

164  
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE QUIMICA



EXAMENES PROFESIONALES  
FAC. DE QUIMICA

"APLICACION DE TECNICAS NUCLEARES A LA  
DETERMINACION DE EDADES"

TRABAJO MONOGRAFICO DE  
ACTUALIZACION  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO QUIMICO  
P R E S E N T A :  
MOISES ALBERTO VEGA REYNA



MEXICO, D. F.

1997.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**JURADO ASIGNADO:**

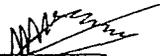
<b>PRESIDENTE</b>	<b>PROF.: GUILLERMINA BURILLO AMEZCUA</b>
<b>VOCAL</b>	<b>PROF.: LUIS CABRERA MOSQUEDA</b>
<b>SECRETARIO</b>	<b>PROF.: TRINIDAD MARTÍNEZ CASTILLO</b>
<b>1er. SUPLENTE</b>	<b>PROF.: COLMENARES LANDIN FERNANDO</b>
<b>2do. SUPLENTE</b>	<b>PROF.: GARCÍA ORTEGA HECTOR</b>

**SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA.**

**FACULTAD DE QUÍMICA, EDIF. "D". SECCIÓN QUÍMICA NUCLEAR**

**ASESOR DEL TEMA.**

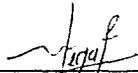
**M. en C. LUIS CABRERA MOSQUEDA**



**FIRMA**

**SUSTENTANTE.**

**MOISÉS ALBERTO VEGA REYNA**



**FIRMA**

El corazón es regularmente el  
el origen de las ilusiones  
del alma.

P. Nicole

A Dios...

A mis padres: por ese amor, cariño y sobre todo la gran paciencia que siempre me han tenido; por darme su incondicional ayuda y apoyo en todo momento, GRACIAS.

A mi hermana: Zarahy, pese que en algunas ocasiones haya tormenta siempre el sol saldrá...

Gracias, por enseñarme a no permitir que el tiempo transcurra, sin aprovecharlo.

# "APLICACIÓN DE TÉCNICAS NUCLEARES A LA DETERMINACIÓN DE EDADES"

<b>TEMARIO:</b>	<b>Pag.</b>
INTRODUCCIÓN.....	1
1.- TÉCNICAS DE FECHADO.....	9
2.- FECHADO CON RADIOCARBONO.....	13
3.- FECHADO CON TRITIO.....	17
4.- FECHADO CON ISÓTOPOS DE K, Rb, Sr, y Ar.....	22
5.- OTRAS TÉCNICAS DE FECHADO.....	33
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	45
BIBLIOGRAFÍA.....	49

Al M. en C. Luis Cabrera M. por su asesoría y apoyo invaluable en el desarrollo del presente trabajo.

Al honorable Jurado.

A:

Dari A.

Arturo P., Mónica B., Carlos B., Sra. García, Alicia M., Ulises L., Rafael C., Verónica R., y a la "moñuda," así como también a todas aquellas personas con quien tuve el gusto de compartir momentos inolvidables.

## INTRODUCCIÓN

En principio, el decaimiento de cualquier núclido radiactivo natural de vida media larga, puede ser usado para la determinación de edades.

Los núclidos radiactivos naturales pueden ser divididos en tres grupos:

- 1) *los que tienen una vida comparable a la edad de la tierra,*
- 2) *los formados por radiación cósmica y,*
- 3) *los que son parte del decaimiento de una serie.*

La radiación cósmica en la atmósfera produce neutrones y protones que pueden reaccionar con átomos de la atmósfera; ( $N_2$ ,  $O_2$ , Ar, etc.) dando como resultado la producción de núclidos radiactivos, algunos de ellos se enlistan en el cuadro siguiente:

**TABLA 1.** NÚCLIDOS FORMADOS POR RADIACIÓN CÓSMICA.

NÚCLIDO	DECAIMIENTO	VIDA MEDIA (años)	PROD. ATMÓS. (átomos/m <sup>2</sup> seg)
H-3	$\beta(-)$	12.35	2500
C-14	$\beta(-)$	5736	22000
Ar-39	$\beta(-)$	269	—

Esos radionúclidos se forman en concentraciones extremadamente bajas y su detección ha sido posible solo recientemente con el desarrollo de técnicas de conteo ultrasensibles.

Los núclidos con vidas medias de meses a años se han utilizado en estudios de procesos de mezclado atmosférico, mientras que los de vida media corta como el  $\text{Cl-38}$  y el  $\text{S-38}$  se han empleado como trazadores naturales en procesos geológicos y en la determinación de edades; también denominados como técnicas de fechado de materiales biológicos y geológicos.

Sin embargo, el  $\text{C-14}$  y el  $\text{H-3}$  tienen importancia suficiente para reservarles una discusión detallada.

### **1) Núclidos Radiactivos Primarios.**

Los llamados núclidos radiactivos primarios de vida media larga que han sobrevivido desde la nucleogénesis, presuntamente sin ser reabastecidos no son las únicas radiactividades que existen en la naturaleza además, antes que otra cosa son radiactividades naturales secundarias, que son descendientes de vida corta de radionúclidos primarios del  $\text{U-238}$ ,  $\text{U-235}$ ,  $\text{Th-232}$  aunque algunos de ellos tales como el  $\text{Th-230}$  ( $t_{1/2}=8.0\text{E}4$  años) y el  $\text{Ra-226}$  ( $t_{1/2}=1.6\text{E}3$  años), han sido útiles en geología, por ejemplo en el fechado de sedimentos orgánicos.

También merecen mención las actividades hechas por el hombre que han sido introducidas a la atmósfera terrestre desde 1945, en gran parte como resultado de las explosiones de las bombas, las cuales tienen sus bien conocidos efectos dañinos, haciendo posible interesantes estudios científicos.

Dentro de los fenómenos investigados con su ayuda, son las mezclas atmosféricas entre los hemisferios norte-sur y tiempos de residencia de varias capas verticales de la atmósfera.

De gran interés son los radionúclidos (y productos estables) formados por la interacción de los rayos cósmicos.

## **2) Núclidos producidos por Rayos Cósmicos.**

El impacto de los rayos cósmicos primarios y secundarios de alta energía, la mayor parte cerca de la cima de la atmósfera, producen violentas reacciones nucleares en donde se emiten neutrones, partículas secundarias, partículas alfa y otros fragmentos.

Éstas partículas secundarias a su vez reaccionan con núcleos en la atmósfera baja (*principalmente núcleos de Nitrógeno, Argón y Oxígeno*) y, muchos productos radiactivos resultantes de esas interacciones han sido encontradas incluyendo H-3, Be-7, Al-26, Si-32, Ar-39.

La mayor parte de los neutrones producidos por los rayos cósmicos son frenados a energías térmicas y, por la reacción (neutrón, protón) con el Nitrógeno-14, producen Carbono-14, emisor  $\beta^-$  con vida media radiactiva de 5736 años. Se ha calculado que la producción de rayos cósmicos tiene una velocidad de producción promedio en toda la atmósfera de aproximadamente de  $2 \text{ cm}^2/\text{s}$  sobre la superficie de la tierra.

La vida media del Carbono-14 es lo suficientemente larga para que se mezcle completamente con todo el carbono llamado reserva intercambiable (Damon et al 1978): bióxido de carbono atmosférico (1.4% del carbono intercambiable), océano (95% la mayor parte como carbono disuelto), biósfera terrestre (1.1%) y, humus (2.1%).

El contenido total de estas reservas es estimado en  $9.66 \text{ g/cm}^2$  de la superficie de la tierra. Por lo tanto, la actividad específica del Carbono-14 en todo este Carbono se ha supuesto ser de  $2.4\text{-}60/9.66$  siendo igual a  $14.9 \text{ dpm/g}$  (*desintegraciones por minuto por gramo*).

Un nivel de actividad fácilmente medible.

*Las actividades específicas en las diferentes reservas actualmente varían (Damon et al 1978) porque los periodos de mezclado son infinitamente rápidos y hay algunos efectos isotópicos.*

### **3) Núclidos Producto del Decaimiento de una Serie.**

#### **> Serie del Uranio, Torio y Actinio.**

Todos los elementos encontrados en fuentes naturales con número atómico mayor a 83 (Bismuto) son radiactivos. Pertenecen a cadenas de decaimiento sucesivo, y todas las especies en cada una de esas cadenas constituye una serie o familia radiactiva.

Tres de esas familias incluyen todas las actividades naturales en esta región de la carta periódica. Una familia tiene al U-238 como elemento padre, y después de 14 transformaciones (8 de ellas por emisión de partículas alfa y 6 por emisión de partículas beta negativas) se extienden hasta el producto final estable, Pb-206.; ésta es conocida como la serie del Uranio (que incluye al Ra-226 y sus productos de decaimiento).

Como la masa cambia en 4 unidades en el decaimiento alfa, y solamente una pequeña fracción de unidad en el decaimiento beta, los números de masa encontrados en los miembros de la familia difieren en múltiplos de cuatro, una fórmula general para los números de masa es  $4n+2$  en donde  $n$  es un número entero.

La serie también es conocida como  $4n+2$  (tabla 2). El Torio (Th-232) es la sustancia padre de la serie del Torio o serie  $4n$  con el producto final estable Pb-208 (tabla 3).

**Tabla 2.****Serie del Uranio**

Especie Radiactiva	Núcleo	Decaimiento	Energía partícula (MeV)	Vida media	Constante de desintegración (seg <sup>-1</sup> )
Uranio I (UI)	<sup>92</sup> U <sup>238</sup>	α	4.20	4.50 E9 años	4.88 E-18
Uranio X <sub>1</sub> (UX <sub>1</sub> )	<sup>90</sup> Th <sup>234</sup>	β(-)	0.19	24.1 días	3.33 E-7
Uranio X <sub>2</sub> (UX <sub>2</sub> )	<sup>91</sup> Pa <sup>234</sup>	β(-)	2.32	1.18 min	9.77 E-3
Uranio Z (UZ)	<sup>91</sup> Pa <sup>234</sup>	β(-)	1.13	6.7 horas	2.88 E-5
Uranio II (UII)	<sup>92</sup> U <sup>234</sup>	α	4.768	2.50 E5 años	8.80 E-14
Ionio (Io)	<sup>90</sup> Th <sup>230</sup>	α	4.68m	8.0 E4 años	2.75 E-13
Radio (Ra)	<sup>88</sup> Ra <sup>226</sup>	α	4.777m	1620 años	1.36 E-11
Ra Emanación (Rn)	<sup>86</sup> Rn <sup>222</sup> ( <sup>86</sup> Rn <sup>222</sup> )	α	5.486	3.82 días	2.10 E-6
Radio A (RaA)	<sup>84</sup> Po <sup>218</sup>	α, β(-)	α: 5.998 β: ?	3.05 min	3.78 E-3
Radio B (RaB)	<sup>82</sup> Pb <sup>214</sup>	β(-)	0.7	26.8 min	4.31 E-4
Astatinio-218 (At <sup>218</sup> )	<sup>85</sup> At <sup>218</sup>	α	6.63	1.5-2.0 seg	0.4
Radio C (RaC)	<sup>83</sup> Bi <sup>214</sup>	α, β(-)	α:5.51m	19.7 min	5.86 E-4
Radio C' (RaC')	<sup>84</sup> Po <sup>214</sup>	α	7.683	1.64 E-4 seg	4.23 E3
Radio C'' (RaC'')	<sup>81</sup> Tl <sup>210</sup>	β(-)	1.9	1.32 min	8.75 E-4
Radio D (RaD)	<sup>82</sup> Pb <sup>210</sup>	β(-)	0.017	19.4 años	1.13 E-9
Radio E (RaE)	<sup>83</sup> Bi <sup>210</sup>	β(-)	1.155	5.0 días	1.60 E-6
Radio F (RaF)	<sup>84</sup> Po <sup>210</sup>	α	5.300	138.3 días	5.80 E-8
Talio-206 (Tl <sup>206</sup> )	<sup>81</sup> Tl <sup>206</sup>	β(-)	1.51	4.2 min	2.75 E-3
Radio G (RaG)	<sup>82</sup> Pb <sup>206</sup>	Estable			

**Tabla 3.****SERIE DEL TORIO**

Especie Radiactiva	Núcleo	Decaimiento	Energía partícula (MeV)	Vida media	Constante de desintegración (seg <sup>-1</sup> )
Torio (Th)	<sup>90</sup> Th <sup>232</sup>	α	4.007	1.39 E10 años	1.58 E-18
Mesotorio <sub>1</sub> (MsTh1)	<sup>88</sup> Ra <sup>228</sup>	β(-)	0.04	6.7 años	3.28 E-9
Mesotorio <sub>2</sub> (MsTh2)	<sup>89</sup> Ac <sup>228</sup>	β(-)	2.18	6.13 horas	3.14 E-5
RadioTorio (RdTh)	<sup>90</sup> Th <sup>228</sup>	α	5.423m	1.910 años	1.15 E-8
Torio X (ThX)	<sup>88</sup> Ra <sup>224</sup>	α	5.681m	3.64 días	2.20 E-6
Torio Emanación (Tn)	<sup>86</sup> Em <sup>220</sup> ( <sup>86</sup> Rn <sup>222</sup> )	α	6.280	51.5 seg	1.34 E-2
Torio A (ThA)	<sup>84</sup> Po <sup>216</sup>	α, β(-)	6.774	0.16 seg	4.33
Torio B (ThB)	<sup>82</sup> Pb <sup>212</sup>	β(-)	0.58	10.6 horas	1.82 E-5
Astatio216 (At <sub>216</sub> )	<sup>85</sup> At <sup>216</sup>	α	7.79	3E-4seg	2.3 E3
Torio C (ThC)	<sup>83</sup> Bi <sup>212</sup>	α, β(-)	α: 6.086m β: 2.25	60.5 min	1.91 E-4
Torio C'' (ThC'')	<sup>84</sup> Po <sup>212</sup>	α	8.780	3 E-7seg	2.31 E6
Torio C''' (ThC''')	<sup>81</sup> Tl <sup>208</sup>	β(-)	1.79	3.10 min	3.73 E-3
Torio D (Th D)	<sup>82</sup> Pb <sup>208</sup>	Estable			

La serie 4n+3 o serie del Actinio tiene como radionúcleo padre al U-235 (antiguamente conocido como Actinio-Uranio) y tiene como producto final al Pb-207. A continuación se muestra dicha serie (tabla 4).

**Tabla 4.****SERIE DEL ACTINIO**

Especie Radiactiva	Núcleo	Decaimiento	Energía partícula (MeV)	Vida media	Constante de desintegración (seg <sup>-1</sup> )
Actinouranio (AcU)	<sup>92</sup> U <sup>235</sup>	α	4.559m	7.10 E8 años	3.09 E-17
Uranio Y (UY)	<sup>90</sup> Th <sup>231</sup>	β(-)	0.30	25.6 h	7.51 E-6
Protoactinio (Pa)	<sup>91</sup> Pa <sup>231</sup>	α	5.046m	3.43 E4 años	6.40 E-13
Actinio (Ac)	<sup>89</sup> Ac <sup>227</sup>	α, β(-)	α:4.94 β:0.046	2.16 años	1.02 E-9
Radioactinio (RdAc)	<sup>90</sup> Th <sup>227</sup>	α	6.03m	18.17 días	4.41 E-7
Actinio K (AcK)	<sup>87</sup> Fr <sup>223</sup>	α, β(-)	β:1.2 α:5.34	22 m	5.25 E-4
Actinio X (AcX)	<sup>88</sup> Ra <sup>223</sup>	α	5.864	11.68 días	6.87 E-7
Astatino-219 (At <sup>219</sup> )	<sup>85</sup> At <sup>219</sup>	α, β(-)	α,β6.27	0.9 m	1.26 E-2
Actinio Emanación (An)	<sup>86</sup> Em <sup>219</sup> ( <sup>86</sup> Rn <sup>219</sup> )	α	6.810m	3.92 s	0.177
Bismuto-215 (Bi <sup>215</sup> )	<sup>83</sup> Bi <sup>215</sup>	α, β(-)	?	8 m	1.44 E-3
Actinio A (AcA)	<sup>84</sup> Po <sup>215</sup>	α, β(-)	α:7.37	1.83 E-3 s	3.79 E2
Actinio B (AcB)	<sup>82</sup> Pb <sup>211</sup>	β(-)	1.39	36.1 m	3.20 E-4
Astatino-215 (At <sup>215</sup> )	<sup>85</sup> At <sup>215</sup>	α	8.00	10 E-4 s	7 E3
Actinio C (AcC)	<sup>83</sup> Bi <sup>211</sup>	α, β(-)	α:6.17m	2.15 m	5.28 E-3
Actinio C' (AcC')	<sup>84</sup> Po <sup>211</sup>	α	7.442m	0.52 s	1.33
Actinio C'' (AcC'')	<sup>81</sup> Tl <sup>207</sup>	β(-)	1.44	4.79 m	2.41 E-3
Actinio D (AcD)	<sup>82</sup> Pb <sup>207</sup>	Estable			

## **CAPÍTULO 1**

### **TÉCNICAS DE FECHADO.**

Los métodos de fechado que se tendrán a discusión están basados principalmente en el decaimiento de núclidos radiactivos de vida media larga, actualmente existentes en la naturaleza. Se tiene como información la existencia de productos del decaimiento de núclidos con vidas medias iguales o menores a  $10 \text{ E}9$  años, que pudieron haber existido en el periodo de formación del sistema solar pero que han decaído completamente.

Los núclidos I-129 ( $t_{1/2}=1.6 \text{ E}7$  años) y el Pu ( $t_{1/2}=8.1 \text{ E}7$  años) los cuales son de particular interés.

Si el producto del decaimiento de uno de esos dos radionúclidos extintos es encontrado en algún sistema (*meteorito, roca, etc.*) y su origen puede establecerse por el decaimiento, es posible concluir que el intervalo de tiempo entre la formación del elemento y el aislamiento del sistema investigado no puede ser muy grande comparado con la vida media del radionúclido existente.

Abundancias anormalmente altas fueron observadas por primera vez por J. H. Reynolds de Xe-129 en algunos meteoritos y atribuidas por el decaimiento del I-129 anteriormente presente.

Subsecuentemente tal exceso de Xe-129 ha sido encontrado en muchos meteoritos. Además se ha establecido que está íntimamente ligado con el yodo en los mismos meteoritos.

Esto es demostrado por activación neutrónica de la muestra (*que convierte I-127 a I-128 y que, por decaimiento  $\beta^-$  produce Xe-128, mientras que la captura neutrónica de Xe-129 produce Xe-130*), y subsecuentes pasos de calentamiento y determinación de las relaciones Xe-130 / Xe-128 en las diferentes fracciones. El método es análogo al método del Ar-40 / Ar-39.

Para deducir de las mediciones de las relaciones Xe-129 / I-127 el intervalo de tiempo entre la núcleo-síntesis y el tiempo de los meteoritos podría retener Xenón, se debe conocer o al menos suponer que la relación I-129 / I-127 producida en la núcleo-síntesis.

De acuerdo a las teorías aceptadas esta relación es de casi la unidad, y establece en un límite superior de 13 vidas medias del I-129 o de 0.25 E9 años, para el intervalo en cuestión. El límite inferior es de 0.1 E9 años. Las incertidumbres surgen ampliamente porque el intervalo calculado depende de si la núcleo-génesis se efectuó sobre un extenso período de tiempo en uno o en varios episodios (*T. Kirsten 1978*). Es notable que los datos indiquen que todos los meteoritos

condríticos estudiados han estado en la etapa de retención del Xenón alrededor del mismo período (*dentro de los 2 E7 años*).

Las conclusiones derivadas de los datos del Xe-129 son generalmente corroboradas por mediciones de efectos atribuibles.

E. Rutherford fue el primero en sugerir el decaimiento alfa de minerales de Uranio y por lo tanto que el contenido de Helio en un mineral, podría usarse para determinar el tiempo transcurrido desde su solidificación. En el año de 1905 ya había aplicado este método para estudiar la edad de los minerales.

B. B. Boltwood en 1907 quien fué pionero de esas investigaciones, concluyó correctamente que los períodos geológicos tenían que ser calculados no en decenas sino en cientos y millones de años. Se han desarrollado una gran variedad de métodos de fechado basados en núclidos radiactivos naturales. Todos ellos se basan en el mismo principio básico, siguiente.

Si  $P_0$  es el número de átomos de un padre radiactivo con una constante de decaimiento ( $\lambda$ ) y  $D_0$  es el número de átomos de un hijo estable (o descendiente) que estuviese presente en una muestra en el momento 0 (por ejemplo, en el momento de la solidificación del mineral), el número de átomos del padre e hijo en el tiempo  $t$  ( $P_t$  y  $D_t$  respectivamente) es:

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t} \quad \therefore (\text{Ec. 1})$$

$$D_t = D_0 + (P_0 - P_t) = D_0 + P_t(e^{\lambda t} - 1) \quad \therefore (\text{Ec. 2})$$

Suponiendo que no hay ganancias ni pérdida de átomos del padre y del hijo por otra causa diferente al decaimiento radiactivo.

Esta condición se expresa diciendo que la muestra debe estar en un sistema "cerrado".

Resolviendo para t en la ecuación (2) se tendrá:

$$t = \lambda^{-1} \ln[(P_t + D_t - D_0)/P_t] = \lambda^{-1} \ln[1 + (D_t - D_0)/P_t] \quad \therefore (\text{Ec. 3})$$

Si se supone que  $D_0$  es igual a cero, como es por ejemplo el contenido de Helio en el momento de su solidificación, conociendo la relación que existe entre un mismo número de átomos hijo y padre ( $D_x / P_x$ ) en un momento dado, y conociendo la constante de decaimiento, es todo lo que se necesita para determinar el valor de t. Si hubiesen presentes átomos hijo en el tiempo de  $t = 0$  (es decir  $D_0$  diferente de 0), es necesaria mayor información, como se discutirá en algunos ejemplos.

## CAPÍTULO 2

### FECHADO CON RADIOCARBONO

El descubrimiento de que todo el Carbono en el ciclo vital del mundo se mantiene uniformemente radiactivo por efecto de la producción de C-14 por los rayos cósmicos se debe a W. F. Libby quien propuso el método del fechado del C-14 que se ha convertido en una técnica ampliamente usada para determinar edades de especímenes que contienen Carbono (M. S. Livingston, *The Development of High-Energy*).

La suposición se basa en que la intensidad de rayos cósmicos ha permanecido constante aparte de fluctuaciones de corto término (*tales como aquellas asociadas con la actividad solar*) durante muchos miles de años. Por lo tanto, la actividad específica del C-14 en el depósito también ha permanecido constante y, el tiempo transcurrido desde que un especie viviente fue removido de su reserva de intercambio puede ser determinado por la relación C-14 / C.

El método del C-14 ha sido empleado en forma rutinaria en muchos laboratorios para el fechado en una gran variedad de muestras, por lo que la técnica se ha convertido en una herramienta esencial para arqueólogos y geólogos.

El Carbono en las muestras es generalmente convertido a  $\text{CO}_2$ , purificado y contado en fase gaseosa, o bien como  $\text{CO}_2$  después de una conversión a metano ( $\text{CH}_4$ ) o, acetileno ( $\text{C}_2\text{H}_2$ ) con el Carbono como C-14.

Los contadores típicos para C-14 pueden ser de diferentes volúmenes y ser operados a presiones de varias atmósferas.

El alcance del método es, por supuesto, limitado por el nivel mínimo de detectabilidad del C-14. Con mediciones de radiactividad; éste es de alrededor de 0.1 dpm/g de Carbono que corresponde a una edad de alrededor de 40,000 años. Más recientemente, se han encontrado posibilidades para extender el método a quizá el doble, con el desarrollo de técnicas de determinación directa de átomos de C-14. Una aproximación es la excitación selectiva con rayos láser y la subsecuente ionización de moléculas que contienen C-14; otra es la aceleración de iones C-14 en un acelerador Van de Graaff tipo Tandem ó en un ciclotrón y conteo de los iones acelerados. (*R. A. Muller 1979 y A. E. Litherland*).

La suposición básica del método del C-14 de que el flujo de rayos cósmicos ha permanecido constante es solo aproximadamente correcto.

Por dendrocronología (*fecha*do por el conteo de tres anillos) y medición del C-14 en anillos de árboles se ha hecho posible calibrar el método para alrededor de 7,500 años y establecer que no ha habido una variación sinusoidal de largo término en la producción de C-14, con una

amplitud de alrededor del 10% en un período aproximado de 10,000 años, además de muy pequeñas fluctuaciones. Las pequeñas fluctuaciones se cree que están asociadas con cambios en la actividad solar. (M. Stuiver y P. D. Quay 1980).

### **EJEMPLOS DE FECHADO CON C-14**

**Ejem. 2.1.-** Una muestra de tela de lino se supone que proviene de los tiempos de Cristo. Al incinerar una muestra de 1 gramo se obtienen 50 mg. de carbón y, convertidos a gas metano ( $CH_4$ ) su C-14, se detectó en un contador proporcional con una eficiencia del 92.5% y en un conteo durante 10 horas, en el que se obtuvieron 327 cuentas.

• La actividad específica del C-14 es de aproximadamente 15 dpm/g.

$t_{1/2}$  del C-14 es 5736 años

• ¿Se trata de una muestra auténtica?

• Antes se realizará(n) la(s) siguiente(s) conversión(es):

$((327C-10 h)/(600 \text{ min}-10 h) \cdot (20/0.925)) = 11.78 \text{ dpm/g de C}$

$50 \text{ mg} \cdot 20 = 1000 \text{ mg} = 1 \text{ g}$

• **Ecuación:**

$$t = (\ln A_0 - \ln A) \cdot 5736$$

$$A_0 = 15; \ln A_0 = \ln 15 = 2.70805$$

$$A = 11.78; \ln A = \ln 11.78 = 2.4664$$

$$t = 2.70805 - 2.4664 \cdot 5736$$

$$t = 1386.10 \text{ años}$$

**Si es auténtica.**

$$\% \text{ de desviación} = ((327)^{(0.5)/327}) \cdot 100 = 5.53\%$$

$$t = 1386.1(\pm)(1386.1 \cdot 0.0553)$$

$$t = 1386.1 \pm 76.65 \text{ años.}$$

**Ejem. 2.2.** Una muestra de carbón de madera encontrada en un sitio arqueológico tenía una actividad específica de 7.5 dpm/g de C-14.

• Calcular su edad.

• **Solución:**

$$t = ((\ln 15 - \ln 7.5) / 0.301) \cdot 5736$$

$$t = ((2.70805 - 2.0149) / 0.301) \cdot 5736$$

**t = 3978.49 años de edad de la muestra.**

## CAPÍTULO 3

### FECHADO CON TRITIO

Mediciones efectuadas por satélites han mostrado que la tierra recibe algo del Tritio liberado por el sol. Sin embargo, la mayor parte del Tritio en la naturaleza proviene del bombardeo atmosférico de neutrones rápidos.



El rendimiento de esta reacción es de alrededor de 2.500 átomos de Tritio por segundo por metro cuadrado de la superficie terrestre; el inventario global es entonces de alrededor de 3.5 Kg.

El tiempo promedio de residencia de Tritio en la atmósfera es de 1.6 años que es una pequeña fracción de su primer vida media de 12.35 años.

La concentración de Tritio en el Hidrógeno natural se mide en unidades de Tritio (UT). 1 UT= 1 átomo de Tritio por 1 E18 átomos de Hidrógeno. Una unidad de Tritio corresponde a aproximadamente 7.1 dpm/L de agua.

Hasta antes de 1952 la concentración de Tritio en agua era normalmente entre 1-10 UT. Sin embargo, después de las pruebas con bombas de Hidrógeno efectuadas en la atmósfera durante la década de

los cincuentas y a principios de los sesentas, se añadió una cantidad tal de Tritio a la atmósfera, que para 1962 el contenido de Tritio en los organismos y el agua estaba entre 100-15,000 UT, y en la atmósfera tanto como 1 E6 UT. En 1968 el valor atmosférico había decrecido a 30,000 UT.

En 1977 en el agua de lluvia y la superficie marina en Europa contenían aproximadamente 150 UT (*alrededor de 500 pCi/L*). El río Rhin contenía alrededor del doble debido a liberaciones de estaciones nucleares de potencia.

El contenido de Tritio en alimentos en los Estados Unidos de Norteamérica en 1961-1963 fue de aproximadamente de 400 dpm/g de Hidrógeno Por lo que tomarán aproximadamente 100 años de no más pruebas atmosféricas de bombas de Hidrógeno antes de que el contenido de Tritio en la naturaleza se reduzca otra vez al nivel normal que existía antes de las pruebas.

El agua expuesta a la atmósfera está renovando constantemente su contenido de Tritio de tal forma que existe un balance entre el Tritio renovado y el que decae. Consecuentemente, es posible que por medición del contenido de Tritio se pueda determinar la edad de acuíferos o soluciones acuosas (*por ejemplo, vinos*) que han sido aislados del contacto con la atmósfera por algún tiempo.

La circulación de agua en lagos, océanos y el intercambio de agua en la atmósfera ha sido medido por esta técnica.

En tales investigaciones la principal dificultad es la determinación de concentraciones extremadamente bajas de Tritio, aunque éstas se incrementen por enriquecimiento isotópico.

Por ejemplo, la electrólisis de soluciones alcalinas enriquece el Tritio en la fase acuosa por un factor de 100-1000.

### ***Ejemplos de fechado con la técnica de Tritio***

***Ejem. 3.1.-*** En la etiqueta de una botella de coñac comprada en 1970 se indica que el vino tiene 20 años de añejado. Un análisis mostró un contenido de Tritio de 80 UT.

☞ Discutir la veracidad de lo señalado en la etiqueta.

➤ **Solución:**

1 UT=  $1 \times 10^{18}$  átomos de Hidrógeno por átomo de Tritio

1 UT= 7.1 dpm/L de agua.

↳ **Ecuación:**

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

donde:

$$A = 80 \text{ UT}$$

$$t = 20 \text{ años}$$

$$t_{1/2} \text{ del } {}^1\text{H}^3 = 12.4 \text{ años}$$

$$\lambda = (\ln 2 / t_{1/2}) = 0.693 / 12.4 \text{a} = 0.5588 \text{a}^{-1}$$

$$e^{-\lambda t} = e^{-(0.5588 \times 20)} = e^{-11.176} = 0.327$$

$$\text{Como } A_0 = (A / e^{-\lambda t}) = 80 / 0.327 = 244.65 \text{ UT}$$

➤ **Si, en 1965 tenía 244.65 UT**

Resolviéndolo con dpm se tendrá que  $80 \text{ UT} = 80 \cdot 7.1 \text{ dpm/L}$

$$= 568 \text{ dpm/L}$$

↳ **Comprobación por actividad en dpm:**

Si  $A_0 = 568 \text{ dpm}$  por lo tanto:

$$A_0 = 568 / e^{-\lambda t}$$

$$= 568 / 0.327$$

$$= 1732.32 \text{ dpm}$$

y, calculando  $A_0$  en 1956:

$$1737 \text{ dpm} - (1 \text{ UT} / 7.1 \text{ dpm}) = 244.65 \text{ UT}$$

✓ **Comprobación con unidades de Trito:**

1956		80 UT	t=0
1956+12.4	1968.4	160 UT	1a. $t_{1/2}$
1956+20	1976	244.65 UT	→
1956+24.8	1980.8	360 UT	2a. $t_{1/2}$

✓ **CONCLUSIÓN:**

Lo señalado en la etiqueta es correcto. El vino tiene un añejado de alrededor de 20 años.

## **CAPÍTULO 4**

### **FECHADO EN BASE A LA RELACIÓN K / Ar.**

Desde alrededor de 1950 se ha utilizado ampliamente el decaimiento por captura electrónica del K-40 a Ar-40 (*10.7% de todo el K-40 decae*)\* como base para el fechado de minerales, rocas terrestres, meteoritos y más recientemente, materiales lunares.

Otra vez, la condición es que el sistema sea "cerrado" con respecto al Potasio y el Argón por lo que la fecha de su solidificación o metamorfismo debe ser determinada. El Ar-40 se analiza por dilución isotópica y, el K-40 por uno de los métodos existentes tales como absorción atómica, espectroscopia, activación neutrónica o dilución isotópica. El espécimen generalmente se funde al vacío para liberar el Argón, se añade una cantidad conocida de Ar-38 enriquecido o puro y a continuación el Argón es purificado y, las relaciones isotópicas Ar-40 / Ar-38 y de Ar-38 / Ar-36 se determinan por espectrometría.

Esta última relación se emplea para deducir la cantidad de Ar atmosférico presente como contaminante.

*\*La principal bifurcación en el K-40 a Ca-40 es de un uso muy limitado para fechado porque el Calcio es un elemento ubicuo y el Ca-40 es el isótopo más abundante en la mezcla normal.*

La primera es utilizada para obtener la cantidad de Ar-40, que debe ser corregido por la contribución atmosférica.

El Ar-40 no radiogénico presente en la muestra no se debe necesariamente a la contaminación con el Ar atmosférico actual ( $Ar-40 / Ar-36 = 295.5$ ) por lo tanto es aconsejable construir una isócrona K-Ar análogo a la que se basa en la ecuación:

$$Ar-40 / Ar-36 = (Ar-40 / Ar-36)_0 + f(Ar-40 / Ar-36) \cdot e^{(\lambda t)}$$

en donde f es la fracción de K-40 decayendo a Ar-40

Sobre una curva de  $Ar-40 / Ar-36$  vs.  $K-40 / Ar-36$ , una isócrona será una línea recta con una pendiente  $f(e^{\lambda t} - 1)$  y con una intercepción en  $(Ar-40 / Ar-36)_0$ . La relación inicial  $Ar-40 / Ar-36$  significativamente baja y arriba de 295 han sido encontrados y pueden reflejar el hecho de que una tal oclusión inicial de Argón podría ser original y parcialmente originada desde la atmósfera primitiva (*no necesariamente de la misma composición actual*), sino parcialmente como la del interior de la tierra (en donde deberá ser rica en Ar-40, debido al decaimiento de K-40).

Esencialmente se cree que todo el Ar-40 atmosférico es de origen radiogénico, a través de alguna fuga gaseosa del manto.

Una variante de fechado con K-Ar, la cual se ha convertido en el método usual para el estudio de materiales lunares, emplea la irradiación

con neutrones rápidos para producir Ar-39 con una vida media de 269 años, por medio de la reacción:



El Ar-39 formado es entonces una medición de la cantidad de Potasio presente, y solamente es necesario determinar las relaciones isotópicas de Ar-40 / Ar-39.

Muestras patrón de edad conocida son siempre irradiadas y analizadas junto con la desconocida, para así eliminar la necesidad de conocer los flujos neutrónicos y espectros durante la irradiación.

Deben efectuarse correcciones para isótopos de Argón producido por interacciones neutrónicas con otros elementos, notablemente como del Calcio.

La principal virtud del método Ar-40 / Ar-39 es de que el análisis isotópico de las diferentes fracciones de Argón liberados durante el paso del calentamiento pueden dar una información adicional muy útil, ya que a temperaturas más bajas, el gas tiende a ser liberado de aquellos sitios en donde haya ocurrido una pérdida de Argón (*por ejemplo en las orillas de granos de donde como gas tiene la tendencia a fugarse*); por lo que las bajas relaciones Ar-40 / Ar-39 deben ser observadas de tales fracciones a bajas temperaturas (*es por esto que el Ar-39 representa al K*).

Si se dibuja el valor de una pendiente en Ar-40 / Ar-39 se alcanza alguna temperatura, ésto es una muy buena indicación de que éste valor es una medición integral de la edad geológica (aunque la edad en cuestión pueda ser una edad de cristalización o de metamorfismo).

### **EJEMPLO DE FECHADO CON LA RELACIÓN Ar-K.**

**Ejem. 4.1**-En un mineral se encontraron 39.1g de K natural y 872 E-6 litros de Argón a condiciones normales de presión y temperatura.

• ¿Cual es su edad?

Abundancia isotópica del K-40 en el K natural=0.0118 %

Vida media radiactiva del K-40=1.28 E9 años.

No. de Avogadro= 6.0223 E23 átomos/ mol g

22.4 litros a 0 °C y 760 mm Hg volumen del mol-g

El Ar-40/ 0.11 K-40. El 11% de los núcleos de K-40 decaen a Ar-40

$Pd = (8.72E-4 L \cdot 6.0223 E23) / 22.4 L = 2.3435 E19$  Núcleos de Ar-40

$N_{K-40} = (39.1 \cdot 6.0223 E23 \cdot 0.0118) / (39.098 \cdot 100) = 7.10396 E19$  Núcleos de K-40.

- Ecuación

$$t = \lambda^{-1} \ln (1 + (Pd / 0.11 N_{K-40}))$$

Como:

$$\lambda = (\ln 2 / t_{1/2}) = 0.693 / 1.28 E9 \text{ años} = 5.414 E10 a^{-1} \text{ por lo tanto:}$$

$$t = (1.28 E9 / 0.693) \cdot (\ln 1 + [2.3435 E19 / (0.11 \cdot 7.1039 E19)])$$

$$t = 1.847 E9 \cdot \ln(1+2.972)$$

$$t = 1.847 E9 \cdot \ln 3.972 = 1.847 \cdot 1.3792$$

**t = 2.547E9 años, que corresponde a la edad del mineral.**

#### **4.2. FECHADO EN BASE A LA RELACIÓN Rb-87 / Sr-87.**

La determinación de edades basada en el decaimiento del Rb-87 a Sr-87 es ampliamente utilizada y es de las más accesibles.

Empezando con una ecuación de la forma:

$$D_t = D_o + (P_o + P_t) = D_o + P_o(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Ec. 4.2}$$

y dividiendo ambos lados por el número de átomos de Sr-86 no radiogénico se tendrá:

$$\text{Sr-87 / Sr-86} = (\text{Sr-87 / Sr-86})_o + \text{Rb-87 / Sr-86} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Ec. 4.3}$$

Las relaciones Sr-87 / Sr-86 son medidas por espectrometría de masas, las concentraciones elementales de Rb y Sr (*que son necesarias para evaluar la relación de Rb-87 / Sr-86*)<sup>\*</sup> son determinadas generalmente por dilución isotópica o fluorescencia de rayos x.

De esas mediciones y con la suposición usual de que el sistema ha estado cerrado con respecto al Rb y al Sr, la ecuación 4.3 puede ser resuelta para t, estipulando que se conoce o puede ser obtenida de la relación inicial de isótopos ( Sr-87 / Sr-86)<sub>o</sub>. Una suposición que es hecha comúnmente, es que diferentes rocas ígneas cristalizan fuera del magma en un período corto comparado con la vida media del Rb-87 de

*\*Nótese que la composición isotópica de Sr en el espécimen en particular debe ser tomada en cuenta para convertir la concentración total de Sr en una concentración de Sr-86.*

5 E10 años y tenía la misma relación inicial de Sr-87 / Sr-86, aunque podrían haber incorporado diferentes cantidades de Sr y Rb.

Si se hace:

$$\text{Sr-87 / Sr-86} = y$$

$$\text{Rb-87 / Sr-86} = x$$

y también:

$$(\text{Sr-87 / Sr-86})_0 = c$$

la ecuación 4.3 se puede escribir como:

$$y = c + (e^{\lambda t} - 1) \cdot x \quad \text{Ec. 4.4}$$

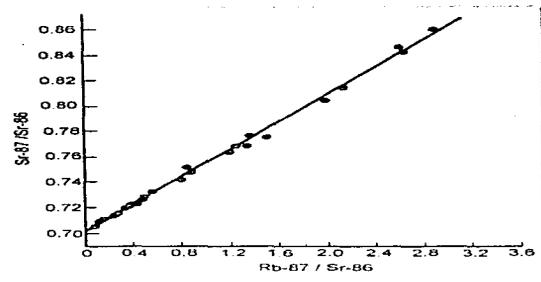
que es la ecuación de una familia de líneas rectas con una intercepción común  $c$  y pendientes  $(e^{\lambda t} - 1)$  por lo que una curva de  $(\text{Sr-87} / \text{Sr-86})$  versus  $(\text{Rb-87} / \text{Sr-86})$  todos los puntos para especímenes de rocas de la misma edad de  $t$  caerán sobre una línea de pendiente  $e^{\lambda t} - 1$ , y esa línea es conocida como una isócrona.

De la pendiente de una isócrona puede obtenerse inmediatamente la edad de un grupo de especímenes.

La mayor parte de las edades íntegras se obtienen con isócronas determinadas para diferentes fases de un mineral en una formación de roca dada que son cogenéticas, es decir, han cristalizado de la misma magma o lava.

La figura 4.1 muestra una isócrona de Rb-Sr para las formaciones

Figura 4.1



*Isócrona Rb-87 / Sr-87 para un gneiss de Groelandia, una de las rocas terrestres conocidas más antiguas.*

*La pendiente de la isócrona corresponde a:*

$$t = (3.74 \pm 0.10) \text{ E8 años.}$$

de rocas terrestres mas antiguas conocidas.

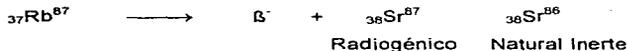
Las fechas obtenidas para rocas sedimentarias por el método de la isócrona pueden ofrecer frecuentemente fechas del más reciente metamorfismo en lugar de la deposición original: se requiere una evidencia geológica adicional para hacer tales distinciones.

**EJEMPLO DE FECHADO CON LA RELACIÓN Rb-87 / Sr-87.**

**Ejem. 4.1.**-En una muestra de mineral se determinan las siguientes cantidades de isótopos por espectrometría de masas:

$^{87}_{37}\text{Rb} = 9.10 \text{ E}9$  núcleos;  $^{87}_{38}\text{Sr} = 4.3 \text{ E}8$  núcleos;  $^{86}_{38}\text{Sr} = 3.1 \text{ E}8$  núcleos.

• Estimar la edad del mineral.



- Ecuación general:

$$t = (\lambda_{\text{Rb-87}})^{-1} \cdot \ln(1 + (P_d / (N_{\text{Rb-87}})))$$

$$\lambda_{\text{Rb-87}} = (\ln 2 / t_{1/2}) = 0.693 / 4.8 \text{ E}10 \text{ a} = 1.444 \text{ E-}11 \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda^{-1} = 6.925 \text{ E}10 \text{ a}$$

$P_d$  (producto del decaimiento)  $^{87}_{38}\text{Sr}$  radiogénico

$$P_d = N_{\text{Sr-86}} = 3.1 \text{ E}8 / 0.0986 = 3.144 \text{ E}9 \text{ núcleos}$$

(100% de núcleos de Sr elemental)

**$N_{\text{Sr-87}} = 4.3 \text{ E}8 - 2.2 \text{ E}8 = 2.1 \text{ E}8$  núcleos**

**(Sr-87 radiogénico)**

**Sustituyendo datos en la ecuación general:**

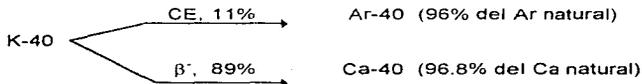
$$t = 6.925 \text{ E}10 \cdot \ln(1 + (2.1 \text{ E}8 / 9.0 \text{ E}9)) = 6.925 \text{ E}10 \cdot \ln(1 + 0.0233)$$

$$= 6.925 \text{ E}10 \cdot \ln(1.0233) = 6.925 \text{ E}10 \cdot 0.0233$$

**$t = 1.59 \text{ E}9$  años de edad del mineral.**

#### 4.3. TÉCNICA CON LA RELACIÓN K/ Rb.

El K-40 ( $t_{1/2} = 1.3 \text{ E9 a}$ ) y Rb-87 ( $t_{1/2} = 6.2 \text{ E10 a}$ ), que se encuentran en la naturaleza con sus respectivos isótopos naturales, tienen vidas medias de la misma magnitud de la tierra. Sus ecuaciones de decaimiento son:



Considerando estos esquemas, puede escribirse para un "reloj" K-Ar la ecuación:

$$t = \lambda_{\text{tot}}^{-1} \ln \left( \frac{N_{\text{Ar}}}{0.11 N_{\text{K}}} + 1 \right) \quad \text{† Ec. 4.3.1}$$

en donde  $\lambda_{\text{tot}}$  es la constante de decaimiento total ( $\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \dots + \lambda_n$ )

$N_{\text{Ar}}$  es el número de átomos radiogénicos de Ar-40

$N_{\text{K}}$  es el número de abundancia atómica de K-40

## **CAPITULO 5**

### **OTRAS TÉCNICAS DE FECHADO**

#### **5.1 Técnica con Uranio-Helio**

La cadena de decaimiento del U-238 produce, alrededor de 1 E8 años, 8 partículas alfa por átomo de U-238 y los átomos de He resultantes serán inicialmente atrapados en el interior de la roca que contiene Uranio en donde se produjeron.

Bajo circunstancias favorables, en una roca impermeable de baja concentración en Uranio y por lo tanto de baja presión del Helio; tal He radiogénico puede ser retenido durante toda la existencia de la roca, así que en la actividad puede servir como un indicador de la fracción de Uranio transformado desde la formación del mineral.

El Torio en la roca también es una fuente de He (6 partículas alfa por decaimiento), y ésto, deberá de ser tomado en cuenta.

Se dispone actualmente de métodos muy sensibles para el análisis de Helio, Uranio y Torio que permiten determinaciones en rocas con Uranio y Torio con contenidos tan bajos como una parte por millón.

Aunque el método del Uranio-Helio fue el primer método basado en el decaimiento radiactivo, es poco confiable por la fuga de Helio en la

escala geológica del tiempo. En general, las edades U-He pueden por lo tanto ser consideradas únicamente como límites inferiores. Por lo tanto, este método es en extremo un acertijo, cuando se aplica a meteoritos, originando información de edades diferentes a las esperadas por otras técnicas.

El enigma fue resuelto cuando se supone que los rayos cósmicos inducen reacciones de "estallamiento" y son una fuente adicional de Helio en meteoritos, como se verá en otros métodos para U-Th-Pb. Esta interpretación fue concluyente; demostrada por análisis espectrográfico de Helio meteorítico que muestra ser aproximadamente un 20% de He-4, mientras que el decaimiento alfa puede, por supuesto, producir solamente He-4.

#### ***EJEMPLO DE FECHADO CON LA RELACIÓN U-He.***

***Ejem. 5.1.-*** 0.11 centímetros cúbicos de gas Helio en condiciones normales de presión y temperatura fueron aislados de 100 g. de un mineral de Uranio conteniendo 5 ppm. de U-natural, **determinar la edad del mineral.**

P. A. del He-4 = 4.0026; P. A. del U-238 = 238

U-natural: 99.28% de U-238 y 0.72% de U-235

Núm. de Avogadro=  $6.02 \text{ E}23$  átomos / mol-g

1 ppm = 1 mg / L; 1 L =  $1 \text{ E}6$  mL

$t_{1/2}$  del U-238=  $4.47 \text{ E}9$  años.

$\lambda = \ln 2 / t_{1/2} = 0.693 / 4.47 \text{ E}9 \text{ a} = 1.55 \text{ E}10 \text{ a}^{-1}$

Un mol grammo de un gas a  $0^\circ$  centígrados y a una presión de 760 mm.

de mercurio ocupan 22.4 litros ó 0.791 pies cúbicos.

### Ecuación general

$$N_{\text{He}} / 8 N_{\text{U-238}} = ( e^{(\lambda_{\text{U-238}})(t)} - 1 )$$

$$N_{\text{He}} = ( 0.11 \text{ cm}^3 / 22.4 \text{ E}10 \text{ cm}^3 ) \cdot ( 6.02 \text{ E}23 / 4.0026 )$$

$$= 7.3858 \text{ E}17 \text{ átomos de He}$$

$$8 N_{\text{U-238}} = 8 \cdot ( 100 \cdot 5 / 10 \text{ E}6 ) + ( 99.28 \cdot 6.02 \text{ E}23 / 100 \cdot 238 )$$

$$= 1.0045 \text{ E}19 \text{ átomos de U-238 .}$$

Luego:

$$N_{\text{He}} / 8 N_{\text{U-238}} = ( 7.3858 \text{ E}17 / 1.0045 \text{ E}19 ) = ( e^{( 1.55 \text{ E}-10 ) ( t ) } - 1 )$$

$$= 0.073527 + 1 = e^{1.55 \text{ E}-10 \cdot t} = 1.073527$$

Como el  $\ln 1.073527 = 1.55 \text{ E}-10 ( t ) = 0.070949$

despejando t:

$$t = ( 0.070949 \text{ E}-2 / 1.55 \text{ E}-10 ) = 4.577 \text{ E}8 \text{ años de edad del mineral.}$$

## 5.2 Técnicas con la relación U /Th / Pb.

Los isótopos del Plomo (Pb-206, Pb-207, Pb-208 ) son los productos estables finales del decaimiento de las series del U-238, U-235 y Th-232. La cantidad de esos isótopos de Plomo en minerales de Uranio y Torio pueden emplearse como indicadores cuantitativos del tiempo en que estos minerales han permanecido en sistemas "cerrados".

Las técnicas modernas siempre incluyen análisis isotópico por espectrometría de masas, y la cantidad del Pb-204 no radiogénico es entonces empleada para deducir las cantidades de los otros isótopos del Plomo que estuvieron presentes al tiempo  $t = 0$ .

Para el sistema U-238 - Pb-206 el sistema es...

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( 1 + \frac{\text{Pb-206} - \text{Pb}_{206_0}}{\text{U-238}} \right)$$

en donde  $\lambda_{238}$  es la constante del decaimiento del U-238. Dividiendo el numerador y el denominador de la fracción del lado derecho de la ecuación anterior entre el Pb-204, se obtiene:

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( 1 + \frac{\text{Pb-206} / \text{Pb-204} - (\text{Pb-206} / \text{Pb-204})_0}{\text{U-238} / \text{Pb-204}} \right)$$

Ecuaciones semejantes pueden escribirse para sistemas de U-235 / Pb-207 y Th-232 / Pb-208, denotando las respectivas constantes del decaimiento del U-235 ( $\lambda_5$ ) y del Th-232 ( $\lambda_7$ ).

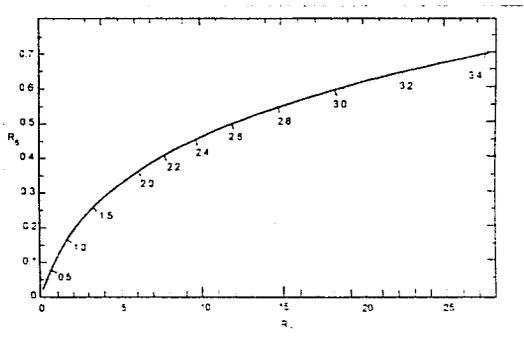
Las relaciones isotópicas de Pb son medidas por espectrometría de masas y las concentraciones de Uranio, Torio y Plomo son determinadas generalmente por dilución isotópica. Para las relaciones isotópicas de Plomo a  $t=0$  se puede emplear la relación en el Plomo moderno común (no radiogénico) o aquellos (*no muy diferentes*) en minerales puros de Plomo (*galenas*) de aproximadamente la misma edad que la de los minerales estudiados.

Aunque las pérdidas de Plomo, Uranio o Torio desde la solidificación del mineral es mucho menor que la pérdida de Helio, procesos tales como por ejemplo, la lixiviación no son raros, y por lo tanto, son necesarios objetivos criterios para establecer cuando un mineral ha permanecido en un sistema "cerrado".

De acuerdo a determinaciones de edades por otros métodos diferentes es considerado como una buena indicación de sus resultados G. W. Wetherill que introdujo el siguiente método para determinar si los sistemas U-238 / Pb-206 y U-235 / Pb-207 proporcionan fechas concordantes.

*El mismo esquema puede ser usado para mostrar concordancia con las fechas basadas en el sistema Th / Pb-208 y uno del sistema U / Pb ; sin embargo, los datos para Th / Pb-208 son generalmente menos formales que los datos de U / Pb.*

**Fig. 5.2.1**



***Diagrama de concordia para el sistema U-Pb.***

o Abcisa  $R_6$

$$R_6 = \frac{(\text{Pb-206} / \text{Pb-204}) - (\text{Pb-206} / \text{Pb-204})_0}{(\text{U-238} / \text{Pb-204})}$$

Si la fracción (*ordenada*), en la ecuación para  $t$  ( $t = e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} - 1$ ), y la correspondiente fracción  $R_7$  para el sistema U-235-Pb-207 son considerados como ordenada y abscisa respectivamente, entonces la distancia focal de todos los datos concordantes es una curva universal que Wetherill llamó **CONCORDIA**, (figura 5.2.1).

Los puntos deben caer debajo de la curva concordia si ha ocurrido una pérdida de Plomo o una ganancia de Uranio y arriba de la curva si se ha perdido Uranio desde  $t=0$ .

La adición de Pb puede dar como resultado la obtención de puntos arriba o abajo de la curva, dependiendo de la composición isotópica del Pb añadido.

o (abscisa)  $R_7$

$$R_7 = \frac{(Pb-207 / Pb-204) - (Pb-207 / Pb-204)_0}{(U-238 / Pb-204)}$$

**EJEMPLO DE FECHADO CON LA RELACIÓN Pb-206/ Pb-207.**

**Ejem. 5.2.1** En un mineral de Uranio se encontró que contenía los isótopos del Plomo, Pb-204, Pb-206 y Pb-207 en la relación 200: 830: 280 determinados por espectrometría de masas. **Estimar la edad del mineral.**

◦ **Decaimiento:**

U-238  $\longrightarrow$  Pb-206

U-235  $\longrightarrow$  Pb-207

Th-232  $\longrightarrow$  Pb-208

◦ **Relación :**  $\text{Pb-206} / \text{Pb-207} = 830 / 280 = 2.964$

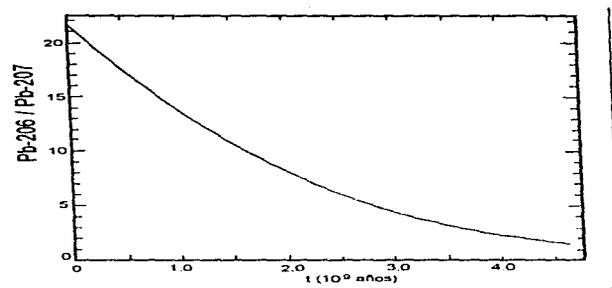
Recurrir a la figura de la concordia.

En la coordenada de la relación atómica **colocar el valor 2.964** y pasar a la curva **Pb-206 / Pb-207** y de ahí a la **coordenada de unidades de 10 E9 años** y el resultado es de **3,7 E9 años**.

### 5.3 Técnica con la relación Pb-206 / Pb-207

Las rocas que contienen Uranio y que están libres de Plomo no radiogénico (como se indica por la ausencia de Pb-204), tienen una relación de Pb-206 a Pb-207 que puede ser determinada directamente por medición de ésta.

**Fig. 5.2.2**



**Variación del Pb-206 / Pb-207 radiogénico con el tiempo.**

Como las relaciones de abundancia de Plomo pueden ser determinadas en forma precisa, el método proporciona una excelente escala de edades para rocas viejas ( $\gg 10$  E8 años) que contienen minerales de Uranio.

Como solamente se necesita medir la relación de abundancias isotópicas, el método está libre de algunos errores experimentales inherentes al análisis químico requerido en los métodos de U-Pb y de Th- Pb y también es menos sensible a productos químicos o pérdidas mecánicas de su Uranio o de su Plomo.

#### **5.4 Decaimiento del Re-187.**

Se han efectuado intentos para desarrollar métodos de fechado basados en el decaimiento beta del Re-187 a Os-187 los cuales han sido limitados por la dificultad de medición de la vida media del Re-187 en forma precisa (*alrededor de  $5 \times 10^9$  años*), debido a la extremadamente baja energía beta negativa (*E máx. alrededor de 2.6 Kev*).

### **5.5 Decaimiento del Sm-147\*.**

El método de fechado con Sm-147 / Nd-143 ha adquirido importancia, debido a la semejanza química del Sm y del Nd, el sistema está menos sujeto a disturbios por metamorfismo que cualquiera otro de los pares padre e hijo y es particularmente accesible para establecer edades de cristalización.

### **5.6 Fechado por Termoluminiscencia\*\***

La aplicación principal en el fechamiento y autenticidad de muestras geológicas y arqueológicas. Se utilizan dosímetros termoluminiscentes a base de  $\text{CaSO}_4:\text{Dy}$  + PTEE midiendo la tasa anual de dosis en el lugar de muestreo y se lleva a cabo la determinación de la concentración de U, Th y K por activación neutrónica y por difracción de rayos X.

\*G. Friedlander, J. P. Kennedy, E. S. Macias, J. Malcom M. *Nuclear and Radiochemistry*. John Wiley & Sons, 1981.

\*\*Z. B. Alfasi, Editor. *Chemical Analysis by Nuclear Methods*. John Wiley & Sons. 1994.

Para el cálculo de la edad se emplea la ecuación siguiente:

$$\text{Edad} = \frac{\text{Paleodosis (Gy)}}{\text{Taza anual de dosis (Gy/a)}} \text{ años}$$

### **5.6.1 EJEMPLO DE FECHADO POR TERMOLUMINISCENCIA.**

En una prueba de autenticidad de una muestra arqueológica consistente en una pequeña cabeza de terracota de estilo "Romano", que fué encontrada en la zona arqueológica de Tecati-Calixtlahuaca, en el valle de Toluca, Mex., Shaaf et al (1966) determinaron por termoluminiscencia un valor de paleodosis de  $12 \pm 2$  Gy y una tasa de dosis efectiva de  $6.8 \pm 1.35$  mGy / a, resultando que la edad de la muestra es de:

$$\text{Edad (años)} = \frac{12 \text{ Gy}}{6.8 \text{ E-3 Gy/ a}} = \frac{12}{6.8\text{E-3 a}}$$

$$= 1780 \pm 400 \text{ años de la muestra.}$$

**Demostrando con ésta información su autenticidad.**

## **DISCUSION Y CONCLUSIONES.**

La técnica de fechado con radiocarbono que es totalmente aplicable a especímenes que contienen Carbono que provienen de especies que algunas veces fueron seres vivos es usualmente utilizada en muchos laboratorios para su fechado, siendo de esta manera una herramienta muy útil para arqueólogos y geólogos, que en principio no se podía considerarla como una aplicación muy buena, debido a fluctuaciones de la relación C / C-14 en el sistema solar, más sin embargo, actualmente se dispone de mecanismos más modernos que permiten disminuir los errores de cálculo que se podrían presentar. La ecuación general para la resolución de problemas de fechado es:

$$t = (\ln 15 - \ln A) \cdot 5736 \text{ a}$$

Se presentan ejemplos de aplicación de la ecuación que da información confiable.

En la técnica de fechado con Tritio se tiene una medición en base a la concentración de Tritio renovado con el Hidrógeno natural, midiéndose ésta en unidades de Tritio, ya que existe siempre un balance de Tritio con el que decae, y que el agua expuesta a la atmósfera lo lleva a cabo, es un

excelente método para determinación de edades de acuíferos y/o soluciones acuosas.

El fechado en base a la relación K / Ar es de gran utilidad para el fechado de minerales, rocas terrestres y hoy en día de materiales lunares.

Principalmente la técnica nos muestra un valor integral de la edad geológica. Por lo mismo, esta edad pudiera ser la de cristalización o la de metamorfismo.

El decaimiento Rb-87 a Sr-87 por emisión  $\beta^-$  es muy utilizada y de las más accesibles, en donde las concentraciones elementales de Rb y Sr son determinadas por dilución isotópica o fluorescencia de rayos x. Su fundamento de cálculo está dado por la ecuación  $y = c + (e^{\lambda t} - 1) \cdot x$  la cual origina una familia de líneas rectas (isócrona). De la pendiente de ésta  $(e^{\lambda t} - 1)$  se puede determinar la edad de un grupo de especímenes. Es necesario tomar en cuenta que los cálculos de edad obtenidos por este método son fechas del más reciente metamorfismo y no de la deposición original. Es necesario tener evidencias geológicas para hacer tal distinción.

Un "reloj" construido en base a la relación K / Rb está basado en la ecuación:

$$t = \lambda_{\text{tot}}^{-1} \ln \left( \frac{N_A}{0.11 N_K} + 1 \right) \quad [=] \text{ años}$$

teniendo un gran rango de fechado ya que sus vidas medias son comparables a la edad de la tierra.

El método U-He fue el primero en basarse en el decaimiento radiactivo; aunque es poco confiable por la fuga de Helio que pudiera haber en la escala geológica del tiempo, pero actualmente se puede aplicar una corrección por la reacción de estallamiento que ocurre por los rayos cósmicos. La cantidad de los isótopos Pb-206, Pb-207, Pb-208 que son productos finales de las series de U y Th son empleados como indicadores cuantitativos del tiempo en este método; se incluye un análisis isotópico, y se manejan principalmente fechas concordantes. La relación Pb-206 / Pb-207 está sujeta principalmente en la medición de abundancias isotópicas; la técnica es muy limpia ya que es menos sensible a productos químicos y a pérdidas mecánicas.

El fechado por Re-187 que tiene decaimiento  $\beta^-$  es muy limitado por que no se ha podido precisar con exactitud su vida media; no sucede lo mismo con Sm-147 y con el Nd-143 debido a la semejanza química que estos presentan; éste es un excelente método para determinar edades de cristalización.

Finalmente, se tiene el fechado por termoluminiscencia en el cual se emplea la siguiente ecuación:

$$\text{Edad} = \frac{\text{Paleodosis (Gy)}}{\text{Taza anual de dosis (Gy/a)}} \text{ años}$$

Para realizar los cálculos pertinentes para la determinación de edades es necesario tener en cuenta los datos disponibles que se tengan al respecto, así como también un conocimiento objetivo de la muestra, (en el caso que se realice la determinación por vía experimental) es decir, dependiendo de su estado físico, es la técnica a elegir. Se presenta el ejemplo de una muestra arqueológica de la zona de Tecali-Calixtlahuaca, en la que se demuestra su autenticidad por esta técnica.

## BIBLIOGRAFÍA

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- 1) L. T. Aldrich and G. W. Wetherill, Geochronology by Radioactive Decay. Ann. Rev. Nucl. Sci. 8, 257 (1958).
- 2) P. E. Damon, J. C. Lerman and A. Long, "Temporal Fluctuations of C-14: Causal Factor and Implications, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 6, 457 (1978).
- 3) G. Faure, Principles of Isotope Geology, Wiley, New York, 1977.
- 4) C. T. Harper, Geochronology, Dowden, Hutchinson, & Ross, Stroudsburg, P.A. 1973.
- 5) T. Kirsten, "Time and the Solar System", in Origin of the Solar System (S. F. Dermott, De.) Wiley, London, 267-346, 1978.
- 6) W. F. Libby, Radiocarbon Dating, University of Chicago Press, Chicago, Il. 1955
- 7) A. E. Litherland, "Ultra Sensitive Mass Spectrometry with Accelerators" Ann. Rev. Nucl. Sci. 30, 437 (1980).
- 8) R. A. Muller, "Radioisotope Dating, with Accelerators" Phys. Today 32, (2), 23 (Feb 1979).
- 9) F. A. Podosek, "Dating of Meteorites by High-Temperature Release of Iodine Correlated Xe-129", Geochem. Cosmochim. Acta 34, 341 (1970).

10) M. Suiver and P. D. Quay, "Changes in Atmospheric Carbon-14 Atribuided to a Variable Sun ", Science 207, 11 (1980).

11) G. W. Wetherill "Radiometric Chronology of the Early Solar System", Ann. Rev. Nucl. Sci. 25, 283 (1975).

12) Gerhart Friedlander, Joseph W. Kennedy, Edwar S. Macias, Julian Malcolm Miller. Nuclear and Radiochemistry. John Wiley & Sons, 1981.

13) Z. B. Alfasi. Editor. Chemical Analysis by Nuclear Methods. John Wiley & Sons. 1994.

14) Manuel Navarrete y Luis Cabrera. Introducción al Estudio de los Radioisótopos. Porcia Editores S.A. 1993.

15) J. M. Navarrete, L. Cabrera, L. Rojas. Dating of Mineral Samples trough Activation Analsys of Argon. J. Radio-Analytical. Nucl. Chem. Articles. Vol 192, no. 1, pag 97-100 (1995).

16) An Introduction to Radiation Chemistry  
J. W. T. Spinks and R. J. Woods, 1990  
Third Edition.

17) M. S. Livingston, The Development of High-Energy Accelerators, Dover, New York, 1996.