos 5 %.

Las edades obtenidas con este método concuerdan muy bien con las halladas aplicando otros como A/K, Sr/Rb, He/U, etc. No tan buena es la concordancia entre este método y los resultados hallados en base a la relación Pb/U para rocas de edades muy viejas como ser Pre-cámbricas (s.s.). Algunos autores suponen que ello se debe a la pérdida total o parcial de Pb, desde el momento de la cristalización del mineral hasta el presente.

8. Método del plomo/uranio

Si bien bajo esta denominación se incluye asimismo la relación Pb/Th, se utiliza la del epígrafe por ser la más conocida ya que este método es uno de los más utilizados en las determinaciones de edad geológica absoluta. Tan es así, que el 90 % de las determinaciones de edad realizadas al presente, se basan en la utilización de este método, correspondiendo el resto a determinaciones efectuadas aplicando las relaciones vistas precedentemente.

El método plomo/uranio se basa en las series de desintegración radiactiva de los elementos uranio y torio; hasta el presente se conocen tres series de desintegración de estos elementos que se denominan: serie del uranio I (o U^{238}), serie del actinio-urranio (o U^{235}) y serie del torio (o Th^{232}), las que se representan esquematizadas en la figura 2.

Con esto se significa que un átomo de U^{238} (U I) al cabo de un intervalo de tiempo igual a $4,51 \pm 0,01 \cdot 10^9$ años, origina una sustancia radiactiva hija, la que a su vez se desintegra; esto se repite un cierto número de veces, hasta que se llega a los productos finales de la serie que son un átomo de Pb^{206} y ocho de He^4 . Lo mismo puede decirse para la serie del U^{235} (AcU) cuyos productos finales son un átomo de Pb^{207} y 7 de He^4 y para la serie del Th^{232} que finaliza en un átomo de Pb^{208} y 6 de H^4 .

Tanto el Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , son isótopos estables y al ser producidos por la desintegración radiactiva, reciben en conjunto el nombre de "plomo radiogénico", para ser diferenciados de los isótopos que constituyen el "plomo común".

Por lo tanto antes de entrar en la consideración de este método es preciso definir los términos “plomo común”, “plomo radiogénico” y “plomo radiogénico original”, que serán utilizados con cierta asiduidad.

Plomo común, es el elemento plomo presente en minerales portadores de dicho elemento, como ser galena, cerusita, anglesita, etc.

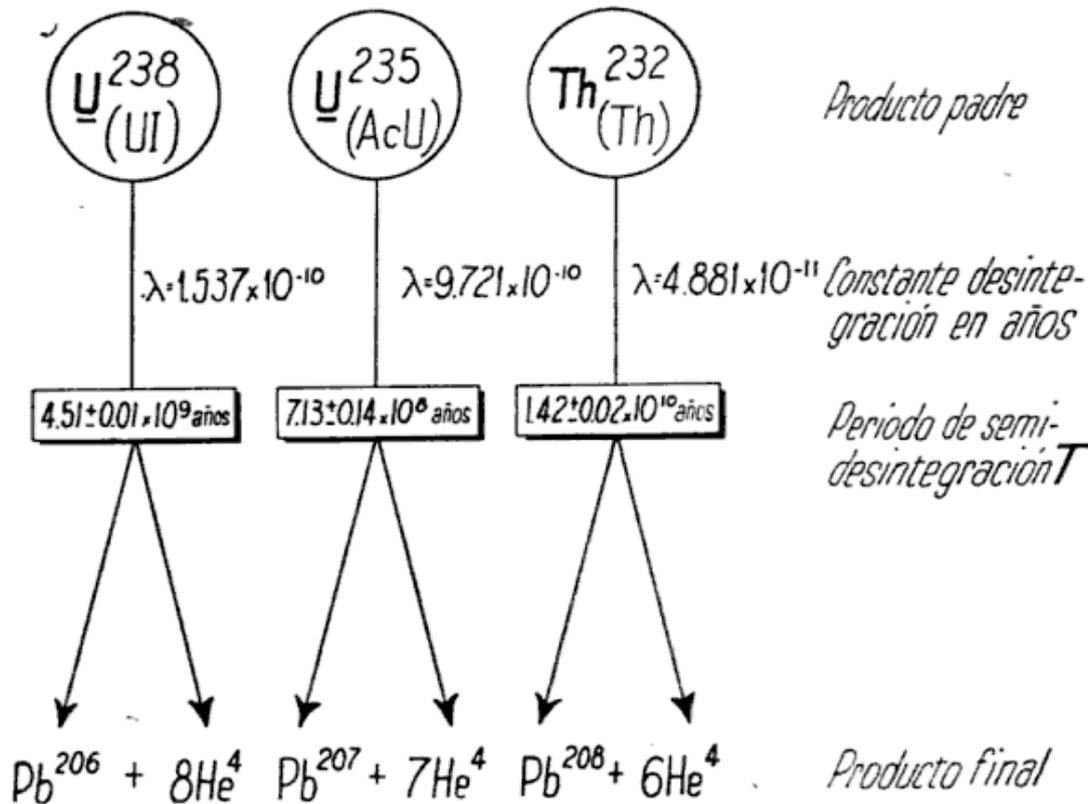


Fig. 2. — Esquemas de las series de desintegración del uranio y torio

El mismo está constituido por los isótopos Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , los que no siempre se hallan presentes en un mineral en la misma proporción.

Plomo radiogénico, es aquel originado en los procesos de desintegración radiactiva de los elementos uranio y torio. Además de los isótopos Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , productos finales de las tres series de desintegración citadas, se conocen otros isótopos del plomo que aparecen como miembros de las tres series de desintegración. Entre ellos se tienen: Pb^{214} (RaB), Pb^{210} (RaD) de la serie del UI; Pb^{211} (AcB) de la serie del AcU y Pb^{212} (ThB) de la serie del Th. De ellos el de mayor período es el Pb^{210} con 25 años, siendo de estos últimos el único que reviste interés en el cálculo de edad.

Plomo radiogénico original (25), es el plomo radiogénico formado antes de la depositación del mineral en estudio y que fue precipitado con éste. O sea, que es el plomo radiogénico originado en la desintegración de un mineral y que por procesos geológicos fue lixiviado, transportado y depositado con posterioridad, junto a otros minerales radiactivos cuya cristalización es más joven que la de aquellos que le dieron origen.

Del elemento uranio se conocen tres isótopos, U^{238} cabeza de la serie de desintegración del U I; U^{235} principio de la otra serie de desintegración y U^{234} , que es un radioelemento perteneciente a la serie del U I. El uranio natural, tal como se presenta en los minerales, está constituido por los tres isótopos, los que se encuentran en la siguiente proporción constante:

$$\begin{aligned} U^{238} &: 99,274 \% \\ U^{235} &: 0,720 \% \\ U^{234} &: 0,006 \% \end{aligned}$$

Al ser esta proporción siempre constante, conocida la cantidad de uranio contenido en una muestra, puede determinarse la cantidad de uno u otro isótopo presente. Senftle et al. (22) han fijado el valor de la relación de abundancia de los isótopos U^{238} y U^{235} en:

$$N_{U^{238}} : N_{U^{235}} = 137,7 \pm 0,32 \quad [11]$$

Por su parte el torio presente en los minerales está enteramente constituido por un sólo isótopo, el Th^{232} .

En el método plomo/uranio, existen dos formas de efectuar el cálculo de la edad geológica absoluta del mineral: A) basado en el análisis químico y llamado *Método Químico*; B) basado en el análisis isotópico del plomo del mineral y denominado como *Método Isotópico*.

A) *Método Químico*.

El método químico se basa en el análisis químico del mineral, con el fin de conocer las cantidades de uranio, torio y plomo presentes en el mismo. El cálculo de la edad se efectúa utilizando las fórmulas desarrolladas por Kovarik (18) y otros autores.

Si el mineral no contiene torio, se aplica la ecuación:

$$t = \frac{Pb}{U} 7.600 \text{ M.A.} \quad [12]$$

Si en cambio el mineral es de torio y no contiene uranio:

$$t = \frac{\text{Pb}}{\text{Th}} \frac{7.600}{0,36} \text{ M.A.} \quad [13]$$

Pero como en general estarán presentes los dos elementos, la fórmula a utilizar es:

$$t = \frac{\text{Pb}}{U + 0,36 \text{ Th}} 7.600 \text{ M.A.} \quad [14]$$

O sino la más exacta, denominada logarítmica:

$$t = \frac{\log(U + 0,36 \text{ Th} + 1,155 \text{ Pb}) - \log(U + 0,36 \text{ Th})}{6,6.10^{-5}} \text{ M.A.} \quad [15]$$

Si bien la aplicación de este método es muy sencilla, al profundizarse los estudios se estableció que su uso podía llevar a errores, los que principalmente son debidos a los siguientes factores:

- a) presencia de plomo común en el mineral;
- b) pérdida de uranio y/o torio;
- c) pérdida de plomo;
- d) pérdida de uranio, torio y plomo;
- e) precipitación de uranio.

a) *Presencia de plomo común en el mineral*

Al determinarse el plomo por medio del análisis químico, no puede distinguirse entre plomo radiogénico y plomo común que pudiera haberse depositado en forma de galena y otro mineral de plomo, junto al mineral en estudio.

Si el mineral radiactivo no se encuentra contaminado por plomo común, el resultado que se obtiene al aplicar las ecuaciones dadas más arriba, será similar, como será visto más adelante, al que puede obtenerse por medio del método isotópico.

En cambio, si se produjo depositación de plomo común, resulta que la cantidad de plomo del análisis es mayor que el plomo que se generó en el proceso de desintegración radiactiva y por ende, la edad obtenida será errónea y el error en este caso será por exceso.

Este es uno de los mayores inconvenientes que presenta la aplicación de este método, por lo que antes de utilizarlo es necesario cerciorarse de la no existencia de minerales de plomo, lo que a veces resulta difícil. Por otra parte en algunos tipos de depósitos uranífe-

ros es muy común la presencia de minerales de plomo (aún en muy pequeña cantidad) asociados a los radiactivos, por lo que en ese caso la aplicación del método no es posible.

El mismo puede aplicarse casi sin reservas, a minerales radiactivos provenientes de depósitos pegmatíticos, dado que por lo general dichas rocas no contienen minerales de plomo. Como ejemplo de esto puede citarse el caso de las muestras de nuestro país provenientes de las pegmatitas de Córdoba y San Luis, en las que se constató por medio del método isotópico la ausencia de plomo común. En este caso los resultados obtenidos han sido concordantes con los de las determinaciones efectuadas por medios isotópicos (ver capítulo IV).

b) *Pérdida de uranio y/o torio*

Debido a la alteración que sufre el mineral, puede producirse una pérdida de uranio y/o torio del mismo. En este caso el análisis químico nos dará una cantidad menor de estos elementos que la real y en la relación $Pb/U + 0,36 Th$, se producirá un error por exceso; por lo que la edad obtenida será mayor que la real.

Para evitar esta causa de error, se aconseja trabajar con muestras frescas y puras y lo más masivas posibles.

c) *Pérdida de plomo*

Aunque la pérdida de plomo por lixiviación y alteración, no es tan común como la de uranio y/o torio, ella es posible. Phair y Levine demostraron que los procesos de meteorización afectan más al uranio y torio (en especial al primero), que al plomo. Sin embargo Fynn en 1938 efectuó algunas experiencias para demostrar que es factible la pérdida de este elemento.

Así, colocó en una bomba de acero muestras de uraninita en agua destilada y las calentó a $190^{\circ} C$ durante 20 horas. Al cabo de dicho período observó que no se había producido alteración. En cambio al someter las muestras a una temperatura de $290^{\circ} C$ durante 10 horas, se originó una película rojiza que analizada demostró corresponder a un óxido de plomo.

Ello indica que si bien el plomo es más estable que el uranio, si la temperatura de una región sufrió un aumento considerable (mayor de los $300^{\circ} C$) durante un cierto período geológico, pudo producirse la pérdida de plomo.

Esta pérdida provoca en la relación un error por defecto, siendo por lo tanto la edad obtenida, menor que la real.

d) *Pérdida de uranio, torio y plomo*

El problema que se presenta frente a la pérdida de uranio, torio o plomo, se complica si se considera una pérdida de los tres elementos en conjunto. En este caso el error puede tanto ser en uno como en otro sentido, dependiendo ello de la proporción en que se han lixiviado estos elementos.

e) *Precipitación de uranio*

Finalmente debe considerarse el caso en que se produce la precipitación de uranio proveniente de otros minerales, junto a la muestra en estudio. En este caso al disminuir el valor de la relación $Pb/U + 0,36Th$, se producirá un error por defecto.

Resumiendo, puede decirse que este método no es aconsejable cuando puede aplicarse el isotópico, dado que no se puede determinar si en el mineral en estudio se presenta o no plomo común. En el caso de que se pruebe la no existencia de este tipo de plomo, el método puede aplicarse, pero debe tenerse en cuenta que entonces deben utilizarse muestras frescas y puras, para evitar los errores que se producen debido a la alteración y lixiviación del uranio, torio y plomo.

En el caso de minerales de pegmatitas, el mismo puede usarse casi sin restricciones, dado que en dicho tipo de rocas, es rara la presencia de minerales de plomo asociados a los radiactivos.

B) *Método isotópico*

Este método, propuesto por primera vez por Nier en 1930 (19), se basa en la determinación de la cantidad en que se hallan presentes en la muestra en estudio, los distintos isótopos del plomo. No interesa la proporción en que se hallan los isótopos del uranio, pues ellos siempre están en proporción constante.

La determinación de la proporción en que se hallan los cuatro isótopos del plomo: Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} , se efectúa por medio del análisis de espectrometría de masa. De este modo podemos determinar si en el mineral en estudio existe o no plomo común, pues la presencia del mismo es denotada por la existencia del isótopo Pb^{204} , que no es de origen radiogénico.

Para la aplicación de este método, además de la determinación de la proporción en que se hallan los isótopos del plomo, es necesario conocer por medio del análisis químico la cantidad en que se presentan los elementos uranio, torio y plomo en el mineral. El plomo extraído

del mineral y preparado convenientemente, es analizado posteriormente por medio del espectrómetro de masa, para determinar las cantidades en que se hallan presentes los isótopos del plomo.

El análisis isotópico del plomo del mineral estudiado revela si en el mismo se halla plomo común. En el caso de no existir este tipo de plomo no es necesario efectuar ninguna corrección y la edad que se obtenga será similar a la que se halle por medio del método químico.

En el otro caso, frente a la presencia de plomo común es necesario efectuar una corrección, pues si no la edad sería mayor que la real. Para efectuar la misma se asume que el Pb^{204} presente representa la cantidad de plomo común contaminante de la muestra en estudio. Luego, si se conoce la relación en que se hallan los isótopos del plomo de una galena del área de donde proviene la muestra en estudio, por comparación se elimina el plomo común presente. En el caso de que la muestra no contenga torio, la corrección se efectúa en base al contenido de Pb^{208} , dado que en este caso la misma puede realizarse más fácilmente, pues la abundancia de este isótopo es unas cuarenta veces mayor que la del Pb^{204} .

En base a los datos obtenidos del análisis químico, de la determinación isotópica y luego de efectuada la corrección por la presencia de plomo común, la edad se calcula aplicando diversas ecuaciones, las que se basan en las relaciones: Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} , Pb^{207}/Pb^{206} , Pb^{206}/Pb^{210} , y Pb^{208}/Th^{232} . De estas relaciones, las más utilizadas al presente son las tres primeras; la relación Pb/Th se usa en especial para minerales de torio y la restante ha sido poco utilizada (12), aunque con muy buenos resultados.

Las ecuaciones que se utilizan en cada caso son las siguientes:

$$a) \quad Pb^{206}/U^{238} \quad t = 1,515 \cdot 10^4 \cdot \log \left(1 + 1,156 \frac{Pb^{206}}{U} \right) \text{ M.A.} \quad [16]$$

$$b) \quad Pb^{207}/U^{235} \quad t = 2,37 \cdot 10^3 \cdot \log \left(1 + 1,114 \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \right) \text{ M.A.} \quad [17]$$

$$o \quad t = 2,37 \cdot 10^3 \cdot \log \left(1 + 158,93 \frac{Pb^{207}}{U} \right) \text{ M.A.} \quad [18]$$

$$c) \quad Pb^{207}/Pb^{206} \quad \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{1}{139} \frac{e^{\lambda^{235} t} - 1}{e^{\lambda^{238} t} - 1} \quad [19]$$

$$d) \quad Pb^{208}/Th^{232} \quad t = 46,185 \cdot 10^3 \cdot \log \left(1 + 1,1154 \frac{Pb^{208}}{Th} \right) \text{ M.A.} \quad [20]$$

$$e) \quad Pb^{206}/Pb^{210} \quad N^{Pb^{206}}_{\lambda^{Pb^{206}}} = \lambda^{U^{238}} N^{Pb} \left[\frac{e^{-\lambda^{U^{238}} t}}{1 - e^{-\lambda^{U^{238}} t}} \right] \left[1 - \frac{\lambda^{Bi}}{\lambda^{Bi} - \lambda^{Pb^{206}}} e^{-\lambda^{Pb^{206}} t} \right] \quad [21]$$

La posible utilización de varias relaciones permite comparar los resultados obtenidos por distintos caminos y observar si ellos son o no concordantes. En el caso de concordancia de resultados, ello indica que la edad obtenida no presenta ninguno de los problemas que pueden afectar el cálculo y ella se toma como real. En el otro caso, será necesario determinar el factor que más afecta el cálculo, para elegir la relación que se acerque más a la realidad y desechar las restantes.

El estudio de la edad de los minerales recurriendo al uso de las ecuaciones citadas precedentemente, ha mostrado que los resultados obtenidos para una misma muestra no siempre son concordantes y que en ciertas oportunidades las discrepancias entre las mismas son bastante acentuadas. En general se ha observado que la edad hallada por el método Pb^{207}/Pb^{206} es mayor que la dada por Pb^{207}/U^{235} , y que ésta, a su vez, es mayor que la encontrada con Pb^{206}/U^{238} (25).

Los diversos investigadores que han estudiado este problema, en dichos casos han preferido el uso de una de las citadas relaciones a las demás y han sugerido que dichas discrepancias se deben a:

- a) pérdida de Radon Rn^{222} u otros productos hijos;
- b) pérdida de uranio, torio o plomo, o de todos ellos por alteración;
- c) depositación de plomo común o plomo radiogénico original, con el mineral en estudio;
- d) errores analíticos;
- e) constantes físicas.

a) Pérdida de radón

El radón Rn^{222} de la serie del U I y el actinón Rn^{210} de la serie del AcU (ambos productos gaseosos), tienen un período de 3,8 días y 3,9 segundos, respectivamente.

La pérdida por difusión de estos elementos provoca la disminución del contenido final de Pb^{206} ó Pb^{207} . Según Wickmann (28), la pérdida de Rn^{222} y por ende de Pb^{206} , será mucho mayor que la de Rn^{210} , o sea de Pb^{207} , dado el mayor período del primero. Por lo tanto, dicho autor considera que la edad calculada por las relaciones donde interviene el Pb^{206} será errónea. Dicho error será por defecto en la edad, obtenida por medio de la relación Pb^{206}/U^{238} y por exceso en la que usa Pb^{207}/Pb^{206} , por lo que en este caso propone utilizar la relación Pb^{207}/U^{235} .

Kulp y otros (13, 14) utilizan la relación Pb^{206}/Pb^{210} para evitar

este error, dado que según dichos autores la misma no se halla afectada por la pérdida de R^{222} , si la misma ha sido constante durante la vida del mineral. De acuerdo con ello, han desarrollado el método de determinación de edad conocido como Pb^{206}/Pb^{210} , con el que han obtenido resultados satisfactorios (12).

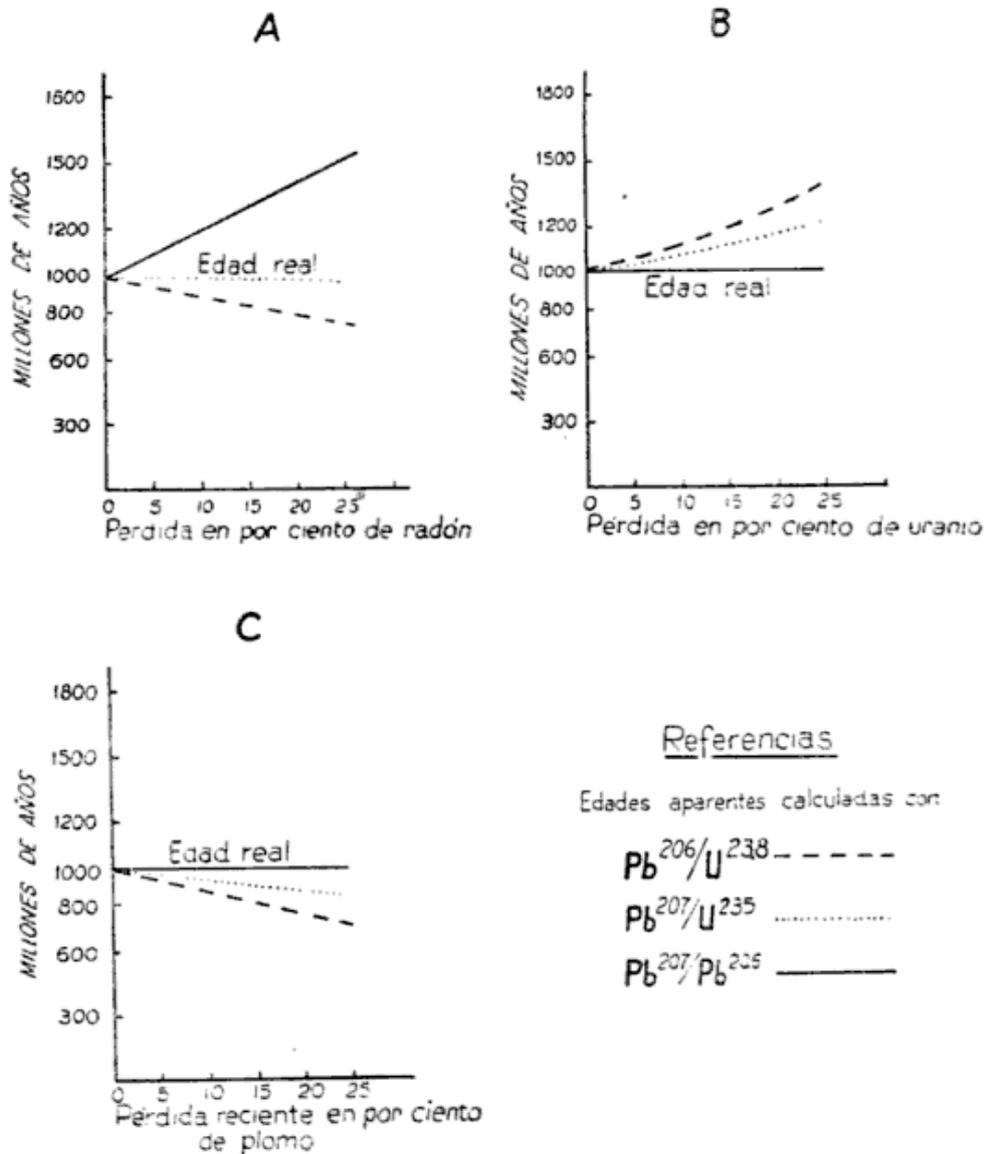


Fig. 3. — Gráficos mostrando la influencia de los distintos factores sobre las relaciones utilizadas en el cálculo de edad. (Según Stieff y Stern (12))

La pérdida de radón puede medirse y se ha verificado que ella varía desde 0,1 % a 20 %, dependiendo del mineral estudiado, temperatura y tamaño de la muestra, etc. Así, mientras la misma es insignificante en muestras masivas, es muy grande en aquellas muy fracturadas y de pequeñas dimensiones.

En la figura 3A se observa el efecto producido por la pérdida de Rn^{222} . En el caso de la relación Pb^{206}/U^{238} , el error es menor que el que se produce al usar la relación Pb^{207}/Pb^{206} . Ello se debe a que en este caso cualquier pequeño cambio en el contenido de Pb^{206} o Pb^{207} de la muestra origina una gran variación en el valor de la relación Pb^{207}/Pb^{206} y por ende en el resultado.

b) Pérdida de uranio, torio o plomo

Ya al tratar el método químico se ha destacado el efecto que produce en el cálculo de edad, la alteración y lixiviación de uno o más de estos elementos.

En el cálculo basado en las mediciones isotópicas esta causa afecta a la edad calculada por medio de las distintas relaciones en diferente manera. Así, las edades más afectadas son las obtenidas por medio de las relaciones Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{208}/Th^{232} , mientras que la calculada por medio de las ecuaciones que utilizan Pb^{207}/Pb^{206} y Pb^{206}/Pb^{210} no lo son mayormente, siendo de estas dos últimas la primera de ellas preferida por Collin et al. (25).

La pérdida de uranio y/o torio da origen a un error por exceso, mientras que la pérdida de plomo a uno por defecto. En las figuras 3B y 3C se observan los efectos que producen dichas pérdidas en el cálculo.

c) Depositación de plomo común y plomo radiogénico original.

Mientras que la presencia de plomo común no es de importancia en la aplicación de este método (dado que es posible efectuar la corrección por su presencia), pueden producirse errores en el cálculo si en el mineral estudiado se halla plomo radiogénico original.

La determinación de la presencia de este tipo de plomo es bastante dificultosa al presente, lo mismo que la corrección a efectuar, por lo que, en casos como éste, no se ha determinado aún la forma de evitar el error.

d) Errores analíticos.

Son los introducidos por el uso de las diferentes técnicas de mediciones utilizadas, ya sea durante el análisis químico o la determinación isotópica. Mientras que el porcentaje de error para los primeros se calcula dentro del orden de 0,5 - 2 %, para los segundos se asume un valor de 1 %.

Estos errores afectan en especial manera el método basado en la relación Pb^{207}/Pb^{206} , dado que una pequeña variación de esta relación origina una gran diferencia en la edad.

e) *Constantes físicas.*

El valor de las constantes físicas, como ser el período de semidesintegración, la relación de abundancia $N_{U^{238}}/N_{U^{235}}$, las constantes de desintegración, etc., son otros factores que afectan en mayor o menor grado el cálculo, siendo su efecto mayor en la edad obtenida al utilizar la relación Pb^{207}/Pb^{206} .

De todo lo expuesto surge que la aplicación de este método necesita que se cumplan ciertas condiciones para que de ese modo los resultados obtenidos sean lo más exactos posibles. En general se propone que debe trabajarse con muestras frescas, puras y con la menor alteración. Además el mineral a estudiar, luego de ser separado de sus acompañantes, debe ser estudiado desde el punto de vista mineralógico, para asegurarse de la pureza de la muestra a estudiar.

En la interpretación de los resultados, como es de suponer, deben tenerse en cuenta en todos los casos las relaciones geológicas de la zona y de la roca portadora del mineral.

Para finalizar debe destacarse que si bien algunos autores prefieren una relación sobre otras, en general se acepta que la que da mejores resultados es la Pb^{206}/U^{238} , en especial por ser la menos afectada por las distintas causas responsables de los errores.

En el caso de la relación Pb^{207}/Pb^{206} , si bien ella no es afectada por las pérdidas de Pb, U y Th, sí lo está por los errores analíticos, constantes físicas y pérdida de radón. Además —como ya se ha mencionado— una pequeña variación en el valor de dicha relación provoca una acentuada diferencia en la edad y ello ocasiona que en la mayoría de los casos la edad obtenida por esta relación sea la más divergente de las halladas.

La relación Pb^{207}/U^{235} en general produce errores por las mismas causas que afectan la relación Pb^{206}/U^{238} y sólo ofrece ventajas en el caso de la pérdida de radón. Frente a ello, la reducida cantidad de U^{235} y de Pb^{207} en la muestra dificulta el cálculo y por lo tanto es más factible de hallarse afectada por error, en especial debido a errores analíticos.

Lo dicho en el último párrafo puede aplicarse a la relación Pb^{208}/Th^{232} en el caso de utilizarse con minerales de uranio. En cambio su utilización es necesaria para minerales de torio.

La relación Pb^{206}/Pb^{210} (12) ha sido recientemente utilizada por Kulp y otros, los que sugieren que su uso es indicado ante la pérdida de radón y en casos de lixiviación de uranio y torio de la muestra en estudio.

IV. CALCULO DE EDAD DE MINERALES ARGENTINOS

A continuación se considerarán los primeros resultados obtenidos en minerales de nuestro país. Si bien en el presente trabajo el número de edades determinadas es pequeño, se espera aumentarlo en un futuro cercano, con el fin de contribuir con ello a los estudios de cronología geológica.

En la tabla I se consignan los resultados obtenidos aplicando el método químico en base a diversos análisis químicos efectuados hasta el presente sobre minerales portadores de U^{+4} (2, 3, 6, 7). A pesar de que al hablar sobre este método se afirmó que el uso del mismo no era conveniente, el autor cree oportuno dar a conocer los resultados obtenidos con el mismo. De ellos algunos pueden aceptarse como valederos, dado que la edad hallada concuerda con la calculada por medio del método isotópico; con respecto a las restantes, a medida que se continúen los estudios ellas serán confirmadas o rectificadas.

En la tabla III se dan las edades calculadas por el método isotópico. Todas las determinaciones efectuadas sobre la abundancia de los distintos isótopos del plomo, como asimismo la composición química de dichas muestras, fueron efectuadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico de los EE. UU. de Norte América.

Las muestras estudiadas, provienen de distintos tipos de depósitos uraníferos. De yacimientos pegmatíticos son las procedentes de "Cerro Blanco" (Qda. del Tigre), "Cerro Blanco" (Los Guardias), "Las Tapias", "La Elsa", todas estas en la provincia de Córdoba y "Santa Ana" en la provincia de San Luis. A depósitos vetiformes corresponden los minerales de "La Estela", San Luis; "San Victorio" y "San Santiago", La Rioja y "La Niquelina" en Salta. A yacimientos uraníferos en rocas sedimentarias pertenecen las muestras de "Sonia" y "La Marthita", en la Rioja y de "Cerro Huemul" en Mendoza.

El cuadro III indica las divisiones estratigráficas y la edad estimada de los límites, de acuerdo con los últimos datos consignados por el Comité de Tiempo Geológico (Geological Names Committee, Washington, USA). Estas divisiones se han tenido en cuenta para ubicar las muestras estudiadas en el presente trabajo, en las distintas épocas geológicas.

CUADRO III

Divisiones estratigráficas y de tiempo. (Geological Names Committee, 1958)

Éra	Sistema o período	Serie o época	Edad estimada de los límites en M.A.	
Cenozoico	Cuartario	Reciente		
		Pleistoceno	1	
	Terciario	Plioceno	10	
		Mioceno	25	
		Oligoceno	40	
		Eoceno	60	
		Paleoceno		
Mesozoico	Cretácico	Superior Inferior	125	
	Jurásico	Superior Medio Inferior	150	
	Triásico	Superior Medio Inferior	180	
Paleozoico	Pérmico		205	
	Carbonífero	Pensilvaniano	Superior Medio Inferior	255
		Mississippiano	Superior Medio Inferior	315
	Devónico	Superior Medio Inferior	350	
	Silúrico	Superior Medio Inferior	430	
	Ordovícico	Superior Medio Inferior	510	
	Cámbrico	Superior Medio Inferior	> 3.000	
Pre-cámbrico	Sin divisiones			

TABLA I
Edad de minerales argentinos en base al método químico

N° muestra	Procedencia	Análisis químico			Pb U+0.36 Th	Edad en M.A.	Edad geológica	Analista
		U %	Th %	Pb %				
10.	La Estela, V. Larca, San Luis	71,89	0,01	0,09	0,001252	10 ± 1	Plioceno	1
11.	La Estela, V. Larca, San Luis	65,19	tr.	0,17	0,002607	20 ± 1	Mioceno	1
18.	Cerro Huemul, Malargüe, Mendoza	20,9	0,01	0,08	0,003827	29 ± 2	Oligoceno superior	1
12.	San Santiago, Jagüe, La Rioja	63,59	tr.	0,60	0,009434	72 ± 5	Terciario inferior	1
20.	Sonia, Guandacol, La Rioja	68,24	tr.	1,07	0,0157	120 ± 10	Cretácico inferior	2
21.	La Marthita, Guandacol, La Rioja	72,42	tr.	1,49	0,0205	156 ± 10	Triásico superior	2
13.	La Niquelina, Santa Victoria, Salta	57,93	tr.	1,29	0,02226	169 ± 10	Triásico medio	1
14.	San Victorio, Sañogasta, La Rioja	58,08	0,03	2,04	0,03511	268 ± 12	Devónico medio	1
15.	San Victorio, Sañogasta, La Rioja	56,15	tr.	2,01	0,03579	272 ± 15	» »	1
16.	San Victorio, Sañogasta, La Rioja	57,43	0,02	2,25	0,03917	298 ± 15	» »	1
1.	Santa Ana, Pringles, San Luis	72,21	0,10	4,33	0,059934	455 ± 25	Cámbrico medio	1
3.	La Elsa, San Javier, Córdoba	73,56	0,15	4,51	0,06126	466 ± 25	» »	1
5.	Cerro Blanco, Quebrada Tigre, Córdoba	72,81	1,67	4,56	0,06211	472 ± 25	» inferior	3
6.	Cerro Blanco, Los Guardias, Córdoba	75,51	0,51	4,75	0,06375	477 ± 25	» »	1
7.	Cerro Blanco, Los Guardias, Córdoba	75,68	0,25	4,83	0,06374	484 ± 25	» »	3
8.	Las Tapias, San Javier, Córdoba	66,68	7,50	4,66	0,06707	510 ± 25	Pre-cámbrico	1

1. Gordillo, Linares y Poljak (6)
2. Gordillo, Linares y Poljak (7)
3. Angelelli y Alfeld (3)

TABLA II
Análisis químicos e isotópicos

N°	Procedencia	Análisis químico				Análisis isotópico del Pb				Análisis isotópico corregido			Observaciones	
		U %	Th %	Pb %		204 %	206 %	207 %	208 %	206 %	207 %	208 %		
17...	San Victorio, La Rioja	46,3	0,02	2,30		0,1689	86,1871	6,9986	6,6526	83,2427	4,3424	0,2901		Corrección c/galena Franklin
17...	San Victorio, La Rioja	46,3	0,02	2,30		0,1689	86,1871	6,9986	6,6526	83,554	4,416	—		Corrección c/galena G. Bear Lake
2...	Santa Ana, San Luis	61,7	0,17	4,10		0,0073	94,635	5,3420	0,284	94,2305	5,2281	0,049		Corrección c/galena anal. Nier
4...	La Elsa, Córdoba	70,7	0,15	4,91		0,0004	94,023	5,3660	0,611	94,023	5,366	0,611		Sin corrección
9...	Las Tapias, Córdoba	63,35	7,3	4,85		0,011	91,63	5,2743	0,89	91,427	5,1023	2,669		

TABLA III
Edades por el método isotópico

Nº	Procedencia	Edades en M.A.			Edad media	Edad geológica	Observaciones
		Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/U^{238}	Pb^{207}/Pb^{208}			
17...	San Victorio, La Rioja	$306 \pm 0,7$	$305 \pm 6,8$	302 ± 60	305 ± 10	Devónico inferior	Corrección e/galena Franklin
17...	San Victorio, La Rioja	307 ± 1	310 ± 7	331 ± 60	310 ± 15	»	Corrección e/galena G. Bear Lake
2...	Santa Ana, San Luis	459 ± 1	$462 \pm 10,4$	488 ± 64	465 ± 15	Cámbrico medio	Sin corrección
2...	Santa Ana, San Luis	460 ± 1	$460 \pm 10,6$	457 ± 63	460 ± 15	»	Con corrección
4...	La Elsa, Córdoba	477 ± 1	$480 \pm 10,8$	506 ± 64	490 ± 15	» inferior	Sin corrección
9...	Las Tapias, Córdoba	514 ± 1	516 ± 11	526 ± 64	520 ± 15	Pre-cámbrico	»
9...	Las Tapias, Córdoba	513 ± 1	$502 \pm 11,3$	456 ± 64	500 ± 15	»	Con corrección

V. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

A continuación se comparan los resultados obtenidos por medio de la relación plomo/uranio (tabla I y III), con las edades geológicas supuestas para cada una de las muestras en estudio.

A) EDADES DE LOS MINERALES PROCEDENTES DE PEGMATITAS DE LAS SIERRAS PAMPEANAS.

1. Resultados obtenidos.

Muestras 1 y 2. "Santa Ana", Pringles, San Luis.

Estas muestras provienen de un depósito pegmatítico explotado por berilo, ubicado en la Sierra de San Luis dentro del sistema de las Sierras Pampeanas.

La edad de la muestra 1 en base al método químico, fue de 455 ± 23 M.A., mientras que de la muestra 2 estudiada por el método isotópico, se obtuvieron dos series de resultados. La primera de dichas series resultó de efectuar el cálculo sin la corrección por la presencia de plomo común (dado la baja cantidad existente de Pb^{204} , 0,0073 %) y con ella se llegó a las edades de 459 ± 1 M. A., $462 \pm 10,4$ M. A., y $488 \pm 63,7$ M. A., para las relaciones Pb^{204}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{207}/Pb^{206} respectivamente. La segunda serie, luego de efectuada la corrección de plomo común, arrojó las edades de 460 ± 1 M. A., $460 \pm 10,3$ M. A., y $457 \pm 63,2$ M. A., para las relaciones citadas anteriormente.

De la observación de estos resultados, se desprende la total concordancia que presentan las edades obtenidas por medio de las distintas relaciones en base al método isotópico, tanto en uno como en otro caso, como así también con el resultado brindado por el método químico.

Ello prueba lo dicho en páginas anteriores con respecto a la edad de muestras provenientes de pegmatitas, cuya edad calculada por el método químico es concordante a la que se obtiene con el isotópico.

Los resultados indican además, de acuerdo con Stieff y Stern (comunicación verbal), que la muestra no ha sido afectada por fenómenos geológicos y que la edad media de este depósito puede considerarse como de 460 ± 10 .

Muestras 3 y 4. "La Elsa", dpto. San Javier, Córdoba.

Proceden estas muestras de una pegmatita localizada en la falda occidental de la Sierra de los Comechingones.

En este caso el método químico arrojó una edad de 466 ± 23 M. A., para la muestra 3 y de $477 \pm 1,1$ M. A., $480 \pm 10,8$ M. A., y 506 ± 64 M. A., utilizando las relaciones Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{207}/Pb^{206} , respectivamente, con el método isotópico sobre la muestra 4.

Aquí se tiene que mientras las edades calculadas en base a las relaciones Pb^{206}/U^{238} y Pb^{207}/U^{235} son concordantes entre sí y con la hallada para la muestra 3, no sucede lo mismo con la obtenida con la relación Pb^{207}/Pb^{206} . Es posible que ello se deba a una pérdida de plomo y uranio, en especial del primero dado el tipo de muestra estudiada, que hace posible la pérdida de Rn^{222} y por ende de Pb^{206} . En este caso la edad más apropiada para la muestra 4 será la basada en la relación Pb^{207}/Pb^{206} o sea de 506 ± 64 M. A., lo que ubicaría la edad de este depósito muy cercana al límite de separación pre-cámbrico-Cámbrico.

Dada la gran concordancia obtenida en base a las otras relaciones y que la divergencia con la edad obtenida con la restante no es muy grande, se propone como edad media para este depósito la de 490 ± 25 M. A.

Muestra 5. "Cerro Blanco", Qda. del Tigre. Córdoba.

Esta muestra procedente de un depósito similar a los anteriores, ubicado en la Sierra de Comechingones, arrojó por medio del método químico una edad de 472 ± 23 M. A.

Muestras 6 y 7. "Cerro Blanco", Los Guardias, Córdoba.

También proceden estas muestras de una pegmatita ubicada en la Sierra de los Comechingones. En base a los datos de análisis químicos efectuados por distintos analistas (3,6), el método químico asigna una edad de 477 ± 25 M. A. y 484 ± 25 M. A. a estas muestras. Ello evidencia una buena concordancia y permite asignar a este depósito una edad media de 480 ± 25 M. A.

Muestras 8 y 9. "Las Tapias", San Javier, Córdoba.

Estas muestras provienen del depósito pegmatítico explotado por berilo, ubicado en la Sierra Grande.

La muestra 8 estudiada por el método químico dio una edad de 510 ± 25 M. A. La 9, investigada por el método isotópico, arrojó sin la corrección por plomo común las edades de $514 \pm 1,1$ M. A., 516 ± 11 M. A. y 526 ± 64 M. A., para las relaciones Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{207}/Pb^{206} , resultados estos que se encuentran en buena concordancia entre sí y con la edad obtenida para la muestra 8.

Efectuada la corrección por plomo común, las edades obtenidas fueron de $513 \pm 1,1$ M. A., 502 ± 11 M. A. y $456 \pm 63,2$ M. A. para las citadas relaciones. En este caso mientras las edades obtenidas por las relaciones Pb^{206}/U^{238} y Pb^{207}/U^{235} se hallan en concordancia con las calculadas del modo descrito anteriormente, no sucede lo mismo con la hallada por medio de la relación Pb^{207}/Pb^{206} .

Esto puede deberse según Stieff y Stern (com. verb.) a las siguientes causas:

- a) pérdida de uranio y plomo, lo que de confirmarse aconsejaría como mejor edad la de $456 \pm 63,2$ M. A. o sea la hallada por Pb^{207}/Pb^{206} .
- b) inseguridad en la corrección del plomo común dada su baja cantidad, por lo que en este caso la mejor edad sería la obtenida en base a las otras relaciones.

La muestra estudiada es una de las uraninitas más frescas que se han utilizado para el presente estudio y además de poseer el mayor peso específico, es la que presenta una menor oxidación; en base a ello se supone que el segundo caso es el más exacto y por ello el resultado así obtenido estaría más de acuerdo con los hallados para ambas muestras. Esto lleva a asignar a este depósito una edad de 520 ± 25 M. A.

2. Nota sobre la edad de las muestras 1 a 9.

Las muestras numeradas del 1 al 9, provienen de distintos depósitos pegmatíticos ubicados dentro del sistema de las Sierras Pampeanas. Las rocas graníticas componentes de esta unidad estructural, han sido supuestas como pertenecientes al Precámbrico por algunos autores, mientras que otros las ubican en el Paleozoico, más exactamente en el Devónico.

Las edades obtenidas sobre estas muestras, ya sea en base al método químico o al isotópico, oscilan entre 455 y 520 M. A. Si bien la mayoría de ellas se encuentra entre los 455 y 484 M. A., lo que las ubica en el cámbrico inferior a medio, las muestras procedentes de Las Tapias, con su edad superior a los 510 M. A. las localiza en el Precámbrico superior.

Todo esto parece confirmar la primera hipótesis expuesta más arriba, o sea la edad pre-cámbrica de las rocas graníticas, lo que además se encuentra reforzado por los siguientes factores:

- a) el límite pre-cámbrico cámbrico de 510 M. A. no se halla aún bien fijado. Por lo tanto de ser el mismo menor y cercano a los 450 M. A. —como algunos autores sostienen— todas las muestras estudiadas tendrían una edad precámbrica;
- b) en caso contrario y de ser exacto dicho límite, puede suponerse que las edades calculadas se hallan afectadas por algunos errores, debido al estado de alteración de las muestras estudiadas. Por ello las edades obtenidas serían menores que las reales. Esto parece confirmarse por el hecho de que la muestra más fresca del conjunto (perteneciente a Las Tapias) es la que arroja una edad mayor;
- c) no se conoce en nuestro país, ningún ciclo magmático dentro del cámbrico, el que por otra parte se halla bien estudiado. Este es otro factor que argumenta en favor de una edad mayor para las pegmatitas;
- d) finalmente en el caso posible de que las pegmatitas sean de edad variable entre precámbrico y cámbrico —lo que tampoco puede descartarse— ello indicaría igual, que las rocas graníticas de las Sierras Pampeanas no pueden poseer una edad mayor que Pre-cámbrico.

De lo expuesto, surge que las rocas graníticas de las Sierras Pampeanas son de edad Pre-cámbrica y no Devónica. La presente aseveración tratará de confirmarse en un futuro cercano, aplicando el método de Larsen (plomo/alfa) sobre muestras provenientes del sistema citado.

B) MUESTRAS PROVENIENTES DE YACIMIENTOS EN VETA.

1. Muestras 10 y 11. "La Estela", V. Larca, San Luis.

La edad de la mineralización de este depósito fue supuesta como terciaria (2) y los resultados obtenidos por medio del método químico confirman esta suposición.

La muestra 10 con una edad de 10 ± 1 M. A. la ubica en el Plioceno, mientras que la 11 con una edad de 20 ± 2 M. A. la localiza en el Mioceno. El autor se inclina por esta última cifra, por cuanto la primera muestra se hallaba mucho más alterada que la segunda lo que podría haber provocado una pérdida de Pb y por lo tanto una edad menor.

Sin embargo se cree necesario confirmar este resultado por medio

del método isotópico, antes de poder abrir juicio definitivo sobre la edad de la mineralización de este yacimiento.

2. *Muestra 12.* “San Santiago”, Jagüe, La Rioja.

La edad obtenida para esta muestra por el método químico de 72 ± 5 M. A., la ubica en el terciario inferior. Será necesario como en el caso anterior, confirmar este resultado por medio del método isotópico, pues es posible —dado el tipo de depósito— la presencia de plomo común. En este último caso la edad real podrá ser menor que la conocida hasta el presente.

3. *Muestra 13.* “La Niquelina”, Santa Victoria, Salta.

También por medio del método químico se ha obtenido una edad de 169 ± 10 M. A., lo que la ubica en el triásico medio.

Si bien no existen estudios que permitan confirmar o rectificar este resultado, se supone que la edad calculada es mayor que la real dado la posible contaminación por plomo común, de probable existencia en este yacimiento.

Por lo tanto y hasta que no se pueda efectuar el estudio isotópico de esta muestra, es aventurado fijar una edad definitiva para la mineralización uranífera de este depósito.

4. *Muestras 14 a 17.* “San Victorio”, Sañogasta, La Rioja.

Las edades obtenidas por medio del método químico sobre las muestras 14, 15 y 16 fueron de 267 ± 12 M. A., 272 ± 13 M. A. y 298 ± 15 M. A. respectivamente.

Del método isotópico efectuado sobre la muestra 17, se tienen dos series de resultados en base a distintas formas de corrección del plomo común. En un primer caso se obtuvieron las edades de 306 ± 1 M. A., $305 \pm 6,8$ M. A. y 302 ± 60 M. A. y en el segundo de 307 ± 1 M. A., 310 ± 7 M. A., y 331 ± 60 M. A., para las relaciones Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{207}/Pb^{206} en ambos casos respectivamente.

Observando ambas series de resultados se nota que los mismos guardan entre sí —en especial en la primera serie— una notable concordancia y que además las dos series asignan a esta muestra una edad muy similar, tanto que en el primer caso la edad media es de 305 ± 10 M. A. y en el segundo de 310 ± 15 M. A.

Esta concordancia tan buena entre las edades obtenidas por este método, siguiendo dos caminos diferentes, indican que la muestra en estudio no se halla afectada por fenómenos geológicos y además, que la edad obtenida puede tomarse como verdadera.

De acuerdo con esto, la edad de la mineralización uranífera se considera de 310 ± 15 M. A., lo que la ubica en el Devónico inferior.

Este resultado corroboraría lo expuesto por De Alba (4) acerca de la edad del granito del Famatina, dado que el origen de la mineralización de este yacimiento se vincula con la intrusión de dichas rocas. Según el citado autor, el granito del Famatina es post-tremadociano y pre-carbónico y esto se halla de acuerdo con la edad obtenida para la muestra del yacimiento San Victorio.

C) MUESTRAS PROVENIENTES DE DEPÓSITOS URANÍFEROS EN SEDIMENTOS.

1. *Muestra 18.* "Cerro Huemul", Malargüe, Mendoza.

En este caso se ha obtenido por medio del método químico una edad de 29 ± 2 M. A. lo que ubica la mineralización uranífera de este depósito en el Oligoceno.

Dado que en esta zona uranífera se conoce la presencia de galena, es posible que la edad que se obtenga por el método isotópico sea algo menor, pero con toda posibilidad no mucho menor, debido a la escasa cantidad de dicho mineral presente.

En base al resultado obtenido, lo más importante es el hecho de que el mismo prueba el origen epigenético de la mineralización uranífera de este depósito, dado que la roca portadora de la misma, corresponde a sedimentos areniscosos-congloméricos del Diamantiano (Cretácico medio).

2. *Muestras 20 y 21.* "La Marthita" y "Sonia", Guandacol, La Rioja.

Las edades obtenidas por el método químico de 120 ± 10 M. A. (Cretácico inferior) y de 156 ± 10 M. A. (Triásico superior), son muy discrepantes entre sí, ya que ambas muestras provienen de yacimientos muy similares y ubicados muy cercanos entre sí.

En base a lo antedicho, se cree necesario efectuar sobre estas muestras el estudio isotópico, antes de poder certificar la edad de la mineralización uranífera de este distrito.

AGRADECIMIENTO

Agradezco en primer término a los doctores L. R. Stieff y T. W. Stern del United States Geological Survey, por todos los datos y asistencia que prestaron al suscripto, como asimismo por haberlo iniciado en estas investigaciones.

Asimismo al Ing. Angelelli y al Dr. Pedro N. Stipanovic de la C.N.E.A. por la ayuda y estímulo que permitieron llevar a cabo el presente trabajo. A los doctores Roberto O. Toubes, Jorge A. Valvano, Jorge F. Villar Fabre y Juan Flegenheimer, de la citada repartición, por la colaboración prestada en la lectura y corrección del manuscrito.

Hallándose en prensa este trabajo, el 5-XI-1960 se produjo el fallecimiento del doctor Jorge A. Valvano, a cuya memoria, en mi nombre y en el de los integrantes de la División Lab. de Investigaciones de la CNEA, dedico el presente.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. ANGELELLI, V. 1950. *Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos.* — Rev. Inst. Nac. Inv. Cs. Nat. Cs. Geol. II.
2. — 1958. *Los minerales de uranio. Sus yacimientos y prospección.* — C.N.E.A.
3. ANGELELLI, V. Y ALFHELD, F. 1948. *Las especies minerales de la República Argentina.* — Univ. Nac. Tucumán. Inst. Geol. y Minas. Pub. 458. Jujuy.
4. DE ALBA, E. 1956. *Acerca de la edad del granito del Famatina.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 1, 76-79.
5. FAUL, H. 1954. *Nuclear Geology.* J. Wiley & Sons. N. York.
6. GORDILLO, C. E., LINARES, E. Y POLJAK, R. J. 1957. *Contribución al conocimiento de algunas uraninitas y pechblendas de la República Argentina.* — C. N.E.A. Ser. Geol. I, 1.
7. GORDILLO, C. E., LINARES, E. Y POLJAK, R. J. 1959. *Pechblendas con alto contenido de circonio de Guandacol, La Rioja.* — C.N.E.A. Inf. 21.
8. GOTTFRIED, D., SENFTLE, F. E. Y WARYNG, C. L. 1956. *Age determination of zircón crystals from Ceylon.* — Amer. Miner. 41, 157-161.
9. GOTTFRIED, D., JAFFE, H. Y SENFTLE, F. E. 1959. *Evaluation of the Lead-alpha (Larsen) method of determining ages on igneous rocks.* — U.S.G.S. Bull. 1097-A.
10. JAFFE, H., GOTTFRIED, D., WARYNG, C. L. Y WORTHING, H. 1959. *Lead-alpha age determinations of accessory minerals of igneous rocks.* — U.S.G.S. Bull. 1097-B.
11. KEEVIL, N. B. 1939. *The calculation of geological age.* — Amer. Jour. Scien. 237.
12. KULP, J. L., BROECKER, W. S. Y ECKELMANN, W. R. 1953. *The Pb²¹⁰ method of age determination.* — Nucleonics. 11, 8.
13. KULP, J. L., BROECKER, W. S. 1953. *Present status of the Lead Method of age determination.* — U.S.A.E.C. NYO 6200.
14. KULP, J. L. Y ECKELMANN, W. R. 1957. *Discordant U-Pb ages and mineral type.* — Amer. Miner. 42, 154-164.

15. LARSEN, E. S. JR., KEEVIL, N. B. y HARRISON, H. C. 1952. *Method of determining the age of Igneous Rocks using the accessory minerals.*—*Geol. Soc. Amer. Bull.* 63, 1045-1052.
16. LINARES, E. 1956. *El yacimiento "Cerro Huemul", Malargüe, Hendoza.* — *Tesis Univ. Bs. As.* (inédito).
17. LYONS, J. B., JAFFE, H., GOTTFRIED, D. y WARYNG, C. L. 1957. *Lead-alpha ages of some New Hampshire Granites.* — *Amer. Jour. of Scienc.* 225, 527-546.
18. NATIONAL RESEARCH COUNCIL. 1931. *The Age of the Earth.* Washington D. C.
19. NIER, A. O. 1939. *The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurements of geological time.* — *II Phys. Rev.* 55, 153.
20. PALACHE, CH., BERGMANN, H. y FRONDEL, C. 1946. *The System of Mineralogy of E. S. Dana.* J. Wiley & Sons. N. York.
21. RANKAMA, K. 1954. *Isotope Geology.* McGraw Hill Books.
22. SENFTLE, F. E., STIEFF, L. R., CUTTITA, F., KURODA, P. K. 1957. *Comparison of the isotopic abundance of U^{235} and U^{238} and the radium activity ratios in Colorado Plateau uranium ores.* — *Geoch. et Cosm. Acta*, II, 189-193.
23. SCHUCHER, C. 1931. *Geocronology or the age of the Earth on the basis of sediments and life.* — *Bull. Nat. Res. Council.* Washington D. C.
24. SMILEY, T. L. 1955. *Geocronology.* Univ. of Arizona. Tucson.
25. STIEFF, L. R. y STERN, T. W. 1956. *Interpretation of the discordant age sequence of uranium ores.* — *U.S.G.S. Prof. Paper* 300.
26. STIEFF, L. R., STERN, T. W., OSHERO, S. y SENFTLE, F. E. 1959. *Tables for the calculation of lead isotopes ages.* — *U.S.G.S. Prof. Paper* 334-A.
27. TILTON, G. R., PATTERSON, C., BROWN, H., INGRAM, M., HAYDEN, R., HESS, D. y LARSEN, E. S. JR. 1955. *Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite.* — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 66, 1131-1148.
28. WICKMAN, F. E. 1942. *On the emanating power and the measurement of geological time.* — *Geol. For. Stockholm.* 6, 4.
29. WILLIAMS, H. S. 1893. *The elements of the geological time-scale.* — *Journ. Geol. Chicago* I, 283-295.
30. ZOUNER, F. E. 1952. *Dating the Past.* Methuen y Co. Londres.

Manuscrito recibido julio 1960.