

9
250



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**ANALISIS DE TRAZAS DE FISION DE APATITOS
DE ROCAS IGNEAS DE LA REGION
SUROCCIDENTAL DEL ESTADO DE COLIMA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A:

GABRIEL HERNANDEZ GONZALEZ



MEXICO, D. F.

1993.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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 está 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.

INDICE

Resúmen	
I. INTRODUCCION	Página 1
II. EL METODO DE FECHADO POR TRAZAS DE FISION	4
Fisión espontánea del Uranio	4
Fisión inducida del ²³⁵ U	5
Ecuación de la Edad para el método de trazas de fisión	6
Error asociado a la edad	10
Técnicas de fechado por trazas de fisión	11
Técnica del detector externo	
Técnica de la población	
Técnica de la población-sustracción	
Minerales susceptibles de fecharse por trazas de fisión	14
III. PROCESADO DE LAS MUESTRAS	15
Separación mineralógica	15
Trituración y tamizado	
Lavado y secado	
Separador magnético	
Líquidos pesados	
Preparación de las apatitas	18
Montaje	
Pulido	
Grabado	
Irradiación de las muestras	
Grabado de los detectores	
Conteo de trazas	

IV. GEOLOGIA DEL AREA	22
Marco Geológico Regional	22
Estratigrafía	23
Evolución Tectónica	26
V. TRATAMIENTO ESTADISTICO	28
Resultados	28
Cálculo de "zeta"	
Cálculo de la edad y error	
Análisis estadístico	30
VI. INTERPRETACION DE RESULTADOS	32
VII. CONCLUSIONES	35
Recomendaciones	36
BIBLIOGRAFIA	38

RESUMEN

En este trabajo se fecharon tres muestras procedentes de la parte sur del Graben de Colima. La geología de esta región sugiere la existencia de un arco magnético cretácico formado por rocas intrusivas y extrusivas de composición intermedia a félsica, acompañado de una secuencia sedimentaria de cuenca de arco.

Una de las muestras fechadas pertenece a una roca intrusiva ácida (muestra IF), otra pertenece a una roca intrusiva máfica (muestra IM) y la tercera (muestra AG) pertenece a una roca extrusiva ácida (riolita).

Las edades obtenidas para las muestras son:

AG: 14.2 ± 2.5 m.a.;

IM: 11.1 ± 1.7 m.a.;

IF: 15.2 ± 2.2 m.a.;

las cuales corresponden a un periodo de tiempo comprendido entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior. Siendo de carácter extrusivo la primera e intrusivo las dos últimas y sabiendo que pertenecen a unidades litológicas de edad diferente (Mioceno y Terciario Inferior, respectivamente), la semejanza entre sus edades puede ser interpretada de dos maneras: A) La edad de la roca extrusiva (AG) es una "edad de enfriamiento", y el evento que la originó afectó térmicamente a los intrusivos (IM e IF), para los cuales, las edades obtenidas serían "edades aparentes de enfriamiento"; B) Un recalentamiento, incluso posterior a la cristalización de la roca extrusiva (AG) afectó a ésta y también a las rocas intrusivas (IM e IF), por lo que las edades serían "edades aparentes de enfriamiento" causadas probablemente por el desarrollo volcánico en el Graben de Colima.

Las fechas de estas muestras se analizaron estadísticamente de acuerdo con las normas adoptadas convencionalmente por todos los laboratorios de trazas de fisión en el mundo, obteniéndose resultados satisfactorios; por lo que se asume que tales fechas son confiables.

INTRODUCCION.

Los detalles de la metodología aplicada en esta tesis para fechar apatitas son el resultado de numerosas pruebas y ensayos realizados durante largo tiempo y de trabajos previos (tesis profesionales de Valero y Treviño, 1990; Arcos, 1992; Tenorio, 1992) en los cuales se calibró y se comprobó el funcionamiento del método de trazas de fisión fechando minerales y vidrios volcánicos de edad conocida, garantizando así su reproducibilidad y confiabilidad.

En un principio, este trabajo pretendía analizar la evolución del intrusivo Cretácico localizado en la región de Jalisco y Colima, mediante fechamientos por el método de trazas de fisión. Para ello se tomaron seis muestras en algunos sitios partiendo del Cerro Chino, situado al noroeste de la ciudad de Colima, y en dirección hacia la costa hasta Barra de Navidad en Jalisco. Sólomente en tres de estas seis muestras se pudo recuperar apatitos suficientes para realizar el fechamiento. No obstante la reducción del número de muestras disponibles, se obtuvieron datos que revelan algunos aspectos referentes a la evolución de dicho intrusivo.

Antecedentes.

A todos los átomos de un mismo elemento, que por lo tanto tienen igual número atómico (Z) pero diferente número de masa atómica (A) se les conoce como isótopos; los cuales pueden ser estables o inestables. Un isótopo estable es aquel que existe durante un tiempo indefinido, al menos con respecto a la edad del universo, sin transformarse; un isótopo inestable es aquel que se transforma en otro mediante una emisión de masa-energía de su núcleo a través de un proceso conocido como decaimiento radiactivo (Crowley et al., 1989).

Los mecanismos fundamentales del decaimiento radiactivo son: I) Decaimiento por emisión de partículas alfa; II) Decaimiento por emisión de partículas beta negativas (negatrones); III) Decaimiento por emisión de partículas beta positivas (positrones); IV) Decaimiento por conversión interna o emisión de rayos gamma; V) Decaimiento por captura electrónica y VI) Decaimiento por fisión nuclear espontánea (Tenorio, 1992). La fisión nuclear espontánea ocurre solo en ciertos isótopos de elementos pesados ($A > 230$ y $Z > 90$) (Crowley et al., 1989).

Cuando un isótopo de un elemento pesado como el uranio se fisiona, el núcleo original se fragmenta en dos partículas más ligeras y usualmente desiguales, liberándose además algunos neutrones y partículas alfa así como una gran cantidad de energía (unos 200 MeV) que provoca que dichas partículas se repelan violentamente en direcciones opuestas una de la otra. Si estas partículas se mueven a través de un medio sólido dejarán una huella debido a que a su paso se crea una zona cargada positivamente que disloca los átomos del medio.

Estas huellas fueron vistas por primera vez por Silk y Barnes en 1959 quienes se percataron de su existencia al observar un fragmento de mica con la ayuda de un microscopio electrónico.

En 1962, Fleischer, Price y Walker descubrieron que al ser sometidas estas huellas a un ataque químico se agrandaban hasta hacerse visibles en un microscopio óptico ordinario. En el año siguiente demostraron que estas mismas huellas, conocidas como trazas de fisión, encontradas en minerales naturales se deben principalmente a la fisión espontánea del ^{238}U y propusieron que la densidad de tales trazas podía ser usada para fechar muestras de mica como biotita, flogopita, muscovita y lepidolita.

Fleischer y Price usaron el método de trazas de fisión en 1964 para fechar algunas tectitas y vidrios del desierto de Líbano y obtuvieron resultados que concordaban satisfactoriamente con las edades obtenidas por medio del método de K-Ar para las mismas muestras.

A partir de entonces, el fechado por medio de trazas de fisión se ha desarrollado y se ha convertido en un método ampliamente usado para obtener edades de minerales y de vidrios naturales y sintéticos. Adicionalmente, este método es de fácil manejo (Tenorio, 1992) y puede ser usado además para obtener información sobre algunos otros fenómenos geológicos, arqueológicos, físicos, químicos y de las ciencias del espacio (Faure, 1985 ; Fleischer et al., 1975).

II

EL METODO DE FECHADO POR TRAZAS DE FISION.

El método de trazas de fisión es sólo uno de los muchos y diferentes métodos isotópicos de fechado, los cuales tienen como fundamento el principio del decaimiento radiactivo de un átomo padre, durante el cual un átomo hijo es creado; por ejemplo, el ^{40}K decae a ^{40}Ar y a ^{40}Ca , el ^{87}Rb decae a ^{87}Sr , el ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th decaen a ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb respectivamente.

La edad de una roca o de un mineral está en función de la relación de abundancia entre los isótopos padre que estén contenidos en ellos y los isótopos hijo generados desde su formación.

Para el fechado por trazas de fisión lo anterior es igualmente válido, excepto que el conteo de las trazas reemplaza las mediciones isotópicas, de tal manera que la edad estará en función del número de trazas presentes y de la cantidad total de uranio existente en la muestra (Crowley et al., 1989).

Fisión espontánea del uranio.

En la naturaleza existen algunos isótopos que se fisianan espontáneamente, como el ^{238}U , ^{235}U , ^{234}U , ^{232}Th , ^{230}Th , ^{228}Th , ^{226}Th , ^{224}Th y ^{222}Th . De éstos, sólo el ^{238}U (Figura 1) contribuye significativamente a la formación de trazas de fisión espontánea en los minerales (Price y Walker, 1963).

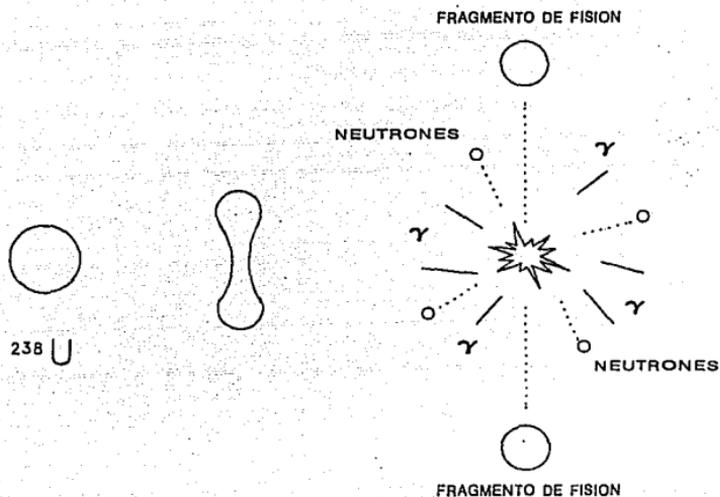


FIGURA 1. Ejemplo esquemático de la fisión espontánea del ^{238}U . Se producen dos fragmentos de fisión que se repelen violentamente en sentido contrario; liberándose una gran cantidad de energía, neutrones y rayos gamma (Tomado de Tenorio, 1992).

Esto se debe principalmente a que el ^{238}U posee ciertas características (Naeser y Naeser, 1988; Crowley et al., 1989) tales como:

- a) Tiene una vida media por fisión espontánea relativamente corta (1×10^8 años aproximadamente) (Figura 2), de modo que se produce un número significativo de trazas de fisión durante el tiempo geológico.
- b) Tiene una vida media por decaimiento alfa relativamente larga (4.5×10^9 años).
- c) Es el isótopo de uranio más abundante en la naturaleza, comprendiendo el 99.275 % del uranio total natural (el ^{235}U y ^{234}U constituyen el 0.720 % y 0.0054 % respectivamente).

Fisión inducida del ^{238}U .

Otro aspecto de suma importancia en el fechado por trazas de fisión y particularmente para el desarrollo de la ecuación de la edad utilizada en este método es la fisión inducida del ^{238}U ; la cual se realiza por medio de un reactor nuclear.

Esto se logra bombardeando los minerales a analizar con neutrones térmicos para provocar que el ^{238}U contenido en ellos se fisione (Figura 3). Los demás isótopos de U y Th tienen muy pocas probabilidades de ser fisionados por los neutrones térmicos (Crowley et al., 1989).

En este proceso de fisión inducida, el núcleo de un átomo de ^{238}U absorbe un neutrón térmico; inmediatamente después se fragmenta en dos núcleos más pequeños y en otros neutrones térmicos.

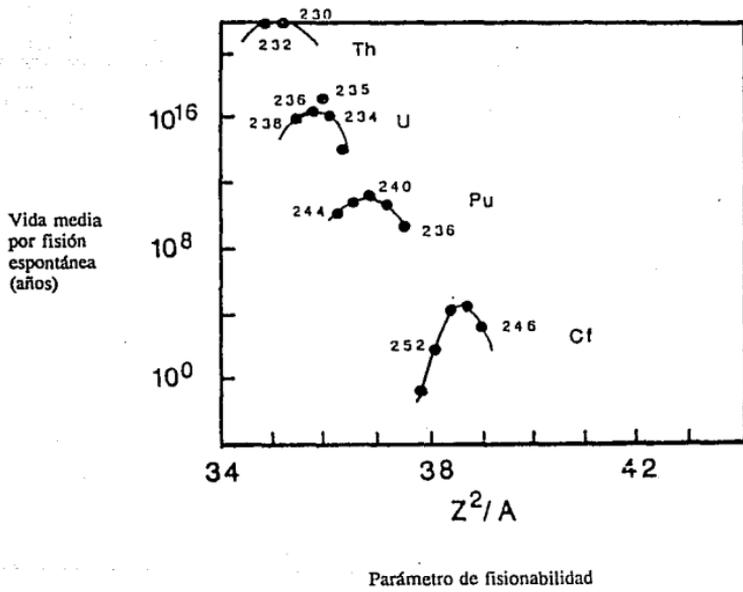


FIGURA 2. Vidas medias por fisión espontánea de algunos isótopos pesados (Tomado de Crowley et al., 1989).

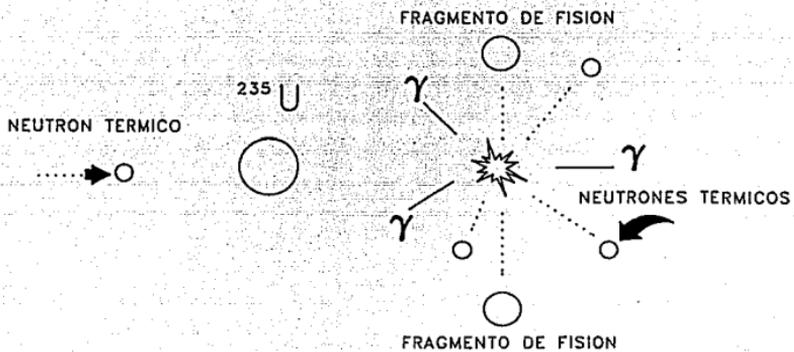


FIGURA 3. Ejemplo esquemático de la fisión inducida del ^{235}U producida en un reactor nuclear (Tomado de Tenorio, 1992).

Un neutrón térmico es un neutrón lento o de baja energía (su energía cinética es de 0.03 eV; similar a la energía de las moléculas de un gas a temperatura ambiente). Los neutrones rápidos que normalmente se liberan durante la fisión inducida se convierten en neutrones térmicos (disminuyen su velocidad) por medio de colisiones elásticas con ciertos materiales moderadores; principalmente con el hidrógeno que contiene el agua (Crowley et al., 1989).

Aunque la fisión espontánea del ^{238}U y la fisión inducida del ^{235}U por medio de neutrones térmicos son procesos muy diferentes, los fragmentos de fisión producidos en ambos casos son similares en masa y energía y por consiguiente se producirán trazas de fisión similares en los minerales (Figura 4).

Ecuación de la edad para el método de trazas de fisión.

La ecuación que se utiliza para fechar muestras por medio de trazas de fisión se obtiene usando el mismo razonamiento para deducir la ecuación de la edad de cualquier otro método isotópico.

El tratamiento matemático y los principios básicos que intervienen en la obtención de la ecuación de la edad para el método de trazas de fisión queda fuera del alcance de esta tesis; sin embargo este proceso ha sido minuciosamente descrito en los anteriores trabajos de tesis de Valero y Treviño (1990), Tenorio (1992) y Arcos (1992); por lo que sólo se mencionarán las ecuaciones fundamentales y las empleadas en el presente trabajo.

La base fundamental de todos los métodos isotópicos de fechado es el hecho de que los isótopos radiactivos decaen en proporciones conocidas.

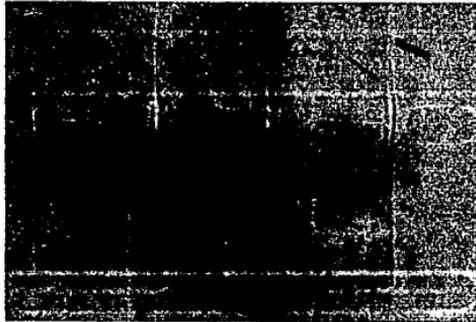
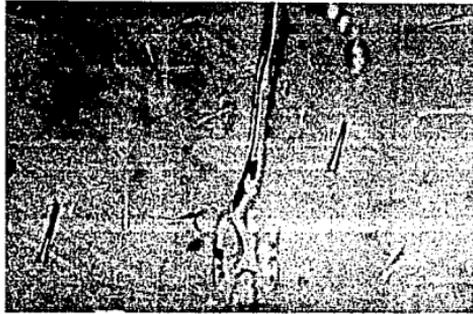


FIGURA 4. Fotomicrográficas de trazas de fisión espontánea (superior) y trazas de fisión inducida (inferior). 1000 aumentos.

La constante de decaimiento lambda (λ) se interpreta como la probabilidad de que un átomo de un isótopo radiactivo decaiga en una unidad de tiempo, y será la misma para todos los átomos de esa especie.

Se tiene entonces que el número de decaimientos radiactivos por unidad de tiempo está dado por $\lambda \cdot N$; donde N es el número de átomos padre radiactivos presentes. La proporción con la que N cambia es función del tiempo; por lo que:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (1)$$

El primer miembro de la ecuación es negativo porque N decrece con el tiempo. Integrando (1) y resolviendo se tiene:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

o bien

$$N_0 = N e^{\lambda t} \quad (3)$$

donde N_0 es el número original de átomos padre.

Por otra parte, el número de átomos hijo D que han decaído en un tiempo t cualquiera es:

$$D = N_0 - N \quad (4)$$

Sustituyendo (3) en (4):

$$D = Ne^{\lambda t} - 1 \quad (5)$$

Despejando t de (5) se tiene:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{D}{N} + 1\right) \quad (6)$$

que es la ecuación básica de la cual proviene la ecuación de la edad para el método de trazas de fisión.

Desde un punto de vista teórico, cuando un mineral atrapa átomos radiactivos durante su cristalización como parte de una roca recién formada, no contiene átomos hijo radiogénicos.

El cociente inicial "átomos hijo / átomos padre" (D/N) es cero y por lo tanto la edad es cero. Con el tiempo, el decaimiento de átomos radiactivos padre produce átomos radiogénicos hijo dentro del mineral. Conociendo la constante de decaimiento de los átomos padre, sólo se necesita medir la proporción de átomos padre e hijo D/N para calcular el tiempo, medido en años, que ha transcurrido desde que la roca se originó hasta el presente.

Para el método de trazas de fisión se considera que el número de trazas producidas en un mineral por la fisión espontánea del ^{238}U corresponde al número de átomos hijo D generados por el decaimiento radiactivo. Así mismo, el número de átomos padre N presentes en el mineral será igual al número de átomos de ^{238}U que aún no han decaído; este valor se determina indirectamente a través de la relación de isótopos $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}=1/137$. Esta relación es constante y sólo queda determinar el número de átomos de ^{235}U presentes, el cual corresponde al número de trazas producidas por la fisión inducida del ^{235}U en un reactor nuclear.

Realizando las correspondientes transformaciones matemáticas debidas a los razonamientos anteriores y tomando en cuenta las variables involucradas en el proceso de irradiación en el reactor nuclear, la ecuación (6) queda:

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(1 + \frac{P_I}{P_E} \zeta \rho_D \lambda_D \right) \quad (7)$$

donde

- t : edad de la muestra;
- P_E : densidad de trazas espontáneas en la muestra a fechar;
- P_I : densidad de trazas inducidas en la muestra a fechar;
- ζ : factor geométrico (igual a 2 para el detector externo);
- ρ_D : densidad de trazas en el detector monitor para la determinación del flujo de neutrones;
- λ_D : constante total de decaimiento del ^{238}U (1.551×10^{10} años⁻¹).

siendo

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_D T_{STD}} - 1}{\lambda_D \rho_D \left(\frac{\rho_A}{\rho_B} \right)_{STD}} \quad (8)$$

donde

T_{STD} : edad del mineral estándar;

$\left(\frac{\rho_A}{\rho_B} \right)_{STD}$: cociente de trazas en el mineral estándar.

Este parámetro "zeta" permite eliminar el cálculo del flujo de neutrones, producido en el reactor nuclear durante la irradiación, mediante el uso de una muestra de edad conocida (mineral estándar).

Error asociado a la edad.

La fórmula para calcular el error de una edad obtenida por trazas de fisión es la llamada ecuación de la propagación estándar del error:

$$\sigma_a = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2} \quad (9)$$

siendo

$$\alpha^2 = 1/N_s, \beta^2 = 1/N_i, \gamma^2 = 1/N_D$$

donde N_s : número de trazas espontáneas contadas;
 N_i : número de trazas inducidas contadas;
 N_D : número de trazas contadas en el monitor para flujo de neutrones.

Técnicas de fechado por trazas de fisión.

La determinación de la densidad de trazas producidas por fisión espontánea del ^{238}U y la densidad de trazas debidas a la fisión inducida del ^{235}U puede hacerse por medio de tres técnicas:

- 1) Técnica del detector externo (Figura 5).
- 2) Técnica de la población (Figura 6).
- 3) Técnica de la población-sustracción (Figura 7).

Cada una de estas técnicas tiene ventajas y limitaciones, por lo que ninguna de las tres puede ser aplicada en todos los casos de fechado.

Técnica del detector externo.

Con la técnica del detector externo (Naeser y McKee, 1970) pueden fecharse cristales individuales:

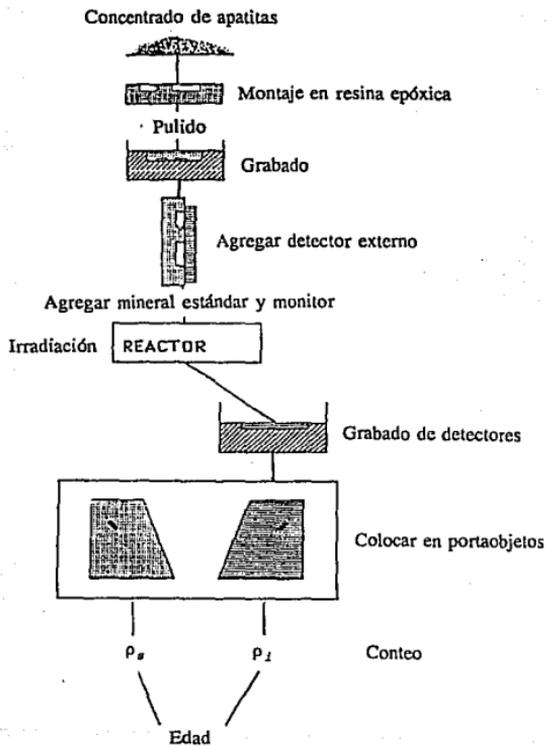


FIGURA 5. Diagrama de preparación de muestras para fechar por medio de la técnica del detector externo (Tomado de Crowley et al., 1989).

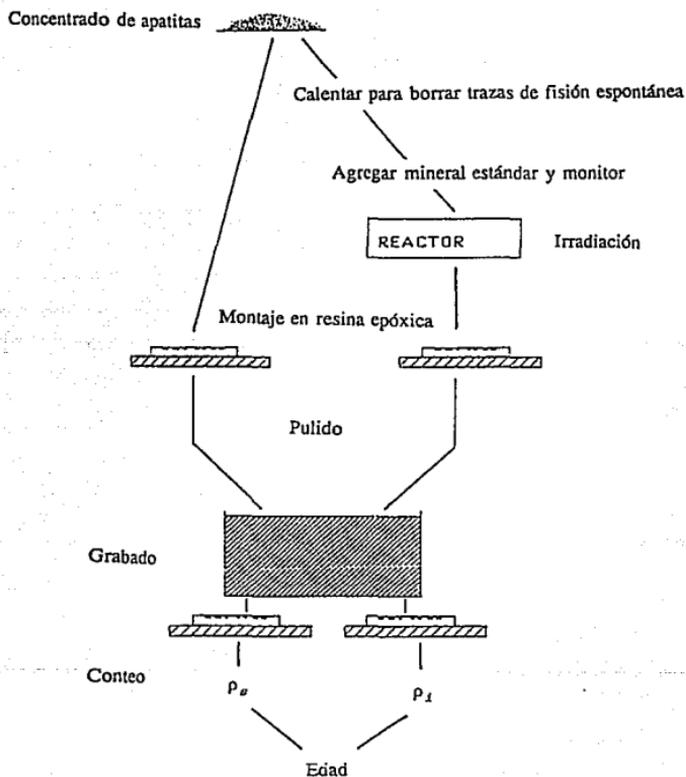


FIGURA 6. Diagrama de preparación de muestras para fechar por medio de la técnica de la población (Tomado de Crowley et al., 1989).

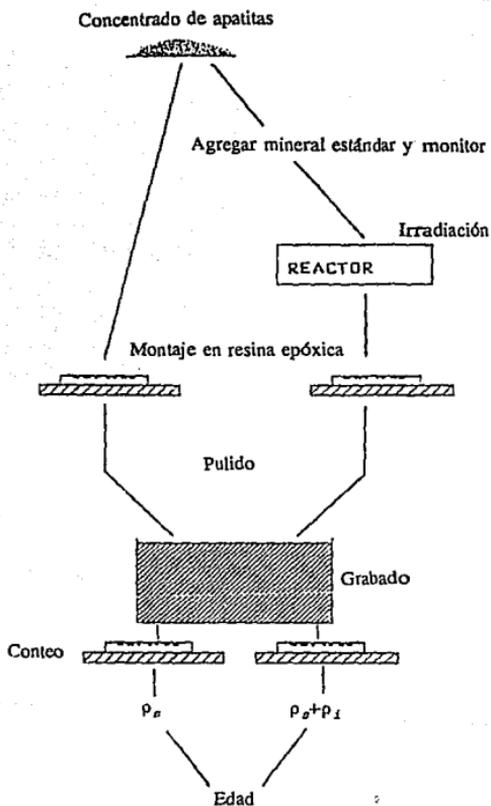


FIGURA 7. Diagrama de preparación de muestras para fechar por medio de la técnica de la población-sustracción (Tomado de Crowley et al., 1989).

Esta técnica es de gran utilidad cuando la distribución de uranio y, consecuentemente, la distribución de trazas de fisión en el mineral no es constante; tal como ocurre en los zircones, esfenas y en ocasiones en las apatitas (Crowley et al., 1989).

Los cristales se montan en resina epóxica (apatitas) o en teflón FEP (zircones); se pulen y se atacan químicamente para revelar las trazas de fisión espontánea que se contarán posteriormente. Después, los cristales montados se cubren con un detector externo, que puede ser un fragmento de muscovita con bajo contenido de uranio (menos de 10 ppb), plástico Lexan^a o plástico Makrofol^a. Este paquete se envía a un reactor y es irradiado junto con un vidrio monitor y un mineral estándar de edad conocida para determinar el flujo de neutrones y resolver así la ecuación de la edad. Una vez irradiada la muestra, el detector es removido y atacado químicamente para revelar las trazas de fisión inducida. Los cristales montados en la resina y el detector se colocan en un portaobjetos y se efectúa el conteo de las trazas con ayuda de un microscopio óptico.

Generalmente se cuenta sólo una parte del área total de un cristal; y pueden contarse diferentes áreas para cada uno, pero, en todos los casos debe contarse exactamente la misma área tanto en el cristal como en su imagen respectiva en el detector externo (Figura 8).

Para determinar la edad de una muestra deben contarse un mínimo de seis cristales y sus imágenes (para el caso de muestras sin perturbaciones térmicas y cuyos cristales sean todos cogenéticos). Zircones, esfenas o apatitas pueden fecharse por medio de esta técnica (Crowley et al., 1989).

Técnica de la población.

En la técnica de la población (Naeser, 1967; Wagner, 1968) se utilizan dos porciones del mineral a fechar para determinar la densidad de trazas espontáneas e inducidas.

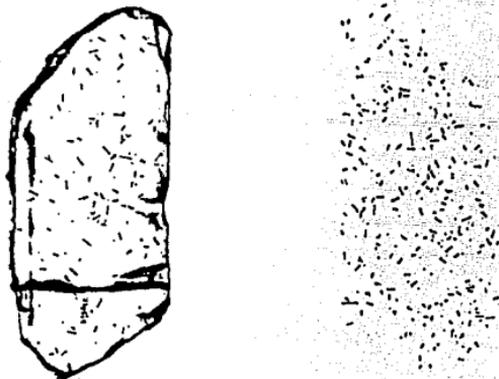


FIGURA 8. (Izquierda) Trazas de fisión espontánea en un cristal de apatita. (Derecha) Trazas de fisión inducida en el detector de muscovita que cubrió al cristal de apatita durante la irradiación (Tomado de Crowley et al., 1989).

Se asume pues, para esta técnica, que todos los cristales del mineral en cuestión tienen un contenido idéntico de uranio.

Una de las porciones es montada en resina epóxica y pulida. La otra porción es calentada en un horno para que las trazas espontáneas se borren completamente. La temperatura a la que esto sucede es 550°C para las apatitas y 800°C para los zircones, mantenida durante un periodo de una a dos horas (Naeser, 1976).

Posteriormente, esta segunda porción es irradiada, montada luego en resina epóxica y pulida. Ambas porciones montadas son entonces atacadas químicamente al mismo tiempo para revelar las trazas y se realiza el conteo respectivo de trazas espontáneas e inducidas. Debe contarse un mínimo de 50 cristales en cada porción; así mismo, debe contarse una misma área para todos y cada uno de los cristales. Esta técnica se aplica para fechar cristales de apatita sólo cuando contengan defectos abundantes (Crowley et al., 1989).

Técnica de la población-sustracción.

Esta técnica (Naeser et al, 1980) es semejante a la técnica de la población, con la excepción de que la porción que ha de irradiarse no es calentada para borrar las trazas antes de enviarla al reactor.

De esta manera, cuando los cristales irradiados son sometidos al ataque químico se revelan tanto las trazas espontáneas como las inducidas. La densidad de trazas inducidas (P_i) se obtiene restando la densidad de trazas espontáneas obtenida en la primera porción de cristales (P_s) de la densidad de trazas totales obtenida en la segunda porción ($P_{\#} + P_i$).

Esta técnica es utilizada principalmente para fechar vidrios (Crowley et al., 1989).

Minerales susceptibles de fecharse por el método trazas de fisión.

Generalmente, la concentración de uranio en los minerales formadores de roca es muy baja; sin embargo, el uranio se concentra primordialmente en ciertos minerales accesorios en los que es el constituyente principal (uraninita) o sustituye a otros elementos de radio iónico semejante (Wedepohl, 1969).

Algunos ejemplos de minerales en los que se encuentra uranio en forma dispersa y que por lo tanto pueden ser fechados por trazas de fisión son:

Micas	Apatitas
Diópsida	Allanita
Feldespatos	Epidota
Granate	Vidrios naturales (obsidiana)
Hornblenda	Vidrios hechos por el hombre
Zircón	Esfena

Las rocas que contienen estos minerales son principalmente las rocas ígneas plutónicas, volcánicas ácidas, rocas sedimentarias clásticas del tipo de las arcosas y las rocas metamórficas derivadas de cada una de ellas (Nieto, 1992).

No obstante esta variedad de minerales, los tres que se utilizan comúnmente en la Geocronología son el zircón, la apatita y el vidrio volcánico.

III

PROCESADO DE LAS MUESTRAS.

En la mayoría de los casos las apatitas utilizadas para los fechamientos se tienen que separar de una matriz de roca; la cual, por razones relativas a su petrogénesis contiene solamente cristales de tamaños muy pequeños (100 a 250 micrómetros) y, ocasionalmente, cristales grandes (mayores de 1mm).

A continuación se describe la metodología usada para la obtención de apatitas a partir de una roca.

Separación mineralógica.

Trituración y Tamizado. Se usan quebradoras con quijadas de tungsteno de 4x6 pulgadas y de 2x4 pulgadas, una quebradora de cono y un pulverizador o molino de discos.

Se comienza haciendo pasar tres o cuatro kilogramos de roca a través de las quebradoras en el orden señalado, de modo que la roca se transforme en fragmentos cada vez más pequeños hasta alcanzar unos 2 mm de tamaño. Después de esto y antes de pasar por el pulverizador se hace un tamizado previo a la muestra con el objeto de separar la porción de ella que en este paso ha sido triturada al tamaño requerido.

De tal manera se evita que esta fracción útil se pierda al ser molida más finamente (Tabla 1). Después de este tamizado se obtienen cuatro fracciones:

- a) fracción mayor de 60 mallas;
- b) fracción menor a 60 mallas pero mayor a 100;
- c) fracción menor a 100 mallas pero mayor a 150;
- d) fracción menor a 150 mallas.

La fracción menor a 150 mallas no es utilizable debido a que el manejo de estos tamaños es bastante difícil para los fines del método. La fracción entre 60 y 100 mallas y la fracción entre 100 y 150 mallas son las que contienen los minerales del tamaño requerido. La fracción mayor a 60 mallas se muele en el pulverizador; el producto resultante se tamiza y se separan las cuatro fracciones. Nuevamente la fracción mayor a 60 mallas se recicla en el pulverizador y el producto se tamiza.

Este último proceso se repite tantas veces hasta que la cantidad de fracción a pulverizar sea la mínima y la cantidad de fracciones útiles sea la máxima posible; disminuyendo la abertura entre los discos del pulverizador en cada reciclaje.

Lavado y secado. Inevitablemente, a los granos separados se les adhieren partículas arcillosas que deben eliminarse para facilitar el manejo de la muestra en etapas posteriores. Esto se logra lavándola con agua. Se vierte la muestra en un vaso de precipitados; se llena con agua; se agita y se espera un momento a que se asienten los granos. La fracción arcillosa flota o se mantiene suspendida y se vacía junto con el líquido decantándolo cuidadosamente. La operación se repite hasta que el agua quede clara después de agitar, indicando que la materia arcillosa ha desaparecido. A continuación la muestra se pone sobre charolas y se procede a secarla introduciéndola en un horno a una temperatura de 60 a 80 °C durante una o dos horas.

No.de Malla	Tamaño del material atrapado (micrómetros)	Tamaño del material atrapado (mallas)	Fracción
60	> 250	> 60	a
100	<250 pero > 149	<60 pero > 100	b
150	<149 pero > 105	<100 pero > 150	c
Residuo	< 105	< 150	d

TABLA 1. Mallas utilizadas para el tamizado y fracciones obtenidas.

Separador magnético. Es necesario remover la magnetita presente en la muestra; para esto puede usarse un imán común de mano o, en este caso, un separador magnético Frantz Isodinamic por su parte externa (Figura 9).

Una vez limpia, la muestra se procesa haciéndola correr por la parte interna del separador en repetidas ocasiones, en cada una de las cuales se selecciona un amperaje cada vez mas alto para ir eliminando los minerales con mayor susceptibilidad magnética (Tabla 2). Al llegar al valor de 1.7 amperes se hace la última corrida de la muestra y este proceso se detiene, pues la fracción no magnética que queda como residuo contendrá un conjunto de minerales entre los que estarán los zircons y/o apatitas.

Líquidos pesados. Este conjunto de minerales se somete a una separación por medio de líquidos pesados (líquidos con alto peso específico) con el objeto de aislar del resto a los zircons y/o apatitas (Tabla 3).

En un embudo de separación se vierten unos 150 ml del líquido en cuestión; se le agrega una cantidad adecuada de muestra sin saturar el líquido; se agita para que todos los granos se mojen y se espera un tiempo. Como resultado se tendrán dos fracciones: una ligera (que flota por tener un peso específico menor al del líquido) y una pesada (que se hunde porque su peso específico es mayor).

La muestra se separa primero con bromoformo o tetrabromoetano; de esta forma la fracción pesada queda constituida casi en su totalidad por zircons y/o apatitas. Esta fracción se separa entonces con diyodometano; la fracción ligera que se obtiene será un concentrado de apatitas y la fracción pesada un concentrado de zircons.

Generalmente este proceso termina con una separación manual con ayuda de agujas finas y un microscopio estereográfico.

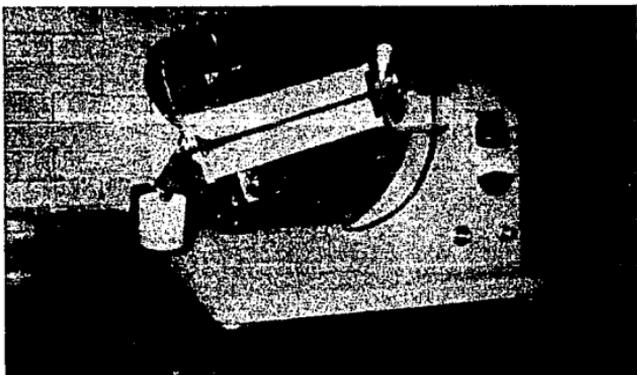


FIGURA 9. Separador magnético Frantz Isodinamic.

MINERAL	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (AMPERES)
Magnetita	0.01-0.03
Ilmenita	0.2
Granate	0.2-0.35
Biotita	0.3-0.4
Hornblenda	0.3-0.5
Allanita	0.45-0.5
Esfena	0.7-1.0
Muscovita	0.45-1.5
Zircón	1.7-1.75
Cuarzo	1.7-1.75
Apatita	1.7-1.75

TABLA 2. Susceptibilidad magnética de algunos minerales. Datos para el separador magnético Frantz Isodinamic. Debido a que los minerales varían en composición, también la susceptibilidad magnética puede variar, la tabla indica solo los valores más usuales (Modificado de Hutchison, 1974).

LIQUIDO	DENSIDAD O PESO ESPECIFICO (gr/cm ³ a 20°C)
Bromoformo	2.8899
Tetrabromoetano	2.9672
Diyodometano	3.325
MINERAL	PESO ESPECIFICO (gr/cm ³)
Apatita	3.17-3.23
Zircón	4.2-4.86
Cuarzo	2.653-2.660

TABLA 3. Líquidos pesados recomendados para la separación de apatitas y zircones
(Modificado de Hutchison, 1974).

Una vez obtenidos, los zircones y las apatitas deben pasar por varias etapas de preparación para poder efectuar su fechamiento. Dicha preparación es diferente para ambos y depende también de la técnica a emplear.

Ya que este trabajo es relativo al fechamiento de apatitas con la técnica del detector externo, se describirá la preparación correspondiente hecha para tal efecto.

Preparación de las apatitas.

Montaje. Con el fin de hacer más fácil el manejo de los cristales de apatita en etapas posteriores, es necesario montarlos en resina epóxica común transparente.

Se distribuyen algunos cristales sobre una superficie plana (portaobjetos) dentro de una área circular de unos 7 mm de diámetro. Un cilindro de cristal de aproximadamente 1 cm de altura (obtenido al cortar una ampollita de agua destilada) es colocado rodeando la muestra a manera de molde, procurando que esta última quede en el centro (Figura 10). En un recipiente se colocan la resina y el catalizador en la proporción apropiada; se mezclan perfectamente hasta eliminar las burbujas que pudieran producirse y se vierte dentro del molde previamente preparado llenándolo hasta su borde. Se tapa con otro portaobjetos para evitar que quede aire atrapado y la reacción de la resina al endurecer forme una superficie cóncava donde se encuentra la muestra, lo que dificultaría el proceso de pulido.

Después que esto sucede, la muestra puede sacarse tirando de los portaobjetos y rompiendo el cilindro de cristal con la mano protegida por una franela. Por último, el cilindro de resina así formado se corta para obtener una pastilla de unos 5mm de espesor que contenga los cristales en una de sus superficies (Figura 10).

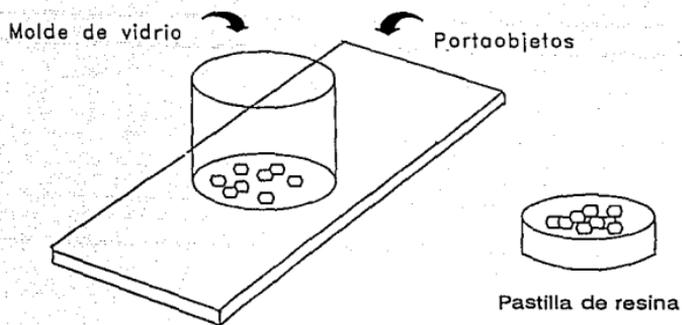


FIGURA 10. Disposición de los elementos para el montaje de las muestras en resina epóxica.

Pulido. Para poder fechar cualquier mineral se debe contar con una superficie interior de este pues es ahí donde se han de contar las trazas. Mediante el pulido de la muestra se logra, además de exponer una superficie interior, minimizar los defectos que pudieran tener los cristales, como dislocaciones y fracturas entre otros. Se comienza desbastando un poco la muestra en paños o filtros con pasta de diamante de 9, 6 y 1 micrómetros sucesivamente. Finalmente se pule con alúmina de 1/4 de micrómetro para darle a los cristales un acabado espejo, observable al hacerles incidir luz reflejada en un microscopio.

Grabado. El grabado es un ataque químico llevado a cabo para agrandar las trazas y hacerlas visibles usando un microscopio óptico ordinario, pues normalmente miden unos 30 angstroms de ancho y de 10 a 20 micrómetros de largo. El grabado de las muestras revelará las trazas producidas por la fisión espontánea del ^{235}U . Para cada mineral se tiene un cierto agente químico grabador, una concentración y unas condiciones específicas particulares (Tabla 4). Las condiciones y el tiempo óptimo de grabado para las muestras estudiadas se encuentran en la Tabla 5.

Irradiación. La irradiación de las muestras en un reactor nuclear provoca la fisión del ^{235}U y la consiguiente formación de trazas inducidas en el mineral. Esta parte de la preparación de las muestras se realizó en el Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares (ININ) de Salazar, Estado de México. El Instituto cuenta con un reactor nuclear de investigación TRIGA MARK III tipo alberca (Figura 11). Se ha determinado que el sitio más apropiado para exponer las muestras al flujo de neutrones del reactor es el Sistema de Irradiación Rotatorio para Cápsulas (SIRCA) (Oregel, tesis profesional en preparación). Para las apatitas se requieren flujos del orden de 10^{12} neutrones/cm²·seg y el SIRCA tiene un flujo de unos 10^{12} neutrones/cm²·seg; así que un tiempo de irradiación de 1000 segundos (aproximadamente 16 minutos) produce el flujo adecuado.

MINERAL	SOLUCION GRABADORA	TEMPERATURA °C	TIEMPO DE GRABADO
Apatita	Concentración de HNO ₃ al 5%	25	10-40 seg
Zircón	Mezcla de 10 gr KOH + 7.2 gr NaOH	220	1-70 hrs
Muscovita	HF al 48%	25	15-20 min
Vidrio volcánico	HF al 24%	25	5 seg - 1 min

TABLA 4. Condiciones de grabado para los minerales más frecuentemente fechados por trazas de fisión (Modificado de Crowley et al., 1989).

Condiciones de grabado para las muestras.

Solución: 6.8 ml HNO₃ al 65% + 20 ml H₂O
Temperatura: Ambiente (20-25 °C)

MUESTRA	TIEMPO DE GRABADO
IM	15 seg
IF	15 seg
AG	25 seg
SIML (estándar)	30 seg

TABLA 5. Datos del grabado de las muestras analizadas y del estándar empleado.

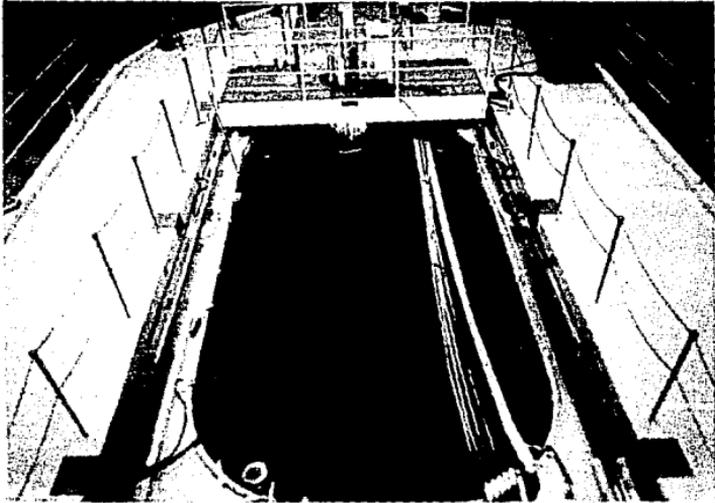


FIGURA 11. Reactor TRIGA MARK III del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares;
Salazar, Edo. de México.

Un detector externo, que registra las trazas de fisión inducida, se añade a las muestras que son sometidas a la irradiación. Para ello se utilizó una delgada hoja (0.05 a 0.1 mm de espesor de acuerdo con Naeser, 1976) de muscovita Ruby de Brasil cuyo contenido de uranio es prácticamente cero. Para añadir el detector se procede a cortar un fragmento de mica de un tamaño tal que cubra el área ocupada por los cristales en la muestra. La muestra y el detector se lavan perfectamente con agua jabonosa; se enjuagan con agua destilada y alcohol. Cuando están secas se coloca el detector sobre la muestra y se fija a ella con cinta adhesiva transparente, cortando después la cinta sobrante alrededor. Se recomienda usar guantes de plástico para evitar la contaminación con grasa. De la misma manera se preparan también una muestra de mineral estándar y dos vidrios que harán las veces de monitores del flujo de neutrones.

El mineral estándar utilizado fue la apatita de Cerro de Mercado, Durango y los monitores fueron vidrios Corning Glass^a con contenido de 12 ppm de uranio. Una vez que los detectores externos se han colocado en todas las muestras, se introducen en un contenedor de plástico que posteriormente es sellado y enviado al reactor. Después de la irradiación se debe esperar un tiempo a que la radiación inducida en los elementos contenidos en la muestra disminuya a niveles de seguridad que permitan su manejo.

Las muestras que fueron irradiadas y su posición dentro del contenedor se indican en la Figura 12.

Grabado de los detectores. Antes de separar los detectores de sus respectivas muestras se perforan unos orificios de referencia alrededor de los cristales, de modo que queden marcados en la mica y en la resina. Después son removidos y se procede a grabarlos para revelar las trazas producidas por la fisión inducida del ²³⁵U. Los detectores de los vidrios monitores y del mineral estándar también deben ser grabados.

Las condiciones de grabado de todos los detectores se reportan en la Tabla 6.

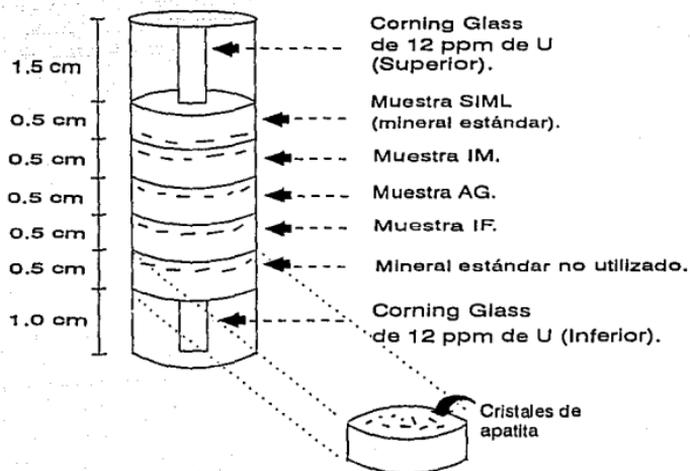


FIGURA 12. Diagrama de posición de las muestras dentro del contenedor durante el proceso de irradiación en el reactor nuclear.

Condiciones de grabado para los detectores.

Solución: HF al 48%
Temperatura: Ambiente (20-25 °C)

DETECTOR	TIEMPO DE GRABADO
Corning Glass de 12 ppm de U (para el flujo de neutrones)	25 min
IM	15 min
IF	15 min
AG	15 min
SIML	20 min

TABLA 6. Datos del grabado de los detectores correspondientes a las muestras, al estándar y al monitor del flujo de neutrones.

Conteo de las trazas. El conteo de trazas de fisión en las muestras y en los detectores es fundamental para el cálculo de la edad. Para esto se utilizó un microscopio óptico binocular provisto de oculares de 12.5 aumentos y una retícula graduada colocada en uno de ellos. La muestra y su detector se fijan en un portaobjetos de manera que queden dispuestos como una imagen reflejada en un espejo (Figura 13). Se cuentan las trazas, recordando que en esta técnica del detector externo, para un cristal dado debe contarse exactamente la misma área en la misma posición tanto en el cristal como en su imagen respectiva del detector.

Debido a que la eficiencia de grabado es diferente según la orientación de la superficie sobre la cual se realiza (Silk y Barnes, 1959; Fleischer et al., 1975; Naeser, 1976; Crowley et al., 1989; Arcos, 1992), los cristales con una superficie expuesta paralela al eje C cristalográfico son los mejores para hacer el conteo (Figura 14), pues una vez hecho el grabado, las trazas pueden distinguirse fácilmente. En las superficies perpendiculares al eje C (Figura 15), el grabado produce una superficie irregular en la cual es difícil identificar y cuantificar las trazas.

Es por ello que, en este trabajo, para realizar los fechamientos sólo se contaron los cristales con una superficie expuesta paralela al eje C cristalográfico.

Los objetivos utilizados para los conteos de los detectores del Corning Glass, del mineral estándar y de las muestras AG, IM e IF, y los resultados de los mismos se tienen en las Tablas 7, 8a, b y c.

El error que aparece en el cálculo de las densidades de trazas está asociado al conteo de las mismas. Se obtiene mediante la expresión: $\text{error} = n^{0.5} / n$; donde n es el número total de trazas contadas.

Una vez obtenidas las densidades de trazas espontáneas e inducidas de las muestras y las densidades de las trazas del monitor que determina el flujo de neutrones, lo que resta es sustituir estos valores en las ecuaciones (7) y (8) (Capítulo II) para obtener la edad de la muestra.

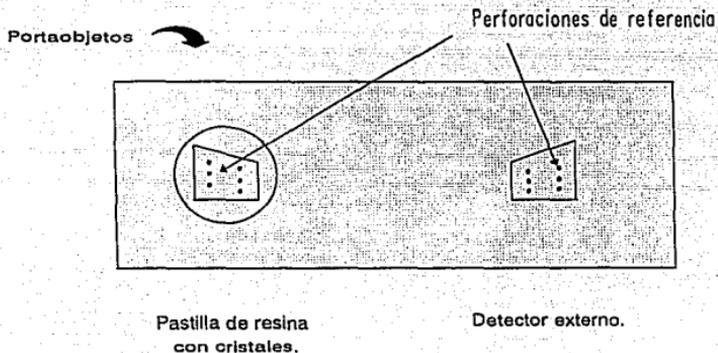


FIGURA 13. Disposición de la pastilla de resina con la muestra y su detector correspondiente en el portaobjetos para efectuar los conteos de trazas en el microscopio.

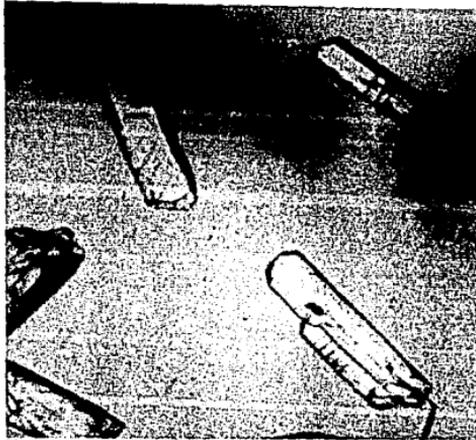


FIGURA 14. Fotomicrografía de un cristal de apatita mostrando una superficie paralela al eje C cristalográfico. 100 aumentos.



FIGURA 15. Fotomicrografía de un cristal de apatita mostrando una superficie perpendicular al eje C cristalográfico. 100 aumentos.

OCULAR	OBJETIVOS	EMPLEO
12.5 x	63 x	Conteo en detectores de Corning Glass
12.5 x	125 x	Conteo en cristales de las muestras, del estándar y en sus detectores correspondientes

TABLA 7. Objetivos utilizados en los conteos realizados para determinar densidades de trazas.

DETECTOR CORNING GLASS DE 12 ppm de U	TOTAL DE TRAZAS CONTADAS	AREA (cm ²)	ρ_D (trazas/cm ²)
Superior	2762	0.182736	15115 ± 52
Inferior	2639	0.181440	14545 ± 51

TABLA 8a. Conteos y cálculo de densidad de trazas en los vidrios monitores; utilizados para determinar el flujo de neutrones en la irradiación de muestras.

Muestra SIML
(mineral estándar).

Muestra AG.

CRISTAL	ρ_e (trazas/cm ²)	ρ_i (trazas/cm ²)	CRISTAL	ρ_e (trazas/cm ²)	ρ_i (trazas/cm ²)
1	446792±6	374340±6	1	320000±7	398222±7
2	300408±5	352653±5	2	444082±6	352653±5
3	359024±5	156098±3	3	308148±4	331852±4
4	429714±7	219429±5	4	457143±4	304762±3
5	433231±7	196923±4	5	313725±5	313725±5
6	597333±7	341333±6	6	432000±7	336000±6
7	436825±6	111746±3	7	198628±3	220690±3
8	515122±6	249756±4	8	431461±8	424270±8
9	526027±8	201644±5	9	308571±5	285714±5
10	404898±5	182857±4			
11	446316±7	244218±5			
12	614400±7	153600±3			

TABLA 8b. Densidad de trazas espontáneas e inducidas obtenidas a partir de los conteos realizados.

Muestra IM.

Muestra IF.

CRISTAL	P_s (trazas/cm ²)	P_I (trazas/cm ²)	CRISTAL	P_s (trazas/cm ²)	P_I (trazas/cm ²)
1	233513±5	285405±6	1	453333±4	373333±4
2	244706±5	225882±5	2	413333±8	406667±8
3	162253±4	261408±5	3	366829±7	351219±7
4	208000±5	288000±6	4	453670±7	364557±7
5	320000±6	258064±5	5	485517±7	342069±6
6	164571±4	237714±5	6	315224±6	372537±6
7	230698±6	312558±6	7	455111±6	369778±5
8	205714±5	304762±6	8	449123±6	370526±6
9	236800±6	236800±6	9	410746±7	458507±7
10	243200±6	307200±7	10	515556±6	355556±6
11	328889±6	346667±6			

TABLA 8c. Densidad de trazas espontáneas e inducidas obtenidas a partir de los conteos realizados.

IV

GEOLOGIA DEL AREA.

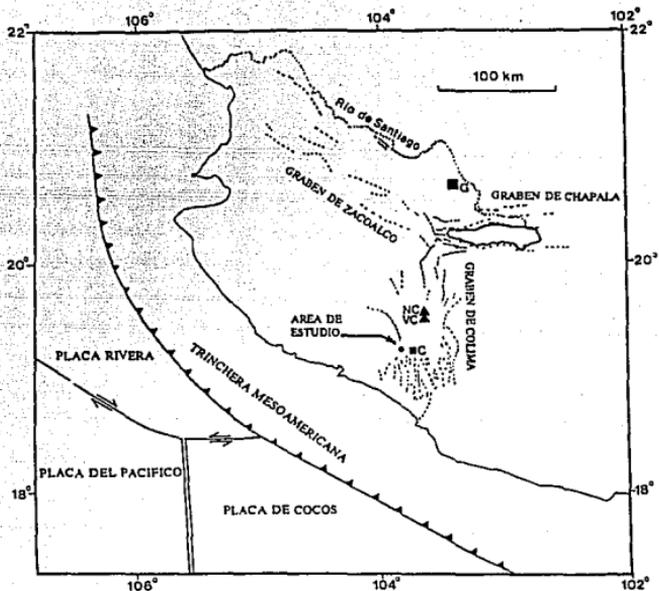
MARCO GEOLOGICO REGIONAL

De acuerdo con la división fisiográfica realizada por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (Morán, 1984), la provincia fisiográfica a la cual pertenece la zona donde se colectaron las muestras fechadas en este trabajo es la del Eje Neovolcánico; en su porción occidental (Figura 16). Dicha zona se localiza en la parte sur del graben de Colima, cerca del área donde éste se intersecta con el graben de Zacoalco y con el graben de Chapala definiendo una unión triple 50 km al sur-suroeste de la ciudad de Guadalajara (Allan, 1986) (Figuras 17 y 18).

El graben de Colima se caracteriza por un fallamiento extensional que ha producido una serie de bloques de orientación nor-noroeste, los cuales contienen rocas cretácicas y estructuras de tipo compresional asociadas a ellas (Sloan, 1989). El rasgo geomorfológico más sobresaliente del graben de Colima es el complejo volcánico formado por los estratovolcanes Nevado de Colima y Volcán de Colima (Skidmore, 1988). Este último se encuentra actualmente en actividad y debido a sus características petrológicas está relacionado directamente con un proceso de extensión de la corteza (Allan, 1986). Se encuentran también los ríos El Naranjo y Armería en los lados este y oeste del graben respectivamente, los cuales se asume que fluyen a lo largo de las trazas de las fallas normales que lo delimitan (Corbin, 1991).



FIGURA 16. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática).



NC: Nevado de Colima
 VC: Volcán de Colima
 G: Cd. de Guadalajara
 C: Cd. de Colima

FIGURA 17. Mapa regional de localización (Modificado de Allan, 1986).

Algunos trabajos acerca de la geología regional (Damon et al., 1981; Gastil et al., 1978; Gastil and Jensky, 1973; Pantoja y Estrada, 1986; Zimmerman et al., 1988), mapeo de reconocimiento (Sloan, 1989; Smith, 1990; Pantoja y Estrada, 1986), reportes de perforación (Salazar, 1983) y estudios relativos a zonas de mineralización (Pineda et al., 1969; Lanuza y Colín, 1987; Olivos, 1992) indican que las rocas del área son parte de un arco magmático cretácico formado por rocas intrusivas y volcánicas de composición intermedia a ácida principalmente; acompañadas de una secuencia sedimentaria de cuenca de arco (Corbin, 1991; Sloan, 1989). El mapa geológico de la zona se muestra en la Figura 19.

ESTRATIGRAFIA.

La estratigrafía de la región sur del graben de Colima ha sido pobremente estudiada. Entre los trabajos existentes se tienen los realizados por PEMEX (Salazar, 1983) en las unidades cretácicas sedimentarias; por la Compañía Minera Las Encinas en las unidades volcánicas y los plutones Cretácicos, y los estudios geológico-tectónicos de Sloan (1989) y Smith (1990).

Las rocas que conforman el área en cuestión tienen edades que varían desde el Cretácico Inferior hasta el Reciente (Guerrero, 1984; Allan, 1986; Lanuza y Colín, 1987). La tabla estratigráfica correspondiente se muestra en la Figura 20. A continuación se hace una breve descripción de las formaciones existentes.

CRETACICO.

Formación Jala: Es descrita por Sloan (1989) como una secuencia de calizas mudstone-packstone de color gris a negro; de estratificación media; con intercalaciones de areniscas; además de flujos volcánicos andesíticos. Fósiles colectados por Salazar (1983), y otros más identificados por Michoud et al. (1987) indican una edad del Neocomiano (Smith, 1990).

ERA	PERIODO	SERIE	PISO		REGION SUR DEL GRABEN DE COLIMA
			RECIENTE	RECIENTE	
CENOZOICO	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	RECIENTE	RECIENTE	Aluvión
					Fm. Colima
	TERCIARIO	PLUOCENO MIOCENO OLIGOCENO EOCENO PALEOCENO			Riolitas
					Fm. Coquimatlán
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	PALEOCRETACICO		Fm. Tepames
			CAMPAÑANO		Fm. Madrid
			SANTONIANO		Fm. Encino
			COMACIANO		Fm. Encino
			TURGIANO		Fm. Encino
	INFERIOR	CENOMANIANO		Fm. Encino	
		ALBIANO		Fm. Encino	
		APTIANO		Fm. Encino	
		BAKONIANO		Fm. Encino	
		SANTONIANO		Fm. Encino	
JURASICO	SUPERIOR	VALANGIANO		Fm. Encino	
		HAUTERIVIANO		Fm. Encino	
		BERRIASIANO		Fm. Encino	
	MEDIO	TITHONIANO		Fm. Encino	
		KIMMERIDGIANO		Fm. Encino	
	INFERIOR	OXFORDIANO		Fm. Encino	
		CALLOVIANO		Fm. Encino	
TRIASICO	SUPERIOR		Fm. Encino		
	MEDIO		Fm. Encino		
PALEOZOICO	PERMIANO	PERMIANO		Fm. Encino	
		CARBONIFERO		Fm. Encino	
PALEOZOICO	DEVONIANO	DEVONIANO		Fm. Encino	
		SILURIANO		Fm. Encino	
PALEOZOICO	ORDOVICIANO	ORDOVICIANO		Fm. Encino	
		GAMBRIANO		Fm. Encino	
PALEOZOICO	CAMBRICO	CAMBRICO		Fm. Encino	
		PRE-CAMBRICO		Fm. Encino	

FIGURA 20. Tabla Estratigráfica (Modificado de Sloan, 1989 y Smith, 1990).

Formación La Salada: Se compone de calizas mudstone-wackestone de color gris oscuro y estratificación delgada; rítmicamente interestratificadas con margas rojizas también de estratificación delgada. Se le asigna una edad Aptiano Temprano debido a su posición estratigráfica debajo de la Formación Madrid, la cual ha sido determinada como de edad Aptiano Tardío (Sloan, 1989).

Formación Madrid: Formada en su parte basal por lutitas calcáreas de color rojizo, una unidad de yeso, y en la parte superior por una lutita verdosa (Sloan, 1989; Michoud et al., 1987). Salazar (1983) reportó fósiles que indican una edad del Aptiano Tardío al Albiano Temprano.

Formación Encino: Compuesta principalmente de flujos volcánicos andesíticos y basálticos, brechas piroclásticas y tobas (Smith, 1990). Areniscas, limolitas y lentes de caliza de estratificación irregular se encuentran interestratificadas con estas rocas (Sloan, 1989). Estudios de fósiles procedentes de estas rocas indican una edad del Aptiano Temprano al Cenomaniano Temprano (Pineda et al., 1969; Alencaster y Pantoja, 1986; Buitrón, 1986; Pantoja y Estrada, 1986; Buitrón et al., 1987; Sloan, 1989;).

Formación Tepames: Se trata de una caliza masiva packstone-wackestone con rudistas; dolomitizada; de color gris claro. En la parte oeste de la zona en cuestión, la Formación Tepames sobreyace a la Formación Madrid y en la parte este se encuentra sobreyaciendo a la Formación Encino (Smith, 1990). Los fósiles de esta formación indican una edad Albiano Tardío a Turoniano Temprano (Young, 1984; Smith, 1990; Michoud et al., 1989; Sloan, 1989; Salazar, 1983).

Formación Coquimatlán: Se compone de brechas de color gris y rojizo, conglomerados, areniscas, lutitas y limolitas. Sobreyace discordantemente a la Formación Tepames y subyace de la misma manera a la Formación Colima (Smith, 1990). No se tiene evidencia de fauna (Sloan, 1989; Smith, 1990). Debido a su posición estratigráfica se le asigna una edad correspondiente al Turoniano (Sloan, 1989; Salazar, 1983).

TERCIARIO-CUATERNARIO.

Formación Collma: Consiste principalmente de lahares volcánicos y tobas, cuya composición varía de intermedia a ácida, producidos por el Volcán de Colima y sedimentos volcanogénicos (Sloan, 1989; Luhr y Carmichael, 1980). Por su posición estratigráfica se le ha asignado una edad Plio-Pleistoceno, ya que no se encontraron restos fósiles (Lanuza y Colín, 1987).

RECIENTE.

Los materiales recientes incluyen depósitos aluviales, coluviales y suelos; constituidos generalmente por guijarros, gravas y arenas. Se localizan en los valles intermontanos y en los lechos de los arroyos.

ROCAS EXTRUSIVAS.

Se encuentran rocas extrusivas de composición principalmente intermedia a ácida asociadas a la actividad cuaternaria del Volcán de Colima y distribuidas por toda la región así como algunos afloramientos aislados de rocas extrusivas de composición riolítica derivadas del vulcanismo miocénico que originó la Sierra Madre Occidental.

ROCAS INTRUSIVAS.

En el área se tienen intrusivos principalmente dioríticos; aunque también hay algunos de composición ácida y aún máfica (Skidmore, 1988; Sloan, 1989; Smith, 1990). Se encuentran intrusionando a las Formaciones Jala, La Salada, Encino, Madrid y Tepames (Smith, 1990).

Forman parte de un batolito muy extenso, cuya composición esencial es diorítica-granodiorítica, que cubre aproximadamente el 50% de la región de Jalisco y Colima (Olivos, 1992) y cuya edad es Cretácico Superior-Terciario Inferior (Schaaf, 1990; Nieto, comunicación personal).

También se encuentran algunos diques del Terciario Superior formados por rocas de tipo hipabisal, de naturaleza diorítica, de forma tabular e irregular, de dimensiones variables, que corta a la mayoría de las rocas existentes en la zona (Lanuza y Colín, 1987; Olivos, 1992).

Una de las muestras fechadas pertenece a una roca intrusiva ácida (muestra IF), otra pertenece a una roca intrusiva máfica (muestra IM) y la tercera (muestra AG) pertenece a una roca extrusiva ácida (riolita). Su localización se muestra en la Figura 19. La localidad donde se colectaron las muestras de las rocas intrusivas (Cerro Chino) no ha sido fechada por otros métodos, pero se le ha asignado una edad Terciario Inferior basándose en las evidencias de campo ya que afectan a la secuencia sedimentaria cretácica pero no a las rocas volcánicas del Terciario Superior. La muestra de roca extrusiva ácida posiblemente haya sido originada por el vulcanismo asociado a la Sierra Madre Occidental y pertenezca al Grupo Volcánico Superior de edad Oligoceno-Mioceno (McDowell and Clabaugh, 1979). La posición estratigráfica de esta roca se infiere así debido a que se encuentra descansando sobre las rocas del Cretácico y no están afectadas por el intrusivo, además de que no tienen relación con los productos volcánicos Plio-Pleistocénicos de la Formación Colima (Nieto, comunicación personal).

EVOLUCION TECTONICA

Para el área de estudio, este complejo patrón de sedimentación marina dentro de un sistema de arco magmático se desarrolló de la siguiente manera: El Aptiano Temprano se caracterizó por la deposición de carbonatos de ambiente marino profundo; para el Aptiano Medio la generación de carbonatos disminuyó y se incrementó la cantidad de sedimentos terrígenos derivados del arco.

Posteriormente, la circulación marina abierta fué restringida; lo cual originó una depositación de evaporitas que son lateralmente equivalentes a las rocas volcánicas andesíticas. Durante el Albiano Temprano, una transgresión terminó con la restricción de la cuenca y el área fué cubierta con una secuencia de carbonatos de plataforma. Aparentemente las áreas con actividad volcánica propiciaron el desarrollo de arrecifes; tal como sucede en los arcos oceánicos en zonas tropicales. La depositación de carbonatos de plataforma continuó hasta que un levantamiento durante el Turoniano produjo erosión y depositación de sedimentos aluviales (Smith, 1990). Durante el Cretácico-Terciario se emplazó un batolito que afectó a esta secuencia sedimentaria; en el Mioceno se depositaron los materiales riolíticos asociados a la Sierra Madre Occidental y para el Plio-Pleistoceno se produjeron lahares y sedimentos volcanogénicos derivados del Volcán de Colima que formaron parte del relleno de esta cuenca de Colima (Sloan, 1989).

Estudios tectónicos y petrológicos sugieren que a partir del Plioceno se ha desarrollado un sistema de rift situado a lo largo del graben de Colima; originado por la interacción de las placas Rivera, Cocos y Norteamericana (Luhr et al., 1985; Sloan, 1989; Smith, 1990).

Este sistema de rift de unión triple es probablemente producto de fuerzas tectónicas similares a aquellas involucradas en la formación de Baja California, por lo cual, la parte norte de dicha unión triple podría evolucionar y desarrollar un sistema de tipo transforme semejante al sistema transforme de San Andrés (Luhr et al., 1985).

Los análisis petrológicos realizados en la parte norte del graben y alrededor del Volcán de Colima muestran que la actividad volcánica de la región es de dos tipos: alcalina y calcoalcalina (Luhr et al., 1985; Allan, 1984; Allan, 1986; Nixon, 1982; Nelson and Liviries, 1986). Esta combinación de rocas volcánicas sugiere dos distintas fuentes magmáticas. Las rocas calcoalcalinas se deben a la subducción de litósfera oceánica en la Trinchera Mesoamericana; mientras que las rocas alcalinas se producen debido al fenómeno de rift en la litósfera continental (Skidmore, 1988; Verma and Nelson, 1989). Lo anterior indica que la región se encuentra en transición de un régimen de subducción a un régimen extensional (Luhr et al., 1985; Allan, 1986).

TRATAMIENTO ESTADISTICO.

Por medio de la técnica del detector externo se obtiene una fecha para cada cristal de una muestra, así que la edad de la roca será el promedio aritmético de las fechas de éstos.

Desde el punto de vista de los requerimientos del fechado, ésta es una técnica precisa y el tratamiento estadístico de los datos permite hacer determinaciones confiables (Tenorio, 1992).

Resultados.

Cálculo de "Zeta". El concepto del factor "zeta", referido en el Capítulo II, fue aceptado en 1988 por todos los laboratorios de trazas de fisión presentes en la Reunión Internacional sobre Trazas de Fisión realizada en Francia (Crowley et al., 1989).

La determinación del factor "zeta" para un mineral específico requiere de una muestra de ese mineral, cuya edad sea conocida de antemano (mineral estándar), y de un vidrio monitor estándar que indicará el flujo de neutrones ocurrido durante la irradiación.

Algunos reactores tienen un gradiente en su flujo de neutrones; es por esto que se coloca un vidrio monitor en el fondo y otro en la parte superior del contenedor donde van las muestras; ya que el flujo de neutrones recibido por las muestras puede ser diferente a lo largo de este contenedor.

Utilizando las densidades de trazas obtenidas en los conteos de los detectores de estos vidrios monitores se construye una gráfica de la cual se obtienen los valores de ρ_D necesarios para el cálculo de "zeta" y el cálculo de la edad de cada muestra. Esta gráfica tiene en el eje de las x la posición (medida en centímetros) que ocuparon las muestras, el mineral estándar y los vidrios monitores dentro del contenedor durante la irradiación.

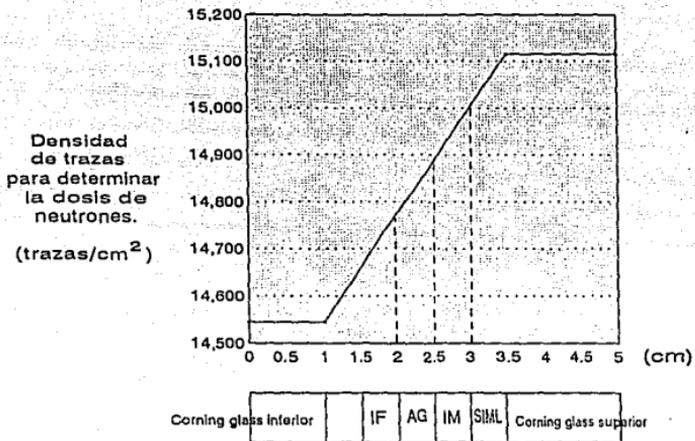
En el eje de las y se tiene la densidad de trazas de los detectores de los vidrios monitores.

Con los valores de densidad correspondientes al vidrio monitor superior e inferior (Tabla 8a) se definen dos puntos que serán los extremos de una recta, entonces, los valores de ρ_D para cada muestra puede determinarse de la gráfica según su posición entre estos monitores (Gráfica 1).

Para determinar los valores de "zeta" de las muestras IF, IM y AG se empleó la ecuación (8) (Capítulo II) y los datos de la Tabla 9a. Los resultados para cada muestra se tienen en la Tabla 9b.

Cálculo de la Edad y Error. Una vez determinado el valor de "zeta" de la muestra (Tabla 9b) y conociendo su respectivo valor de ρ_D (Tabla 9a) así como la densidad de trazas espontáneas e inducidas para cada uno de sus cristales (Tablas 8b y c) es posible calcular la edad para cada uno de ellos sustituyendo estos valores en la ecuación (7) (Capítulo II), sabiendo que:

$$\lambda_D = 1.551 \times 10^{19} \text{ años}^{-1}$$
$$g = 2$$



GRAFICA 1. Valores de ρ_D para las muestras según su posición durante la irradiación. Cada una tiene un valor que se emplea para calcular el factor ZETA y su EDAD respectivas.

Muestra SIML (mineral estándar).

CRISTAL	$(\rho_D/\rho_I)_{STD}$	CRISTAL	$(\rho_D/\rho_I)_{STD}$
1	1.193549	7	3.909092
2	0.851852	8	2.062500
3	2.299999	9	2.608696
4	1.958333	10	2.214286
5	2.200000	11	1.827527
6	1.750000	12	4.000000

Edad del estándar (T_{STD}) : 30 millones de años (apatita de Cerro de Mercado, Durango).

$(\rho_D/\rho_I)_{STD}$ promedio : 2.239653

λ_D : 1.551×10^{-10} años⁻¹

g : 2 (para la técnica del detector externo).

ρ_D para la muestra IF: 14 775 trazas/cm². *

ρ_D para la muestra AG: 14 890 trazas/cm². *

ρ_D para la muestra IM: 15 000 trazas/cm². *

* Valores tomados de la GRAFICA 1.

TABLA 9a. Datos empleados en el cálculo del factor ZETA.

MUESTRA	VALOR DE ZETA
IF	1 774.6
AG	1 760.9
IM	1 748.0

TABLA 9b. Valores del factor ZETA calculados para las muestras.

Los resultados del cálculo de la edad se muestran en las Tablas 10, 11 y 12, en éstas aparece también el error asociado, el cual se calculó con la ecuación (9) (Capítulo II).

Análisis estadístico.

Idealmente, todas las edades de los cristales de una muestra obtenidas por medio de la técnica del detector externo deben formar parte de una distribución de Poisson (Crowley et al., 1989).

En 1981 Galbraith sugirió el uso de la prueba chi cuadrada para determinar si los datos de las edades se comportan de acuerdo con esta distribución. En ese mismo año Green desarrolla las ecuaciones necesarias para calcular el valor de chi cuadrada a partir del conteo de las trazas.

Otra manera de analizar los datos es mediante el uso de una gráfica de distribución de probabilidad (Zeitler et al., 1982, 1988; Hurford et al., 1984; Kowallis et al., 1986; Cerveny et al., 1988). Para esta gráfica la curva de probabilidad de una muestra se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$(P) = \sum_{i=1}^n \frac{e^{-\left[\frac{(A-A_i)^2}{2S_i^2}\right]}}{\sqrt{2\pi S_i^2}}$$

donde

A : edad promedio de la muestra;

A_i : edad del cristal i;

S_i : error asociado a la edad del cristal i.

Muestra AG.

CRISTAL	TRAZAS ESPONTANEAS CONTADAS	TRAZAS INDUCIDAS CONTADAS	AREA ($\times 10^{-6} \text{cm}^2$)	EDAD Y ERROR (millones de años)
1	45	56	14.1	10.5 ± 2.1
2	34	27	7.66	16.5 ± 4.3
3	13	14	4.22	12.2 ± 4.7
4	15	10	3.28	19.6 ± 8.0
5	25	25	7.97	13.1 ± 3.7
6	54	42	12.5	16.8 ± 3.5
7	9	10	4.53	11.8 ± 5.4
8	60	59	13.9	13.3 ± 2.5
9	27	25	8.75	14.1 ± 3.9
TOTAL	282	268	76.9	13.8 ± 2.4

EDAD PROMEDIO Y ERROR: 14.2 ± 2.5 Millones de Años.

TABLA 10. Resultados del cálculo de la EDAD para la Muestra AG.

Muestra IM.

CRISTAL	TRAZAS ESPONTANEAS CONTADAS	TRAZAS INDUCIDAS CONTADAS	AREA (x10 ⁴ cm ²)	EDAD Y ERROR (millones de años)
1	27	33	11.6	10.7 ± 2.8
2	26	24	10.6	14.2 ± 4.0
3	18	29	11.1	8.1 ± 2.4
4	26	36	12.5	9.5 ± 2.4
5	31	25	9.69	16.2 ± 4.4
6	18	26	10.9	9.1 ± 2.8
7	31	42	13.4	9.7 ± 2.3
8	27	40	13.1	8.8 ± 2.2
9	37	37	15.6	13.1 ± 3.1
10	38	48	15.6	10.4 ± 2.3
11	37	39	11.3	12.4 ± 2.9
TOTAL	316	379	135.5	10.9 ± 1.7

EDAD PROMEDIO Y ERROR: 11.1 ± 1.7 Millones de Años.

TABLA 11. Resultados del cálculo de la EDAD para la Muestra IM.

Muestra IF.

CRISTAL	TRAZAS ESPONTANEAS CONTADAS	TRAZAS INDUCIDAS CONTADAS	AREA (x10⁴cm²)	EDAD Y ERROR (millones de años)
1	17	14	3.75	15.9 ± 5.7
2	62	61	15.0	13.3 ± 2.4
3	47	45	12.8	13.7 ± 2.9
4	56	45	12.3	16.3 ± 3.3
5	44	31	9.06	18.6 ± 4.4
6	33	39	10.5	11.1 ± 2.6
7	32	26	7.03	16.1 ± 4.3
8	40	33	8.91	15.9 ± 3.7
9	43	48	10.5	17.7 ± 2.5
10	58	40	11.3	19.0 ± 3.9
TOTAL	432	382	101.1	14.8 ± 2.1

EDAD PROMEDIO Y ERROR: 15.2 ± 2.2 Millones de Años.

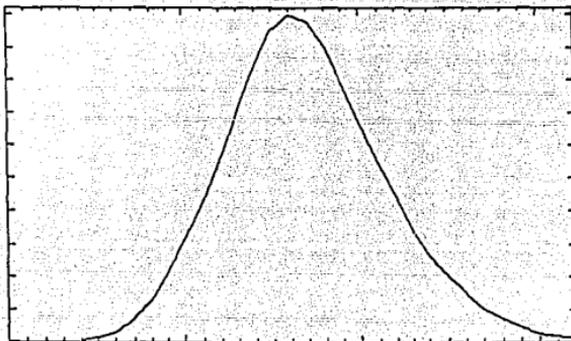
TABLA 12. Resultados del cálculo de la EDAD para la Muestra IF.

La Gráfica 2 ilustra una distribución de probabilidad ideal para una muestra que pasa la prueba chi cuadrada (Crowley et al., 1989).

Las Gráficas 3, 4 y 5 muestran las curvas de distribución de probabilidad calculadas para las muestras IM, IF y AG. Al comparar éstas con la curva ideal de la Gráfica 2 (línea punteada) se nota una cierta tendencia de aproximación a la distribución de Poisson; lo cual indica que las edades obtenidas para cada una de las muestras son estadísticamente confiables.

Debe aclararse que entre mayor sea el número de cristales fechados para una muestra, la aproximación a la distribución ideal de Poisson será también mayor.

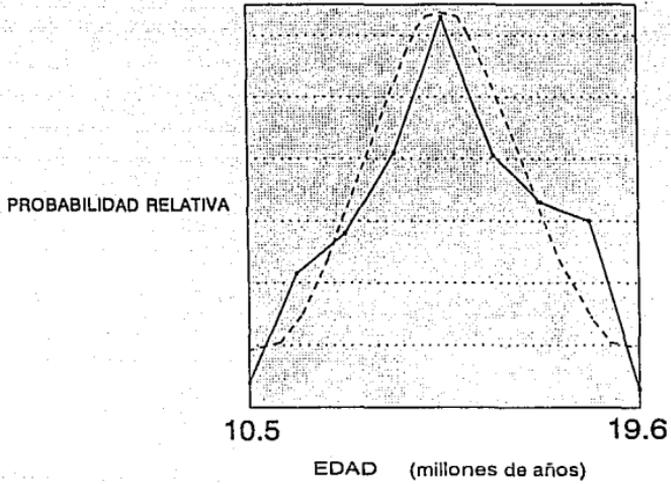
PROBABILIDAD
RELATIVA



EDAD

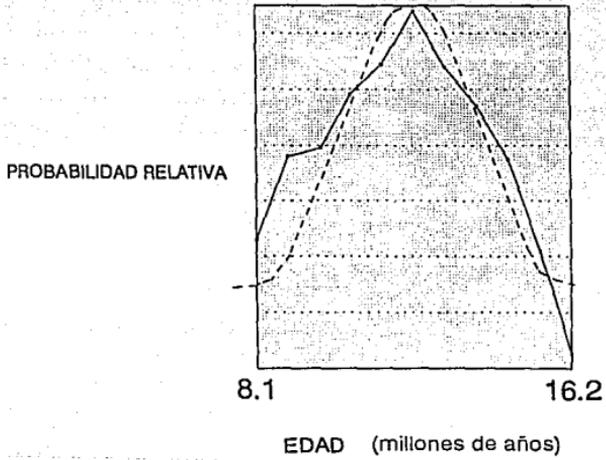
GRAFICA 2. Curva de distribución de probabilidad ideal para una muestra que pasa la prueba chi cuadrada (Tomado de Crowley et al., 1989).

Muestra AG

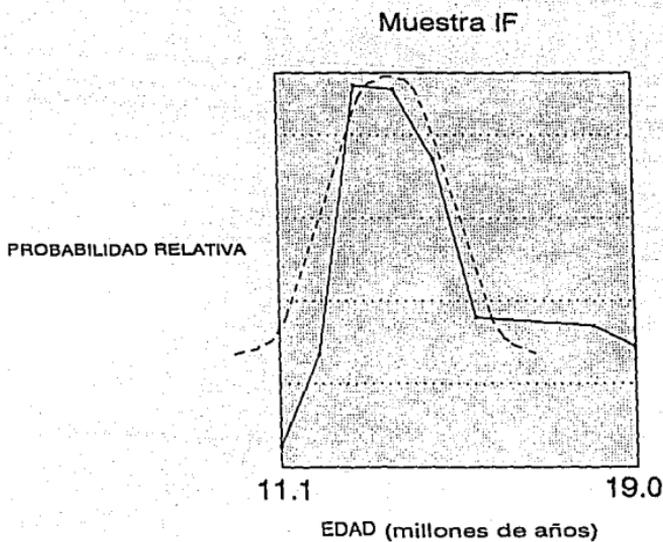


GRAFICA 3. Distribución de probabilidad para la muestra AG.

Muestra IM



GRAFICA 4. Distribución de probabilidad para la muestra IM.



GRAFICA 5. Distribución de probabilidad para la muestra IF.

VI

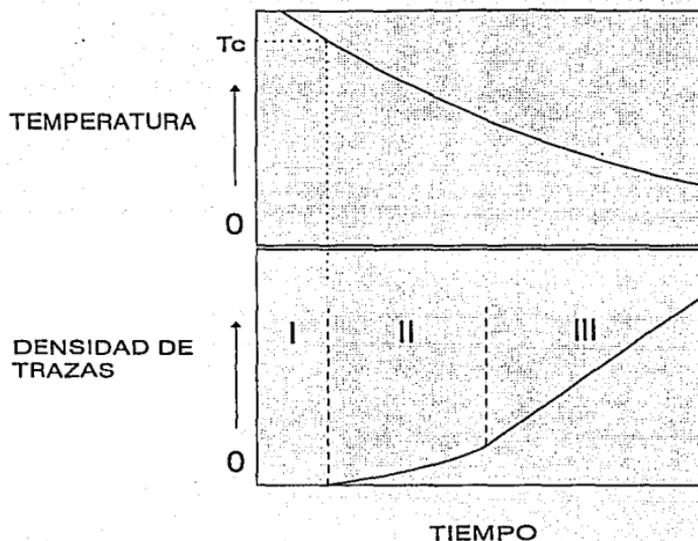
INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

Al igual que en los otros métodos radiométricos, la edad define el momento en el cual un sistema radiactivo se cierra; en este caso, cuando las trazas de fisión son estables (Wagner y Reimer, 1972).

Considérese un mineral perteneciente a una roca que se enfría a partir de temperaturas altas. Las trazas de fisión en el mineral son producidas a una tasa controlada por la constante de decaimiento por fisión espontánea y por la concentración de uranio; y se borrarán en una proporción que es influida por la temperatura de cierre. Esta temperatura se define como aquella a la cual se comienzan a preservar las trazas de fisión en un mineral. La temperatura de cierre para las apatitas es de aproximadamente 550°C (Naeser, 1976).

Durante las etapas iniciales de enfriamiento, por arriba de la temperatura de cierre, no hay acumulación de trazas en el mineral pues éstas son borradas al momento de formarse (Zona de borrado total) (Gráfica 6). Con el descenso de la temperatura las trazas comienzan a preservarse porque la cantidad de trazas producidas puede eventualmente exceder la cantidad de trazas borradas (Zona de estabilidad parcial). El número de trazas borradas continúa decreciendo conforme la temperatura disminuye hasta que finalmente, a temperaturas bajas, todas las trazas producidas en el mineral se preservan (Zona de preservación total).

El total de trazas en el mineral estará formado por trazas acortadas o parcialmente borradas producidas durante el enfriamiento así como por trazas completas producidas a temperaturas más bajas (Crowley et al., 1989).



- I. ZONA DE BORRADO TOTAL
- II. ZONA DE ESTABILIDAD PARCIAL
- III. ZONA DE PRESERVACION TOTAL

T_c : TEMPERATURA DE CIERRE

GRAFICA 6. Acumulación de trazas de fisión en función de la temperatura.

(Tomado de Crowley et al., 1989).

Mediante estudios realizados acerca del borrado de trazas de fisión en apatitas (Green and Durrani, 1977; Haack, 1977; Naeser, 1979; Naeser and Faul, 1969; Naeser and Fleischer, 1975) se ha determinado que aproximadamente a los 70°C el 100% de las trazas son estables (Zona de preservación total).

Debido a esta estabilidad a una temperatura bastante baja, las edades de apatitas obtenidas por el método de trazas de fisión se interpretan como "edades de enfriamiento" de la roca (Wagner y Reimer, 1971).

Es importante aclarar que las fechas obtenidas por el método de trazas de fisión pueden ser diferentes de las edades de formación de los minerales ("edades de enfriamiento"), ya que puede haber casos en los cuales las rocas en estudio hayan sufrido perturbaciones térmicas que eleven su temperatura por arriba de la temperatura de cierre para las apatitas o por arriba de la temperatura correspondiente a la zona de preservación total para las mismas, provocando respectivamente el borrado total o parcial de las trazas antes existentes; iniciándose nuevamente, con el subsecuente descenso de la temperatura, el proceso de preservación de las trazas producidas por la fisión espontánea del ^{238}U , por lo que las edades obtenidas serían "edades aparentes de enfriamiento".

Las fechas obtenidas en este trabajo indican que unidades litológicas de diferente edad de cristalización (i.e. intrusivos del Terciario Inferior y rocas volcánicas ácidas del Oligoceno-Mioceno pertenecientes a la Sierra Madre Occidental), muestran edades de trazas de fisión en apatitas muy similares (13 m.a. en promedio).

En base a las propiedades de conservación y estabilidad de trazas en apatitas ya mencionadas, y a las relaciones geológicas existentes entre las rocas del área, se puede establecer que en la historia térmica de la región ocurrió un evento de calentamiento cuya etapa final de enfriamiento ocurrió en el intervalo entre 11 y 15 m.a. antes del presente.

La edad obtenida para la muestra AG (14.2 ± 2.5 m.a.) corresponde más o menos al Mioceno Superior. Como ya se mencionó, esta muestra proviene de una roca extrusiva a la cual, basándose en relaciones estratigráficas de campo, se le ha asignado una edad Miocénica. Para las muestras de roca intrusiva IM (11.1 ± 1.7 m.a.) e IF (15.2 ± 2.2 m.a.) las edades obtenidas corresponden a un intervalo de tiempo comprendido entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior; no obstante, por evidencias estratigráficas de campo se sabe que pertenecen al Terciario Inferior.

Dos probables hipótesis que podrían explicar estos resultados obtenidos son:

A) La edad de la roca extrusiva (muestra AG) es una "edad de enfriamiento", y el evento volcánico que la originó afectó térmicamente a las rocas intrusivas (muestras IM e IF), cuyas edades obtenidas se interpretarían como "edades aparentes de enfriamiento".

B) Un evento de recalentamiento, aún posterior a la cristalización de la roca extrusiva (muestra AG) afectó a ésta al igual que a las rocas intrusivas (muestras IM e IF), verificándose el subsecuente enfriamiento en un intervalo de tiempo entre 15 y 11 m.a. antes del presente, por lo cual, las tres edades obtenidas serían interpretadas como "edades aparentes de enfriamiento". En este caso, la probable causa de las edades aparentes podría ser el desarrollo volcánico en el llamado Graben de Colima.

No es posible descartar ninguna de estas hipótesis anteriores pues no se dispone de datos geológicos suficientes que pudieran dar alguna información para tal efecto ya que el análisis geológico del área no era objetivo primordial de este trabajo.

VII

CONCLUSIONES.

Las edades obtenidas se analizaron estadísticamente de la misma manera en que lo hacen la mayoría de los laboratorios de trazas de fisión en el mundo; los resultados de tal análisis revelan que las edades obtenidas son confiables.

La técnica del detector externo es la más apropiada para fechar apatitas porque:

- Se obtiene una edad para cada cristal;
- Pueden fecharse un mínimo de seis cristales para determinar la edad de una roca;
- El análisis estadístico de las edades obtenidas por medio de esta técnica determina su confiabilidad;
- Por lo general, la distribución de uranio en las apatitas no es regularmente constante y por ello cada cristal tiene un contenido de uranio que varía con respecto a otro.

Las edades obtenidas para las muestras son:

AG: 14.2 ± 2.5 m.a.;

IM: 11.1 ± 1.7 m.a.;

IF: 15.2 ± 2.2 m.a.;

las cuales corresponden a un periodo de tiempo comprendido entre el Mioceno Medio y Mioceno Superior.

Siendo de carácter extrusivo la primera e intrusivo las dos últimas y sabiendo que pertenecen a unidades litológicas de edad diferente (Mioceno y Terciario Inferior respectivamente), la semejanza entre sus edades puede ser interpretada de dos maneras:

A) La edad obtenida para la roca extrusiva (AG) es una "edad de enfriamiento", y el evento volcánico que la originó afectó térmicamente a los intrusivos (IM e IF), para los cuales, las edades obtenidas serían "edades aparentes de enfriamiento"; B) Un recalentamiento, incluso posterior a la cristalización de la roca extrusiva (AG) afectó a ésta y también a las rocas intrusivas (IM e IF), por lo que las edades obtenidas para las tres muestras serían "edades aparentes de enfriamiento", producidas probablemente por el desarrollo volcánico del Graben de Colima.

RECOMENDACIONES.

Debido a que la etapa de separación mineral por medio de líquidos pesados se efectuó empleando un lapso de tiempo muy grande en comparación con las demás, es recomendable desarrollar algunas otras alternativas o mejoras para optimizar esta etapa y hacerla más breve. Para esta separación mineral se puede utilizar el Tungstato de Sodio, el cual si bien es un poco más costoso, tiene la gran ventaja de no ser tóxico a diferencia del Bromoformo, del Diyodometano y del Tetrabromoetano.

Para lograr ubicar con un considerable menor esfuerzo la imagen de un determinado cristal en el detector externo y para agilizar el conteo de las trazas, se puede emplear (tal como se hace actualmente en Australia y en E.U.) un sistema computarizado de platina de microscopio. Esto es muy recomendable si se dispone de los medios necesarios para hacerse de este aparato; si no es posible contar con él, se puede hacer la ubicación de cristales e imágenes por medio de un sistema de coordenadas basadas en puntos de referencia determinados; que es como se procedió en este trabajo. No obstante, cualquier laboratorio de trazas de fisión debiera contar con un mecanismo de este tipo; con el cual se logra ahorrar tiempo y esfuerzo a la hora de efectuar los conteos de trazas.

Fechar el mayor número posible de cristales; de esta manera disminuirá el error asociado a la edad y se obtendrá, mediante el análisis estadístico de los resultados, una mayor aproximación a la teóricamente ideal curva de distribución de probabilidad. Todo esto redundará en un aumento de la confiabilidad de las edades obtenidas.

BIBLIOGRAFIA.

Alencaster G. y Pantoja A.J., 1986. Coalcomana Ramosa (Boehm) (Bivalvia hippuritacea) Del Albiano Temprano Del Cerro De Tuxpan, Jalisco. Bol. Soc. Geol. Mex. T. 47, No. 1.

Allan J.F., 1984. Geological Studies In The Colima Graben, SW Mexico. Ph. D. Dissertation, Univ. Of California, Berkely (unpublished).

Allan J.F., 1986. Geology Of The Northern Colima And Zacoalco Grabens, Southwest Mexico: Late Cenozoic Rifting In The Mexican Volcanic Belt. Geol. Soc. Of Amer. Bull., V. 97.

Arcos H.J.L., 1992. Fechamiento De Vidrios Volcánicos Por El Método De Trazas De Fisión. Tesis Prof. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Balcázar G.M. and Pineda H., 1981. Versatile Irradiation Chamber To Perform Experiments With SSNTDs. 11th International Conference In Solid State Nuclear Track Detectors. Bristol, U.K.

Buitrón B.E., 1986. Gasterópodos Del Cretácico (Aptiano Tardío-Albiano Temprano) Del Cerro De Tuxpan, Jalisco. Bol. Soc. Geol. Mex. T. 47, No. 1.

Buitrón B.E., Pantoja A.J. y Alencaster G., 1978. Secuencia Estratigráfica Del Cretácico Inferior Del Cerro de Tuxpan, Jalisco. Bol. Soc. Geol. Mex. IV Convención Geol. Nal. V. 39, No. 1.

Cerveny P.F., Naeser N.D., Zeitler P.K., Naeser C.W. and Johnson N.M., 1988. History Of Uplift And Relief Of The Himalaya During The Past 18 Million Years: Evidence From Fission Track Ages Of Detrital Zircons From Sandstones Of The Siwalik Group. In Kleinspehn K.L. And Paola C. Eds., New Perspectives In Basin Analysis: New York, Springer-Verlag.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Corbin C.K., 1991. A Potential Field Study In The Southern Portion Of The Colima Trend, Colima, Mexico. Master's Thesis, Univ. Of New Orleans, LA.

Crowley K.D., 1985. Thermal Significance Of Fission Track Length Distributions. Nuclear Tracks, V. 10.

Crowley K.D., Naeser C.W. and Naeser N.D., 1989. Fission Track Analysis: Theory And Applications. A Short Course Presented At The Geol. Soc. Of America Annual Meeting, St. Louis Missouri.

Damon P.E., Shafiqullah M. and Clark K.F., 1981. Age Trends Of Igneous Activity In Relation To Metallogenesis In The Southern Cordillera. Arizona Geol. Soc. Digest, Vol. 14.

Durrani S.A. and Bull R.K., 1987. Solid State Nuclear Track Detection. Pergamon Press.

Faure G., 1986. Principles Of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York.

Fleischer R.L., Price P.B. and Walker R.M., 1965. Solid State Track Detectors: Applications To Nuclear Science And Geophysics. Ann. Rev. Nuc. Sci. 15.

Fleischer R.L., Price P.B. and Walker R.M., 1975. Nuclear Tracks In Solids. University Of California Press.

Galbraith R.F., 1981. On Statistical Models For Fission Track Counts. Journal Of Mathematical Geology, V. 13.

Galbraith R.F. and Laslett G.M., 1985. Some Remarks Of Statistical Estimation In Fission Track Dating. Nuclear Tracks, V. 10.

Gastil R.G. and Jensky W.A., 1973. Evidence For Strike-Slip Displacement Beneath The Trans-Mexican Volcanic Belt. Stanford Univ. Publications In The Geological Sciences, Vol. 13.

Gastil R.G., Krummenacher D. and Jency W.A., 1978. Reconnaissance Geology Of West-Central Nayarit, Mexico. GSA Bulletin, Vol. 90.

Gleadow A.J.W., 1981. Fission Track Dating Methods: What Are The Real Alternatives?. Nuclear Tracks, V. 5, No. 1-2.

Gleadow A.J.W. and Lovering J.F., 1977. Geometry Factor For External Detectors In Fission Track Dating. Nuclear Track Detection, V. 7.

Green P.F., 1981. A New Look At Statistics In Fission Track Dating. Nuclear Tracks, V. 5, No. 1-2.

Green P.F. and Durrani S.A., 1977. Annealing Studies Of Tracks In Crystals. Nuclear Track Detection, 1.

Green P.F. and Durrani S.A., 1978. A Quantitative Assessment Of Geometry Factors For Use In Fission Track Studies. Nucl. Track Detect., 2.

Guerrero C.A., 1984. Estudio Geológico Del Cuadrángulo De Colima, Colima. Tesis Prof. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Haack U., 1977. The Closing Temperature For Fission Track Retention In Minerals. Amer. J. Sci., 277.

Hurford A.J., Fitch F.J. and Clarke A., 1984. Resolution Of The Age Structure Of The Detrital Zircon Populations Of Two Lower Cretaceous Sandstones From The Weald Of England By Fission Track Dating. Geological Magazine, V. 121, No. 4.

Hurford A.J. and Green P.F., 1983. The Zeta Age Calibration Of Fission Track Dating. Isotope Geosciences, 1.

Hutchison C.S., 1974. Laboratory Handbook Of Petrographic Techniques, Cap. 5. Mineral Separation. John Wiley & Sons.

Kamp P.J.J. and Green P.F., 1990. Thermal And Tectonic History Of Selected Taranaki Basin (New Zealand) Wells Assessed By Apatite Fission Track Analysis. The American Association Of Petroleum Geologists Bull. V. 74, No. 9.

Kowallis B.J., Heaton J.S. and Bringhurst K., 1986. Fission Track Dating Of Volcanically Derived Sedimentary Rocks. Geology, V. 14.

Lanuza C.J. y Colín T.O., 1987. Avance En La Exploración De Fierro En Peña Colorada. XVII Conv. Nal. AIMMGM, Memoria Trabajos Técnicos, Tomo 1: Geología.

Luhr J.F. y Carmichael I.S.E., 1980. The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part I. Post Caldera Andesites From Volcan Colima. Contrib. Mineral. and Petrol., V. 71.

Luhr J.F., Nelson S.A., Allan J.F. and Carmichael I.S.E., 1985. Active Rifting In Southwest Mexico: Manifestations Of An Incipient Eastward Spreading Ridge Jump. Geology, Vol. 13, No. 1.

McDougall J.D., 1976. Fission Track Dating. Scientific American, Vol. 235.

McDowell F.W. and Clabaugh S.E., 1979. Ignimbrites Of The Sierra Madre Occidental And Their Relation To The Tectonic History Of Western Mexico. In Ash-Flow Tuffs. Geol. Soc. of America, Special Paper 180.

McGee V.E. and Johnson N., 1979. Statistical Treatment Of Experimental Errors In The Fission Track Dating Method. Math. Geol., 11.

Michoud F., Barrier E., Geysant J.R. and Bourgois J., 1987. Una Serie De Plataforma Mesozoica (Titoniano-Cretácico Superior) En El Estado De Colima, Oeste De México. Actas Fac. Ciencias de la Tierra. UANL, Linares, No. 2.

Michoud F., Bourgois J., Barrier E. and Fourcade E., 1989. La Serie Cretacee De Tecoman (Eiat De Colima): Consequences Sur Les Rapports Structuraux Entre Zones Internes Et Zones Externes De L'edifice Montagneux Mexicain. C.R. Acad. Sci. Paris, T. 309, Series II.

Morán Z.D.J., 1984. Geología De La República Mexicana. I.N.E.G.I - U.N.A.M.

Naeser C.W., 1967. The Use Of Apatite And Spinel For Fission Track Age Determinations. Geol. Soc. Of Amer. Bulletin, V. 78.

Naeser C.W., 1976. Fission Track Dating. Open File Report 76-190, U.S. Geological Survey.

Naeser C.W., 1979. Fission Track Dating And Geologic Annealing Of Fission Tracks. In: E. Jäger and Hunziker J.C., Lectures In Isotope Geology. Springer-Verlag, Berlin.

Naeser C.W. and Faul H., 1969. Fission Track Annealing In Apatite And Spinel. J. Geophys. Res., V. 74.

Naeser C.W. and Fleischer R.L., 1975. Age Of The Apatite At Cerro De Mercado: A Problem For Fission Track Annealing Corrections. Geophysical Research Letters, V. 2, No. 2.

Naeser C.W., Izett G.A. and Obradovich J.D., 1980. Fission Track And K-Ar Ages Of Natural Glasses. U.S. Geological Survey Bulletin, 1489.

Naeser C.W. and McKee E.H., 1970. Fission Track And K-Ar Ages Of Tertiary Ash-Flow Tuffs, North-Central Nevada. Geol. Soc. Of Amer. Bulletin, V. 81.

Naeser C.W. and Naeser N.D., 1988. Fission Track Dating Of Quaternary Events. Geol. Soc. Of Amer., Special Paper 227.

Naeser N.D., Naeser C.W. and McCulloh T.H., 1989. Thermal History Of Sedimentary Basins. Springer-Verlag, New York.

Naeser C.W., Zimmermann R.A. and Cebula G.T., 1981. Fission Track Dating Of Apatite And Zircon: An Interlaboratory Comparison. Nuclear Tracks, V. 5, No. 1-2.

Nelson S.A. and Livin's R.A., 1986. Contemporaneous Calc-Alkaline And Alkaline Volcanism At Sangangüey Volcano, Nayarit, Mexico. GSA Bulletin, Vol. 97.

Nieto O.J., 1992. Aplicaciones Del Fechado Por Huellas De Fisión A Las Historias Térmicas De Cuencas Petroleras. Convenio Específico PEMEX-UNAM. Informe Final.

Nieto O.J. y Balcázar G.M., 1991. Historias Térmicas De Cuencas Petroleras Utilizando Fechamientos De Huellas De Fisión. Inédito.

Nixon G.T., 1982. The Relationship Between Quaternary Volcanism In Central Mexico And The Seismicity And Structure Of Subducted Ocean Lithosphere. GSA Bulletin, Vopl. 93.

Olivos R.F., 1992. Magnetismo De Rocas y Mineragrafia En El Yacimiento De Fierro "Peña Colorada", Estado De Colima. Tesis Prof. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Pantoja A.J. y Estrada B.S., 1986. Estratigrafía De Los Alrededores De La Mina De Fierro De El Encino, Jalisco. Bol. Soc. Geol. Mex., T. 47.

Pineda R.A., López M.H. y Peña B.A., 1969. Estudio Geológico-Magnetométrico De Los Yacimientos Ferríferos De Peña Colorada, Municipio De Minatitlán, Colima. Bol. CRNNR No. 77.

Price P.B. and Walker R.M., 1962. Chemical Etching Of Charged Particle Tracks. J. Appl. Phys., 33.

Price P.B. and Walker R.M., 1963. Fossil Tracks Of Charged Particles In Mica And The Age Of Minerals. J. Geophys. Res., 68.

Roberts J.H., Gold R. and Armani R.J., 1968. Spontaneous Fission Decay Constant Of Uranium-238. Phys. Rev. 174.

Salazar S.M., 1983 (PEMEX). Estratigrafía y Tectónica del Area Manzanillo-Colima-Las Encinas, En El Estado De Colima. AIMMGM, XV Conv. Nal. Excursiones, No. 1 (Internal Report).

Schaaf P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen An Granitoiden Gesteinen Eines Aktiven Kontinentalrandes. Alter Und Herkunft Der Tiefengesteinenskomplexe An Der Pazifikküste Mexikos Zwischen Puerto Vallarta Und Acapulco. Inaugural-Dissertation Zur Erlangung Des Doktorgrades der Fakultät Fur Geowissenschaften Der Ludwig-Maximilians Universität, München, 202 pp.

Silk E.C.H. and Barnes R.S., 1959. Examination Of Fission Fragment Tracks With An Electron Microscope. Phil. Mag. 4.

Skidmore C.M., 1988. A Geophysical And Tectonic Study Of The Colima Graben, Mexico. Master's Thesis, Univ. Of New Orleans, LA.

Sloan R.F., 1989. A Geologic And Tectonic Study Of The Southern Colima Graben, Colima, Mexico. Master's Thesis, Univ. Of New Orleans, LA.

Smith S.A., 1990. A Geologic Reconnaissance Study Of A Middle Cretaceous Marine Volcanic Arc: The Stratigraphic Evolution And Subsequent Strike-Slip Fragmentation Of The Colima Basin. Master's Thesis, Univ. Of New Orleans, LA.

Tenorio H.L.M., 1992. Fechamiento De Zircones Por El Método De Trazas De Fisión. Tesis Prof. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Valero R.A. y Treviño M.A., 1990. Fechamiento De La Apatita Del Cerro De Mercado Y Calibración Del Método De Huellas De Fisión. Tesis Prof. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Verma S.P. and Nelson S.A., 1989. Isotopic And Trace Element Constraints On The Origin And Evolution Of Alkaline And Calc-Alkaline Magmas In The Northwestern Volcanic Belt. J. Geoph. Res., Vol. 94, No. B4.

Wagner G.A., 1968. Fission Track Dating Of Apatites. Earth And Planetary Science Letters, V, 4.

Wagner G.A., 1981. Fission Track Ages And Their Geological Interpretation. Nuclear Tracks, V. 5, No. 1-2.

Wagner G.A. and Reimer G.M., 1972. Fission Track Tectonics: The Tectonic Interpretation Of Fission Track Apatite Ages. *Earth And Planetary Science Letters*, V. 14.

Wedepohl K.H., 1969. *Handbook Of Geochemistry*. Ed. Berlin, Heidelberg, 2 V.

Young K., 1984. Biogeography And Stratigraphy Of Selected Middle Cretaceous Rudists Of Southwestern North America. 3rd Congress Of Latin American Paleontologists, Oaxtepec, México.

Zeitler P.K., Johnson N.M., Briggs N.D. and Naeser C.W., 1982. Uplift History Of The NW Himalaya As Recorded By Fission Track Ages On Detrital Siwalik Zircons (Abstract). Program, Symposium Mesozoic And Cenozoic Geology (60th Anniversary Meeting, Geological Society China), Bedaïke, China.

Zeitler P.K., Johnson N.M., Briggs N.D. and Naeser C.W., 1988. Uplift History Of The NW Himalaya As Recorded By Fission Track Ages On Detrital Siwalik Zircons. Jiqing, Huang Ed., Proceedings Of The Symposium On Mesozoic And Cenozoic Geology, China, Geological Publishing House, Beijing.

Zimmerman J.L., Stussi J.M., Gonzalez P.E. and Arnold M., 1988. K/Ar Evidence For Age And Compositional Zoning In The Puerto Vallarta-Río Santiago Batholith (Jalisco, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3.