

B
Leyem



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**ANALISIS DE TRAZAS DE FISION EN APATITAS
DE CUENCAS SEDIMENTARIAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

DAYCI MONTERO PUERTA

FALLA DE ORIGEN



MEXICO, D. F.

1995

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

**A mi madre Natalia
ejemplo de lucha y fortaleza**

A mi padre Lorenzo

A mis hermanos:

Lorenzo

Shirley

Lastenia

Natalia

William

Porque siempre creyeron en mi

**A Maria Fernanda y Hugo
Con todo mi amor**



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

SRITA. DAYCI MONTERO PUERTA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Jorge Nieto Obregón, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ANALISIS DE TRAZAS DE FISION EN APATITAS DE CUENCAS
SEDIMENTARIAS**

- I INTRODUCCION**
- II MARCO GEOLOGICO**
- III EL METODO DE FECHAMIENTO DE TRAZAS DE FISION**
- IV MADURACION DE LA MATERIA ORGANICA**
- V METODOLOGIA E INSTRUMENTACION**
- VI TRATAMIENTO ESTADISTICO**
- VII INTERPRETACION DE RESULTADOS**
- VIII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Ruego a usted cumplir con las disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 6 de diciembre de 1994
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS'EGLM'tjh.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Ing. Jorge Nieto Obregón la dirección de esta tesis, también al Ing. Miguel Vera Ocampo, al Dr. Miguel Balcázar García, al Ing. José Luis Jiménez y al Ing. Alfredo Victoria Morales por sus comentarios y por su participación como sinodales.

De manera muy especial quiero agradecer al personal de la Línea de negocio en Diagénesis y Sedimentología del Instituto Mexicano del Petróleo por la ayuda prestada para la realización de este trabajo, en particular al Ing. Manuel Grajales Nishimura y al Dr. Esteban Cedillo Pardo.

Finalmente, mi agradecimiento al Dr. Mario A. Guzmán Vega por sus valiosos comentarios, al Sr. Juan Jose Ramírez E. técnico de la Facultad de Ingeniería por la ayuda prestada en la preparación de las muestras, a la familia Almanza Pérez por su apoyo y cariño, a mis amigas Alba y Miriam por la amistad brindada.

INDICE

RESÚMEN

	Pág.
I.- INTRODUCCIÓN	1
I.1.- Objetivos	2
I.2.- Historia del método	2
II.- EL MÉTODO DE FECHAMIENTO DE TRAZAS DE FISIÓN	3
II.1.- Huellas de fisión	3
II.2.- Teoría sobre la formación de las huellas	3
II.3.- Fisión nuclear	5
II.4.- Huellas espontáneas y sus orígenes	7
II.5.- Relación con los parámetros nucleares	7
II.5.1.- Constante de decaimiento del ^{238}U	7
II.5.2.- Fisión inducida	8
II.6.- Estructura de la huella latente	10
II.6.1.- Revelación de las huellas por el ataque químico	11
II.6.2.- Geometría del grabado	11
II.6.3.- Eficiencia de grabado y ángulo crítico	12
II.7.- Borrado de las huellas	12
II.7.1.- Causas del borrado	13
II.8.- Ecuación de la edad	15
II.8.1.- Ecuación práctica de la edad	19
III.- MADURACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA	21
III.1.- Diagnénesis	21
III.2.- Catagénesis	23
III.3.- Metagénesis	23
III.4.- Historias térmicas y el comportamiento de las trazas	24
III.4.1.- Relación entre el borrado de las trazas de fisión en apatitas e historias térmicas	25

IV.- METODOLOGIA E INSTRUMENTACIÓN	28
IV.1.- Procesado de las muestras	28
IV.1.1.- Trituración y Tamizado	28
IV.1.2.- Lavado y Secado	31
IV.1.3.- Separación magnética	31
IV.1.4.- Líquidos pesados	32
IV.2.- Preparación de las apatitas	34
IV.2.1.- Montaje	34
IV.2.2.- Pulido	35
IV.2.3.- Grabado	35
IV.2.4.- Irradiación	36
IV.2.5.- Grabado de los detectores	37
IV.2.6.- Conteo de las huellas	37
IV.3.- Método del detector externo	38
IV.4.- Método de la población	39
IV.5.- Método de la población sustracción	41
V.- MARCO GEOLÓGICO	42
V.1.- Localización del área	42
V.2.- Estratigrafía	42
V.3.- Tectónica	51
V.4.- Evolución geodinámica	58
V.4.1.- Análisis de subsidencia	55
V.4.2.- Subsidencia tectónica	60
VI.- TRATAMIENTO ESTADÍSTICO	63
VI.1.- Cálculo de los parámetros y de la edad	63
VI.2.- Análisis estadístico	66
VII.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	73
VIII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	76
VIII.1.- Conclusiones	76
VIII.1.1.- Historia térmica	77
VIII.2.- Recomendaciones	79

BIBLIOGRAFÍA

80

RESÚMEN

En este trabajo se dan a conocer fechamientos de apatitas por trazas de fisión del pozo Pecten-1. El cual se encuentra localizado en la cuenca mesozoica del Golfo de Sabinas.

La técnica del fechado por huellas de fisión, está basado en el conteo del número de daños creados en el mineral por la fisión de los átomos del ^{238}U . Estas trazas son invisibles ópticamente, excepto con un tratamiento químico, el cual aumenta su tamaño. La longitud promedio de una huella es de aproximadamente 15 μm .

El principal parámetro físico que influye en la estabilidad de las huellas es la temperatura, la cual es capaz de reducir las dimensiones de las trazas e incluso llegar a borrarlas. Cuando esto ocurre se dice que las huellas han pasado por su "temperatura de cierre". La apatita tiene una temperatura de cierre de 125-130 $^{\circ}\text{C}$, y la zona de estabilidad parcial de las trazas existe entre los 70-125 $^{\circ}\text{C}$.

La coincidencia entre el rango de temperatura en que las huellas de fisión son borradas y la temperatura de generación del petróleo es la gran ventaja del análisis de las trazas de fisión en apatitas. Los rangos de tiempo y temperatura a los cuales ocurre el borrado de las huellas, traslapa significativamente al rango observado en las mismas variables para la maduración de la materia orgánica y su transformación en hidrocarburos, conocido como la ventana del petróleo. Inicialmente el borrado de las huellas de fisión en apatitas fue una desventaja en su aplicación cronológica, después este mismo borrado hizo que la apatita resultara ser uno de los paleotermómetros más precisos.

Para la realización de este trabajo se emplearon doce muestras encontradas a profundidades entre los 1494-2319 m, de estas doce muestras sólo fue posible datar tres.

Las muestras fechadas son núcleos extraídos del pozo Pecten-1, localizado en el estado de Coahuila. Una de las muestras es una arenisca conglomerática y la otra es un intrusivo granítico, al que se le determinó una edad isotópica por K-Ar de 160 m. a.

El Golfo de Sabinas es un elemento paleogeográfico de principios del Jurásico Superior, compuesto principalmente de rocas sedimentarias (evaporitas, calizas, areniscas, etc). Tectónicamente se define como una cuenca Intra-cratónica ligada a la franja orogénica de la Sierra Madre Oriental.

Las edades obtenidas para las muestras son:

Pecten-I N. 4.1 = 23.7 ± 2.9 m. a. Encontrada entre los 1810-1815 m de profundidad.

Pecten-I N. 6 = 8.30 ± 0.358 m. a. Encontrada entre los 2316-2319 m de profundidad.

Los datos de las huellas de fisión indican que un enfriamiento estimado de 50-60 °C, el cual empezó en esta área hace aproximadamente 24 m. a. El período de enfriamiento indicado por las huellas de fisión es consistente con datos (Cuevas, 1983), que indican un generalizado levantamiento y erosión para la el Golfo de Sabinas empezado en el Paleoceno.

Mediciones de la reflectancia de la vitrinita (Van Delinder y Holgin, 1981) sugieren que las temperaturas actuales estan de 40-60 °C más frias que las paleotemperaturas máximas. Las edades de huellas de fisión de apatitas apoyan la hipótesis de paleotemperaturas más altas y sugieren que la etapa de enfriamiento empezó hace 24 m.a, durante el Mioceno y ha producido un decremento de temperatura paulatino de al menos 50 °C.

I.- INTRODUCCIÓN

El método de fechamiento por huellas de fisión, nos permite determinar edades de cualquier tipo de roca. Este método es aplicado en diferentes áreas de la geología (minera, petrolera, etc).

Naeser (1979), es el primero que sugiere que el análisis de las huellas de fisión en apatitas puede usarse en el estudio de las historias térmicas de cuencas sedimentarias.

Las huellas de fisión en apatitas se usan en el análisis de cuencas sedimentarias, porque nos proporcionan la información de la historia térmica por medio del borrado de las huellas. El borrado está en función de la temperatura y del tiempo. La temperatura es el único parámetro conocido que afecta la estabilidad de las trazas. El borrado de las huellas se produce en un rango de temperaturas entre los 70-125 °C, el cual se conoce como la zona de estabilidad parcial y que coincide con la ventana de generación de petróleo.

Se hace énfasis en el potencial del método para la determinación de la historia térmica de las rocas en relación a los movimientos tectónicos, a su sepultamiento o de otros eventos geológicos importantes, siendo esta es la aplicación más relevante del método en la geología del petróleo.

En particular, para la exploración petrolera los datos obtenidos son usados para determinar la evolución térmica de una secuencia y así poder establecer su potencial generador de petróleo y gas.

El análisis de las huellas de fisión es una herramienta importante para la reconstrucción y modelado de la historia térmica de una cuenca sedimentaria. Para aumentar la confiabilidad de los resultados se puede hacer uso de otros indicadores térmicos como son la reflectancia de la vitrinita, inclusiones fluidas.

1.1.- Objetivos.

Aplicar el método de trazas de fisión y aportar datos para evaluar la historia térmica del Golfo de Sabinas, su evolución tectónica y sus implicaciones en la generación y migración de hidrocarburos, utilizando el análisis de las huellas de fisión en apatitas.

1.2.- Historia del método

Las huellas de fisión fueron observadas por primera vez en una mica por Silk y Barnes, en 1959, con la ayuda de un microscopio electrónico de transmisión de 50 000 aumentos.

En 1963, en los laboratorios de investigaciones de la General Electric, Price y Walker con el fin de calcular edades, desarrollaron un nuevo método para el fechamiento de materiales geológicos basado en el decaimiento espontáneo por fisión del isótopo ^{238}U ; comparado con los métodos de fechamiento existentes, el nuevo método es diferente, ya que no implica la medición de la abundancia isotópica por medio de la espectrometría de masa.

En 1964, Fleischer y Price dataron las primeras Tectitas teniendo edades concordantes con las reportadas por K-Ar.

En México desde 1990 (Valero y Treviño, 1990; Arcos, 1992; Tenorio, 1992; Hernández, 1993) se han obtenido fechamientos por este método en apatitas, zircones y vidrio, bajo el auspicio de la Facultad de Ingeniería.

La Universidad de Melbourne (Australia), ha desarrollado una tecnología de punta para el fechamiento por huellas de fisión y sus implicaciones geológicas-económicas.

II.-EL MÉTODO DE FECHAMIENTO DE TRAZAS DE FISIÓN

II.1.- Huellas de fisión

Cuando una partícula cargada (como un fragmento de fisión i. e. fragmento de núcleo fisionado) pasa a través de un sólido aislante, crea un rastro de daño a lo largo de su trayectoria. Este daño persiste en el sólido aún después de que la partícula se encuentra en reposo. Esto es llamado huella o traza nuclear.

II.2.- Teoría sobre la formación de las huellas

Comúnmente, el término Spike es usado para describir el intenso y corto evento que tiene lugar cuando una partícula cargada atraviesa a un sólido. Numerosos mecanismos han sido propuesto para conocer la principal causa de la fisión nuclear.

De acuerdo con esta teoría, la formación de huellas puede estar dividido en tres pasos:

- 1.- La partícula cargada produce una ionización por la interacción electrostática y crea una serie de iones positivos (quita electrones) en la red cristalina del sólido.
- 2.- Los iones adyacentes se repulsan el uno al otro en el intersticio de su posición y en algún tiempo una serie de vacantes son formadas. Y finalmente
- 3.- La presión local que sufre el arreglo es diseminada por relajación elástica, el último paso que permite aparecer la huella, las cuales pueden ser observadas con un microscopio electrónico (Crowley et al., 1989). (Fig.- 2.1).

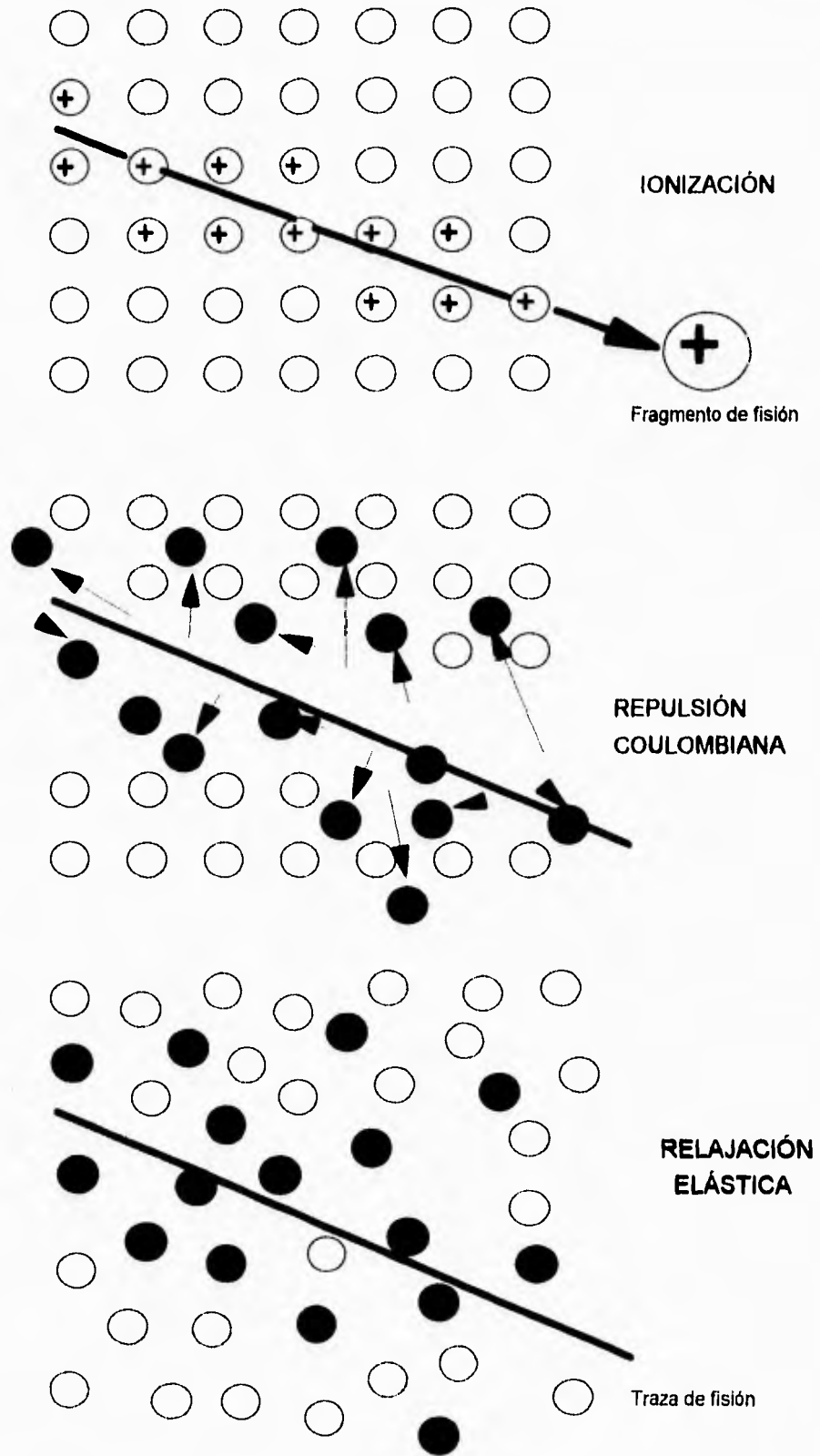


Fig.- 2.1. El modelo "ION-EXPLOSION SPIKE" para la formación de trazas (modificado por Fleischer et al., 1975).

11.3.- Fisión nuclear

La fisión nuclear es una de las formas de desintegración atómica que ocurre en isótopos inestables (radioactivos), de número atómico grande $Z > 90$, en la cual el núcleo se divide en dos o tres núcleos de masa más pequeña, esta reacción puede ser de dos formas: espontánea e inducida mediante bombardeo con neutrones, protones u otra partícula. Cada reacción de fisión va acompañada de la emisión de neutrones y liberación de una gran cantidad de energía (210 MeV). A los núcleos resultantes de la fisión se les denomina fragmentos de fisión.

Estos fragmentos de fisión viajan en direcciones opuestas a alta velocidad cargados positivamente. Durante su trayectoria reducen su velocidad hasta frenarse a energías de orden térmico para alcanzar su estabilidad. (Fig.- 2.2).

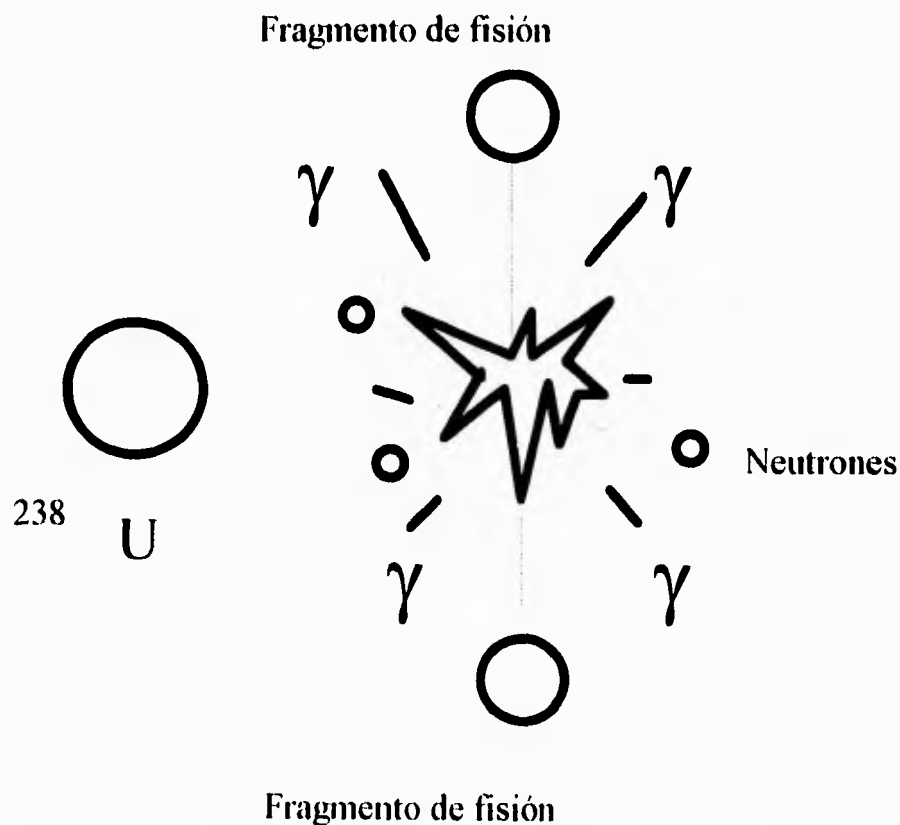


Fig.- 2.2. Fisión espontánea del ^{238}U . (Tenorio, 1992).

Un elemento estable es aquel que existe indefinidamente sin sufrir transmutación y un elemento inestable es aquel que sufre transmutación a otro emitiendo energía desde el núcleo, a este proceso se le conoce como decaimiento radioactivo. La estabilidad de un elemento depende del número de protones y neutrones presentes en el núcleo.

En la naturaleza existen diferentes formas del decaimiento radioactivo entre estos se tienen: emisión de partículas alfa, emisión de partículas beta negativas o negatrones, emisión de partícula beta positiva o positrones, emisión de rayos gamma, captura electrónica, y fisión espontánea. (Fig. - 2.3).

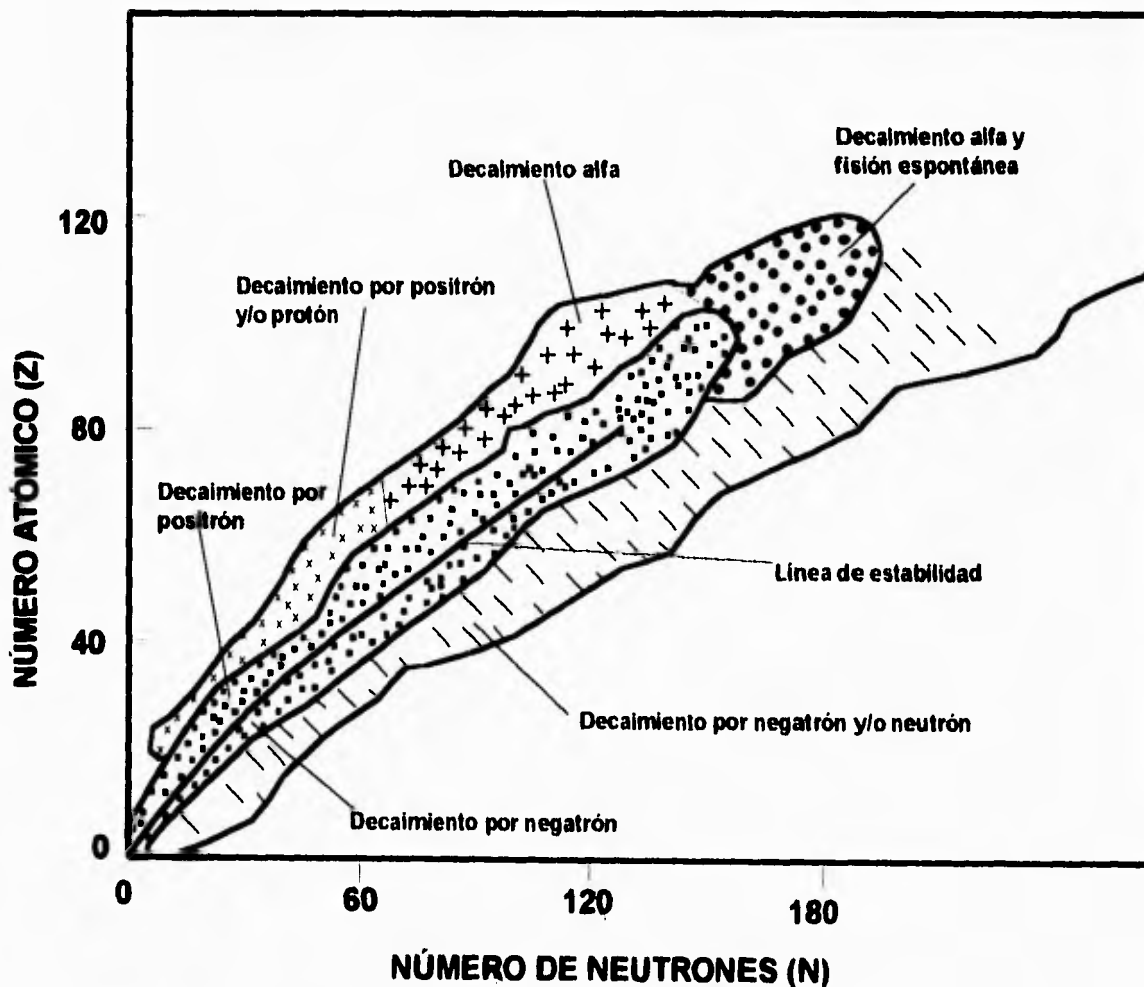


Fig. - 2.3. Formas de decaimiento radioactivo. La línea de estabilidad es aproximadamente 1:1 para números pequeños de Z y N. (Crowley, et. al, 1989).

II.4.- Huellas espontáneas y sus orígenes

La fisión espontánea siempre ocurre en elementos cuyo número atómico $Z > 90$ y una masa atómica $A > 230$, que pertenecen a la serie de los Actínidos (Th, Pa, U, Np, Pu, etc).

Un isótopo es un átomo con características específicas. Los isótopos son átomos de igual número atómico Z , pero de diferente número de masa A .

Entre los isótopos que se fisian espontáneamente están: ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U , ^{227}Th , ^{228}Th , ^{230}Th , ^{231}Th , ^{232}Th y ^{234}Th . El ^{238}U es el único que contribuye significativamente a la formación de huellas de fisión en minerales (Price y Walker, 1963) porque:

1.-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). (Naeser y Naeser, 1988; Crowley et al., 1989).

2.-Tiene una vida media por decaimiento alfa relativamente larga (4.5×10^9 años),

3.-Tiene una vida media por fisión espontánea relativamente corta (1×10^{16} años aproximadamente).

II.5.-Relación con los parámetros nucleares

II.5.1.-Constante de decaimiento del ^{238}U .

El Uranio es un elemento pesado, tiene un número atómico (Z) de 92 y una masa atómica (A) de 238.04. En la naturaleza existen tres isótopos de uranio el ^{234}U , ^{235}U y ^{238}U . Todos estos son radioactivos. El ^{238}U decae frecuentemente por la emisión de partículas alfa y beta, y por fisión espontánea Tabla 2.1 (Constante de decaimiento).

El decaimiento radioactivo ocurre en forma constante a través del tiempo. Esta propiedad se puede utilizar como reloj geológico si se conoce la concentración inicial de isótopos radioactivos en el momento en que se inició el proceso cuya edad se desea conocer y la concentración del isótopo radioactivo en el momento actual a cada isótopo radioactivo se le

asigna un tiempo en el que decaen la mitad de los átomos originales, el cual se le conoce como vida media, esta vida media es constante y se mantiene invariable con el tiempo (Tenorio, 1992).

Isótopo	λ_{α} (Faure, 1986)	λ_f (Crowley, et al., 1989)
^{238}U	$1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$7.00 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$
^{235}U	$9.848 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$3.65 \times 10^{-18} \text{ a}^{-1}$

Tabla 2.1.- Constantes de decaimiento para los isótopos del uranio.

11.5.2.- Fisión inducida

Otra reacción que es de suma importancia en el fechado por huellas de fisión, es la fisión inducida del ^{235}U . En esta reacción, un núcleo de ^{235}U absorbe un neutrón termal, seguido por la fragmentación en dos núcleos pequeños (llamado fragmento de fisión) y algunos neutrones rápidos (de alta velocidad). Un neutrón termal es lento, es decir un neutrón de baja energía (energía cinética $\sim 0.03 \text{ eV}$). La fisión inducida ocurre principalmente en un reactor nuclear; los neutrones rápidos que normalmente se liberan durante la fisión inducida se convierten en neutrones térmicos por medio de colisiones elásticas con ciertos materiales moderadores, generalmente 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 similares en los minerales. (Fig.- 2.4).

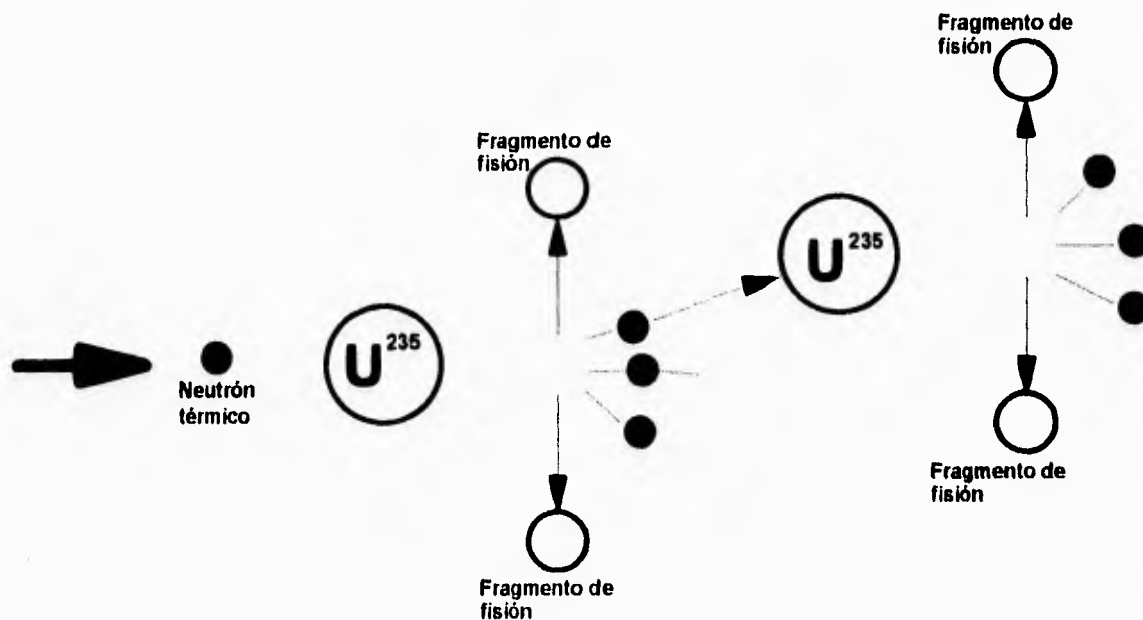


Fig.- 2.4. Reacción en cadena del ^{235}U , producto de la fisión inducida en un reactor nuclear.

El motivo por el cual el ^{235}U es más susceptible de fisionarse artificialmente, se explica por su sección eficaz. Este concepto es de suma importancia, si se pone a un núcleo como blanco para que sea golpeado por partículas como los neutrones, su sección eficaz sirve como una medida del tamaño del blanco y está dada por $\sigma_g = \pi R^2$. Sección eficaz es un concepto que expresa la probabilidad de interacción entre un neutrón y un núcleo.

La unidad de área para los núcleos ha sido establecida en $1 \times 10^{-28} \text{ m}^2$ y se llama barn. Para el ^{238}U es de 1.73 barn y para ^{235}U es de 580 barn.

II.6.- Estructura de la huella latente

El paso de un fragmento de fisión a través de un material cristalino produce rastros de estos defectos, los cuales consisten en desplazamiento de átomos. Las vacantes comúnmente están referidas a huellas primarias o huellas latentes.

Las huellas latentes son invisibles ópticamente, excepto con un tratamiento químico (ataque) (Fig.- 2.5). La longitud de una huella es variable, el rango es de 1 μm a algunos mm, dependiendo principalmente de la carga y de la energía de la partícula, de la composición del material (mineral, vidrio, etc). El diámetro de una huella nuclear es de 40 angstroms aproximadamente.

El daño que produce el paso de una partícula cargada corresponde a una estrecha zona de desplazamiento atómico. Entre otros argumentos, esto se deduce por el hecho de que las huellas representan sitios preferenciales para el ataque químico y por los resultados de los experimentos del calentamiento que han demostrado que el daño de la huella latente es restaurado a alta temperatura.

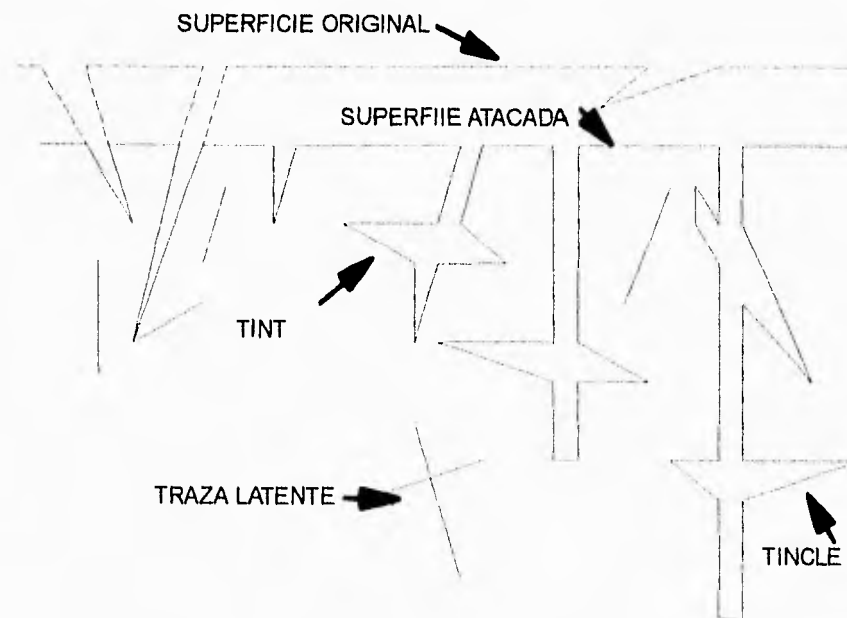


Fig.- 2.5. El revelado químico de las trazas latentes magnifica sus diámetros hasta hacerlas visibles con un microscopio óptico. El revelado de las huellas internas se logra a través de fracturas (Tincle) o trazas (Tint).

11.6.1.- Revelación de las huellas por el ataque químico

El daño de la trayectoria forma un sitio preferencial para el ataque por sustancias químicas. El ataque químico aumenta el tamaño de las huellas (huellas grabadas) tantas veces hasta que puedan hacerse visibles (1 a 5 μm) con un microscopio óptico. Este ataque químico es llamado "grabado" y ataca rápidamente a las huellas latentes (V_T =velocidad de grabado de la traza) y lentamente la superficie del material que las contiene (V_G =velocidad de grabado de la superficie pulida). Estos parámetros se pueden considerar constantes para cada material y están en función del tipo, composición y orientación cristalográfica del material, de la composición del disolvente y de su temperatura. Este procedimiento permite observar huellas en una gran cantidad de minerales y/o plásticos en un microscopio óptico.

11.6.2.- Geometría del grabado

La geometría de la huella grabada depende principalmente de la relación que existe entre la velocidad de grabado en la huella V_T y la velocidad de grabado en la superficie del mineral V_G , además de la inclinación de la traza con la superficie. (Fig.- 2.6)

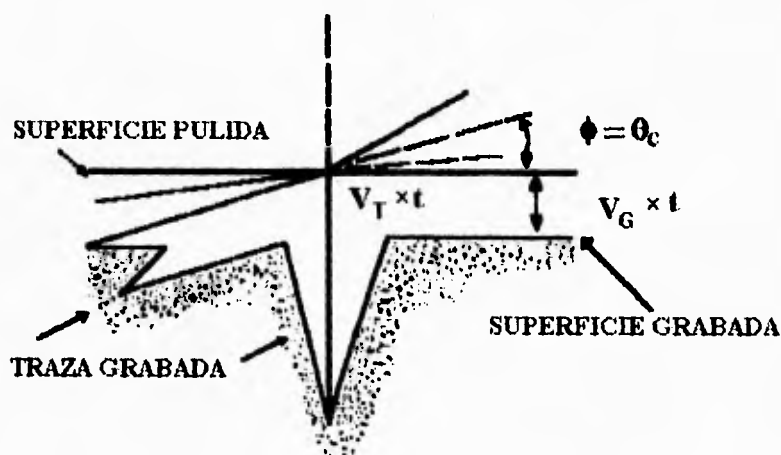


Fig.-2.6. Ilustración que muestra el ángulo crítico θ_c para la revelación de trazas por medio del ataque químico.

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

II.6.3.- Eficiencia de grabado y ángulo crítico

Las huellas pueden ser destruidas por el disolvente durante el grabado, esto da origen al concepto de eficiencia de grabado y se expresa como:

$$\eta = 1 - \text{Sen}\theta_c$$

donde θ_c es el ángulo crítico del material

Las huellas forman un ángulo de θ con respecto a la superficie pulida que atraviesan, cuando θ es menor a un ángulo crítico θ_c , la huella será destruida durante el grabado.

II.7.- Borrado de las huellas

La estabilidad de las huellas está determinada por ciertas propiedades, entre estas están:

- 1.- La energía de activación requerida para el borrado de las trazas.
- 2.- Las propiedades cristalográficas. La orientación que presenta la traza con respecto al arreglo cristalino del material.
- 3.- La composición química del material (mineral o vidrio)
- 4.- La temperatura

El borrado de las huellas de fisión, es el proceso que restaura el orden o continuidad del arreglo cristalino. El orden de la estructura original del sólido que fue desordenado por el paso de un fragmento de fisión puede ser restaurado con el tiempo. El borrado se manifiesta con la reducción de la densidad de huellas de fisión.

La reducción en la densidad de huellas, se ve reflejada en la edad de la roca, por eso el borrado es una herramienta para la reconstrucción de las historias térmicas de cuencas sedimentarias. También es usado para definir zonas anómalas de temperatura como las relacionadas con intrusión de cuerpos ígneos asociados con depósitos minerales.

La temperatura es un factor que afecta a la estabilidad de las huellas, ya que al haber un incremento en la temperatura el tamaño de las trazas disminuye y pueden llegar a desaparecer.

II.7.1.- Causas del Borrado

Existen algunos parámetros geológicos capaces de influir en la estabilidad de la huella latente. Los más importantes son la temperatura y el tiempo que la muestra se ve sometida a ese calentamiento. Influyen también la presión hidrostática, soluciones intragranulares y la composición química.

Se ha observado que cuando las huellas se someten a un incremento de temperatura en un tiempo determinado sufren una reducción en sus dimensiones y si se sigue incrementando la temperatura y el tiempo las huellas pueden llegar a desaparecer. Cuando esto ocurre se dice que las huellas han pasado por su "temperatura de cierre". En función de su composición cada mineral tiene una temperatura de cierre. Esta temperatura se define como aquella a la cual desaparecen las huellas de fisión en un mineral. La temperatura de cierre para las apatitas es de aproximadamente 125-130 °C

En las etapas iniciales de enfriamiento, por arriba de la temperatura de cierre, no hay acumulación de huellas en el mineral, ya que son borradas en el instante mismo de formarse (zona de borrado total). Al bajar la temperatura las huellas comienzan a preservarse porque la cantidad de huellas producidas puede eventualmente exceder la cantidad de huellas borradas (zona de estabilidad parcial). El número de huellas borradas continúa decreciendo conforme la temperatura disminuye hasta que finalmente todas las huellas producidas en el mineral se preservan (zona de preservación total). (Fig. - 2.7).

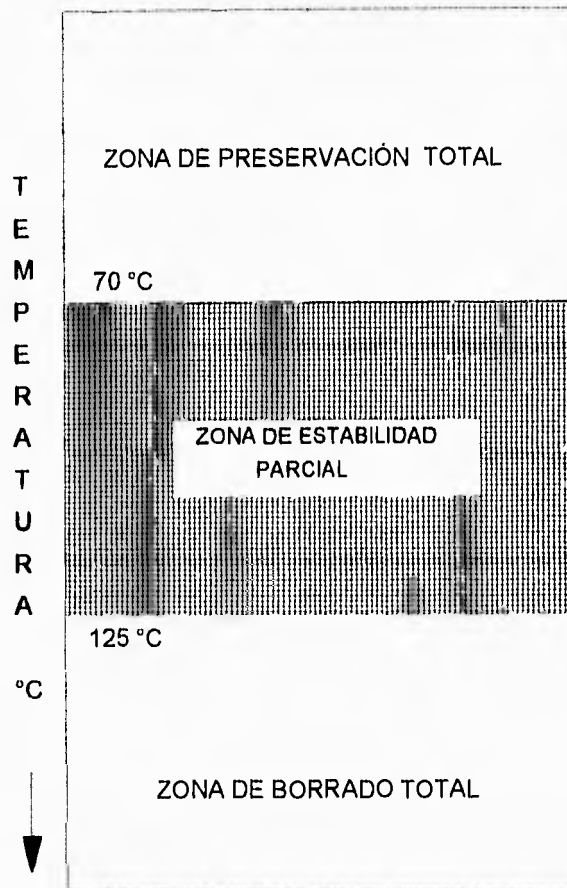


Fig.- 2.7. Zona de borrado y de estabilidad de las huellas de fisión en las apatitas con el incremento de la temperatura.

Otro factor que influye en el borrado de las huellas de las apatitas es la composición química, específicamente la relación con la cantidad de F, Cl, OH y Sr. La cloroapatita, es significativamente más susceptible al borrado.

El número total de huellas está dado por huellas acortadas o parcialmente borradas producidas durante el enfriamiento, así como por las huellas completas a temperaturas más bajas (Crowley et al., 1989).

De acuerdo al análisis del borrado de las huellas en diferentes laboratorios, se ha determinado que por debajo de los 70 °C el 100% de las huellas son estables (Green and Durrani, 1977; Haack, 1977; Naeser and Faul, 1969; Naeser and Fleischer, 1975).

II.8.- Ecuación de la edad

La ecuación está basada en la ecuación fundamental del decaimiento radioactivo utilizada en los otros métodos radiométricos, como K-Ar, Rb-Sr, etc.

En principio, el método de huellas de fisión no es diferente a los otros métodos de datación isotópica basados en el decaimiento natural radioactivo. Este decaimiento es un proceso aleatorio. La probabilidad de que cualquier núcleo específico de un isótopo dado decaiga en un determinado tiempo es la misma para todos los núcleos. La constante de decaimiento λ , es la probabilidad de que un núcleo decaiga entre una unidad de tiempo. El número total de decaimientos radioactivos por unidad de tiempo está dada por $\lambda \times N$ donde N es igual al número total de núcleos del isótopo radioactivo presente. El rango de cambio de N en función del tiempo es:

$$-dN/dt = \lambda N, \quad (1)$$

donde λ es llamada constante de decaimiento. Integrando esta ecuación para un instante en que $N = N_0$, es el número original de átomos padres en el momento de su producción $t=t_0$,

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

ó

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

La cual es la ecuación clásica que describe la variación del número de átomos padres con el tiempo.

Para determinar la edad de una muestra, las cantidades generalmente mediadas son las presentes (por unidad de volumen) de átomos padres N y los átomos hijos D . La ecuación (3) se puede escribir de una mejor forma

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

Sustituyendo (3) en (4) queda

$$D = (N e^{\lambda t}) - N \quad (5)$$

Despejando t se tiene

$$t = 1/\lambda \ln(D/N + 1) \quad (6)$$

Esta es la ecuación básica para los métodos de datación isotópica, incluyendo al de huella de fisión.

Las variables que se necesitan determinar son D y N. Para el Método de huellas de fisión se considera que el número de huellas producidas por fisión espontánea del ^{238}U en un mineral es semejante al número de isótopos hijos D generados por el decaimiento radioactivo y el número de átomos radioactivos presentes N en la muestra equivale a los isótopos de ^{238}U que aún no han decaído. N es determinada por la irradiación del ^{235}U , la absorción de neutrones térmicos por ^{235}U induce la fisión y produce las huellas inducidas.

El número de fisiones por unidad de volumen está dado por

$$\rho_V = N^{235}\sigma\phi \quad (7)$$

Donde N^{235} es el número de átomos de ^{235}U presentes, ϕ es la fluencia de neutrones térmicos (neutrones/cm²) y σ es la sección eficaz.

El ataque químico sólo revela aquellas trazas que atraviesan a la superficie pulida del mineral o vidrio (ρ_i).

$$\rho_i = (\sigma\phi) N^{235}\eta^{235}R^{235}/2 \quad (8)$$

Donde R^{235} es el tamaño de la traza atacada y η^{235} es la eficiencia del ataque. La densidad de huellas inducidas puede ser relacionada con el número de núcleos padres (N) presentes en la muestra, esto es:

$$\rho_i = (\sigma\phi) IN\eta^{235}R^{235}/2 \quad (9)$$

Donde I es la relación, de isótopos $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1/137$.

Ordenando se tiene:

$$N = (2\rho_i)/(\sigma\phi I \eta^{235}R^{235}) \quad (10)$$

La densidad de huellas espontáneas (número de isótopos hijos) en el mineral está dado por:

$$\rho_v = (\lambda_f/\lambda_d)D \quad (11)$$

Donde λ_f es la constante por fisión espontánea y λ_d es la constante total de decaimiento Para el ^{238}U . El número de huellas atacadas que atraviesan a la superficie pulida (ρ_s) está dado por

$$\rho_s = (\lambda_f/\lambda_d)(D\eta^{238}R^{238})/2 \quad (12)$$

Donde R^{238} es el tamaño de la huella atacada y η^{238} es la eficiencia de grabado. Despejando D nos queda:

$$D = (2\rho_s\lambda_d)/(\lambda_f\eta^{238}R^{238}) \quad (13)$$

Combinando (6), (10) y (13) se tiene:

$$t = (1/\lambda_d)\ln(1 + (2\rho_s\lambda_d I\sigma\phi\eta^{235}R^{235}/\lambda_f\eta^{238}R^{238}2\rho_i)) \quad (14)$$

La distribución de masa y energía de los fragmentos de fisión del ^{235}U y ^{238}U son iguales entonces $R^{235} = R^{238}$ y $\eta^{235} = \eta^{238}$ y

$$t = (1/\lambda_d)\ln(1 + ((\rho_s/\rho_i)(\lambda_d I\sigma\phi/\lambda_f)) \quad (15)$$

Esta es la ecuación básica para el cálculo de la edad por huellas de fisión

Donde:

λ_d = Constante total de decaimiento para el ^{238}U ($\lambda_\alpha + \lambda_f$) = $1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

λ_f = Constante de decaimiento por fisión espontánea para el ^{238}U

= $7.00 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (Crowley et al., 1989).

= $8.46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (Wagner et al., 1975).

σ = Sección eficaz para un neutron de ^{235}U

= $580 \times 10^{-24} \text{ cm}^{-2}$.

En esta ecuación se asume que tanto las huellas espontáneas como las inducidas fueron contadas en una misma área. Cuando se usa el método del detector externo, se aplica la

corrección geométrica porque las huellas espontáneas son derivadas del uranio que se encuentra en ambos lados de la superficie (atacada y pulida). Las huellas del detector solamente vienen del uranio presente debajo de la superficie pulida (Fig.- 2.8) La ecuación (15) se modifica de la siguiente manera:

$$t = (1/\lambda_d) \ln(1 + ((\rho_s/\rho_i^2)(\lambda_d I \sigma \phi / \lambda_f)) \quad (16)$$

Donde $g = 2$ (para el detector externo).

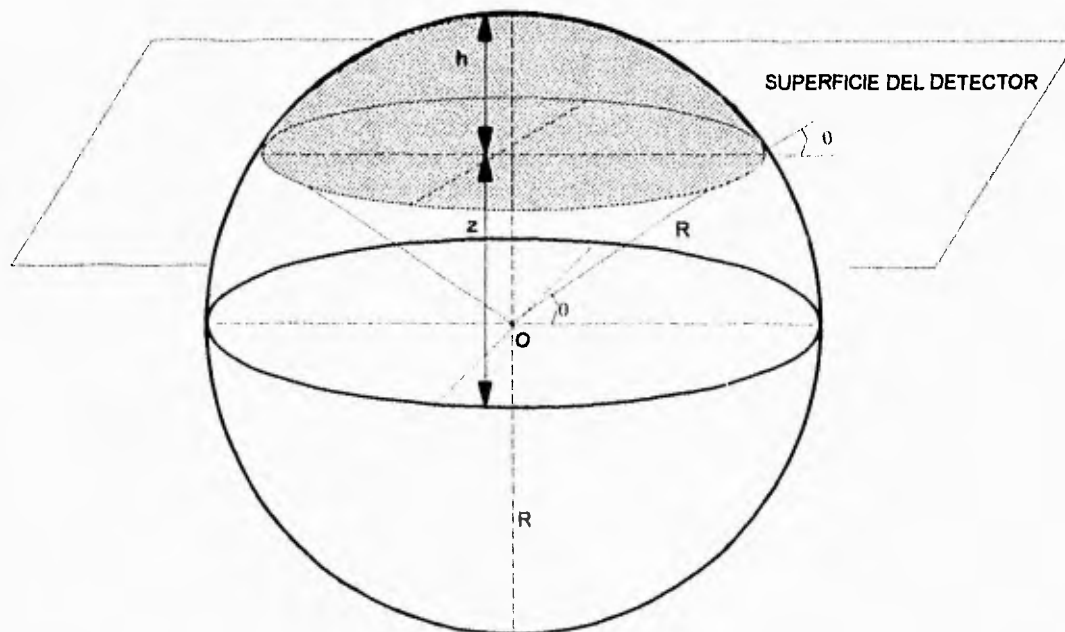


Fig.- 2.8. Cuando se produce la fisión de un átomo de uranio situado en el punto O (a una profundidad z del detector) se crean trazas de fisión. Solamente las trazas que se encuentran en la parte final de la zona rayada de la esfera (con un radio R) pueden llegar a la superficie del detector ($R =$ longitud de la traza). La probabilidad de que una traza llegue a la superficie del detector está dada por $2\pi R h / 2\pi R^2$ (i. e. área de la esfera/área de la semiesfera que representa todas las posibles orientaciones de las trazas).

II.8.1.-Ecuación práctica de la edad

Desde que se hizo el descubrimiento de la fisión espontánea del ^{238}U , se han propuesto varios valores de la constante de decaimiento por fisión (λ_f), por tal motivo existe una discrepancia en el uso del valor correcto. La confusión en el valor exacto de λ_f ha creado un escepticismo en la confiabilidad del fechamiento por huellas de fisión.

En los años setentas, con el fin de superar la dificultad en el cálculo de λ_f , se propuso un método (factor zeta), en el que la edad de una muestra es determinada por un análisis comparativo con uno o más estándares (Fleischer et al., 1975) y el uso de vidrios monitores de edad conocida (con una distribución uniforme de uranio), que ayuden a calcular la fluencia de neutrones, entonces los valores de λ_f y ϕ no son usados, ya que son intrínsecamente incorporados en el método empírico.

La determinación del factor zeta (ζ) para un mineral específico requiere una muestra del material a fechar cuya edad es conocida y vidrios monitores. Zeta se calcula con la siguiente ecuación:

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_d T_{\text{STD}}} - 1}{\lambda_d \rho_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i g} \right)_{\text{STD}}} \quad \text{Factor "zeta"} \quad (17)$$

Donde:

T_{STD} = edad del mineral estándar

$\left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_{\text{STD}}$ = cociente de trazas en el mineral estándar

g = factor geométrico (igual a 2 para el detector externo),

ρ_D = densidad de huellas en el detector monitor para la determinación de la fluencia de neutrones.

Con el uso de este parámetro la ecuación (16) quedaría:

$$t = (1/\lambda_d) \ln (1 + (\rho_s/\rho_i g) (\zeta \rho_D \lambda_d)) \quad (18)$$

Donde:

t = edad de la muestra,

ρ_s = densidad de huellas espontáneas en la muestra,

ρ_i = densidad de huellas inducidas en la muestra,

g = factor geométrico (igual a 2 para el detector externo),

λ_d = constante total de decaimiento del ^{238}U ($1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$)

ρ_D = densidad de huellas en el detector monitor para la determinación de la fluencia de neutrones.

ζ = factor zeta

II.8.2.- Error asociado

Para calcular el error de una edad obtenida, se hace mediante el uso de la ecuación de la propagación estándar del error:

$$\sigma_a = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2} \quad (19)$$

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 el flujo de neutrones.

III.-MADURACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

La materia orgánica sufre un sepultamiento gradual a través del tiempo geológico, lo que trae como consecuencia un aumento de la presión y la temperatura. Esto provoca cambios físicos y químicos en la materia orgánica que conducen a la formación hidrocarburos.

Las condiciones físicas y químicas que prevalecen en la roca generadora y de yacimiento cambian con el sepultamiento.

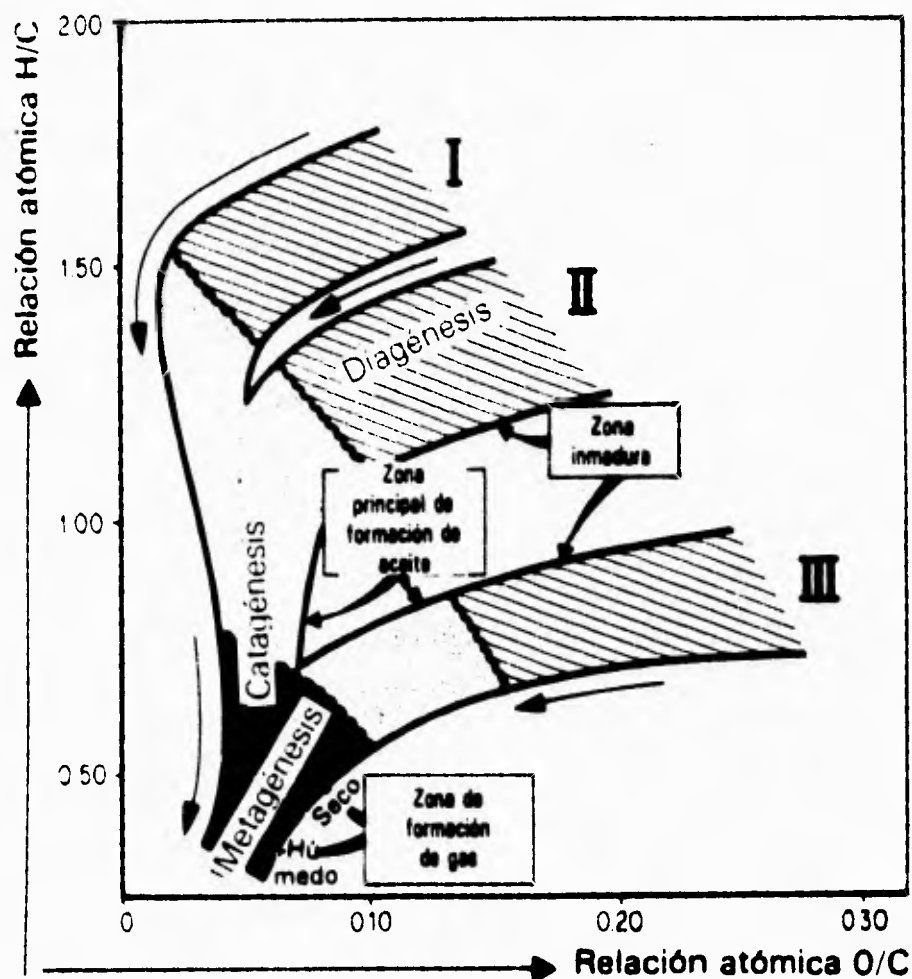
El aumento de la temperatura, al incrementarse el sepultamiento, es una consecuencia de la transferencia de energía térmica desde el interior de la tierra hacia la superficie. Se observan diferentes gradientes geotérmicos, dependiendo de la conductividad térmica de la roca, condiciones de flujo de calor regional y movimiento del agua subterránea. Las partes usualmente estables de la corteza terrestre con rocas cristalinas tienen menores gradientes geotérmicos que las zonas orgánicas móviles. La variación de los gradientes geotérmicos en las cuencas sedimentarias, se encuentra normalmente dentro del intervalo de $15\text{ }^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ hasta $50\text{ }^{\circ}\text{C Km}^{-1}$. El gradiente geotérmico está controlado por: la diferencia en el flujo de calor primario, relacionado con el fenómeno tectónico global, las diferencias de conductividad térmica de la columna estratigráfica, y el flujo del fluido subterráneo.

Según los cambios y en función de la temperatura se pueden diferenciar tres etapas principales de la madurez: diagenética, catagenética y metagenética (Tissot, 1978) (Fig.- 3.1).

III.1.-Diagenésis

En los sedimentos someros subacuáticos la actividad microbiana es el principal agente de degradación de la materia orgánica. En estas condiciones las bacteria aeróbicas consumen oxígeno libre y las aneoróbicas obtienen el oxígeno a partir de sulfatos y nitratos desarrollándose ácidos húmicos por policondensación de la materia orgánica. La energía se suministra a través de la descomposición de la materia orgánica, la cual se convierte en dióxido de carbono, amoníaco y agua durante el proceso. La policondensación es la formación de macromoléculas, las cuales representan el 90% del material orgánico en sedimentos jóvenes (Tissot op. cit.).

El intervalo de profundidad implicado es del orden de algunos cientos de metros, en muy pocos casos se alcanzan los 2 000 m. Al incrementarse la profundidad, la actividad de las bacterias aeróbicas cesa, continuando la actividad microbial anaeróbica, misma que es interrumpida a mayor sepultamiento (Tissot op. cit.).



Principales productos de la evolución del kerógeno



Fig.- 3.1.- Esquema general de la evolución del kerógeno y los principales productos generados (Modificado después de Tissot, 1973).

III.2.-Catagénesis

Los sedimentos continúan sepultándose y al alcanzar una profundidad aproximada de 1000 m, la temperatura puede alcanzar entre 50 y 150 °C, así mismo la presión varía entre los 300 a 1000 bars. En esta etapa, pequeñas moléculas son separadas de la matriz del kerógeno. Algunas son hidrocarburos otras heterocompuestos. Estos compuestos son mucho más móviles que las moléculas (bitumen) del kerógeno y son las precursoras directas del petróleo y gas (Tissot op. cit.).

Las sustancias bituminosas formadas tienen prácticamente todo el complejo de alcanos, cicloalcanos y aromáticos, además de compuestos heterocíclicos complejos y sustancias asfalteno-resinosas.

El cambio físico de mayor relevancia en los sedimentos es su compactación, lo que disminuye su porosidad y permeabilidad, al expulsar el agua intersticial.

El final de la catagénesis se alcanza en el intervalo donde se completa la desaparición de las cadenas alifáticas de carbono en el kerógeno y en donde se inicia el desarrollo de un ordenamiento de unidades básicas del kerógeno (Tissot op. cit.).

III.3.-Metagénesis

Es la última etapa de la evolución de los sedimentos. La etapa catagenética finaliza al aproximarse la temperatura a 200 °C, la presión a 1500 bars y la profundidad de 6 000 m, dando lugar a la etapa metagenética.

En esta etapa la fase principal de formación del petróleo ha concluido; a temperaturas entre 200 y 250 °C el kerógeno pierde una cantidad considerable de hidrógeno haciéndose más activo el proceso de formación de hidrocarburos gaseosos, presentándose la etapa de formación de gas.

La evolución térmica de las rocas generadoras durante la diagénesis, catagénesis y metagénesis cambia las propiedades físicas y químicas de la materia orgánica. Estas propiedades se pueden considerar como indicadores de la maduración. Los parámetros más

utilizados en la exploración del petróleo son: el índice de coloración de esporas, reflectancia de la vitrinita (R_o), pirólisis del kerógeno y el análisis químico del bitumen extraíble (Durand, B., 1980).

III.4.- Historias térmicas y el comportamiento de las trazas

Las condiciones de generación de hidrocarburos a partir de la materia orgánica dispersa en sedimentos se conoce principalmente de estudios de la reflectancia de la vitrinita. Estas condiciones han definido un rango de temperaturas y tiempos de calentamientos conocidos como "la ventana del petróleo".

El borrado de las huellas de fisión en minerales y la generación de hidrocarburos son función de la temperatura y del tiempo efectivo del calentamiento. Además, el intervalo de temperatura en el cual ocurre el borrado de las huellas en la apatita (70-125 °C), es virtualmente idéntico al requerido para la generación de hidrocarburos líquidos (Fig. 3.2)

El uso de las propiedades térmicas del borrado de las huellas de fisión en cristales de apatitas, y su consecuente disminución de la edad aparente permite utilizar a estos cristales como geotermómetros en la elucidación de las historias térmicas de las rocas que contienen a esos cristales. No solo la disminución de las edades aparentes aporta datos sobre la historia térmica, también la distribución estadística de las longitudes de las huellas en muestras que han sufrido algún calentamiento permite, en determinadas circunstancias fijar límites a estas historias térmicas.

La combinación de este análisis con estudios independientes de la reflectancia de la vitrinita, convierten a este método en una herramienta poderosa para determinar no solamente las condiciones de temperatura en una cuenca petrolera, sino también su variación en el tiempo.

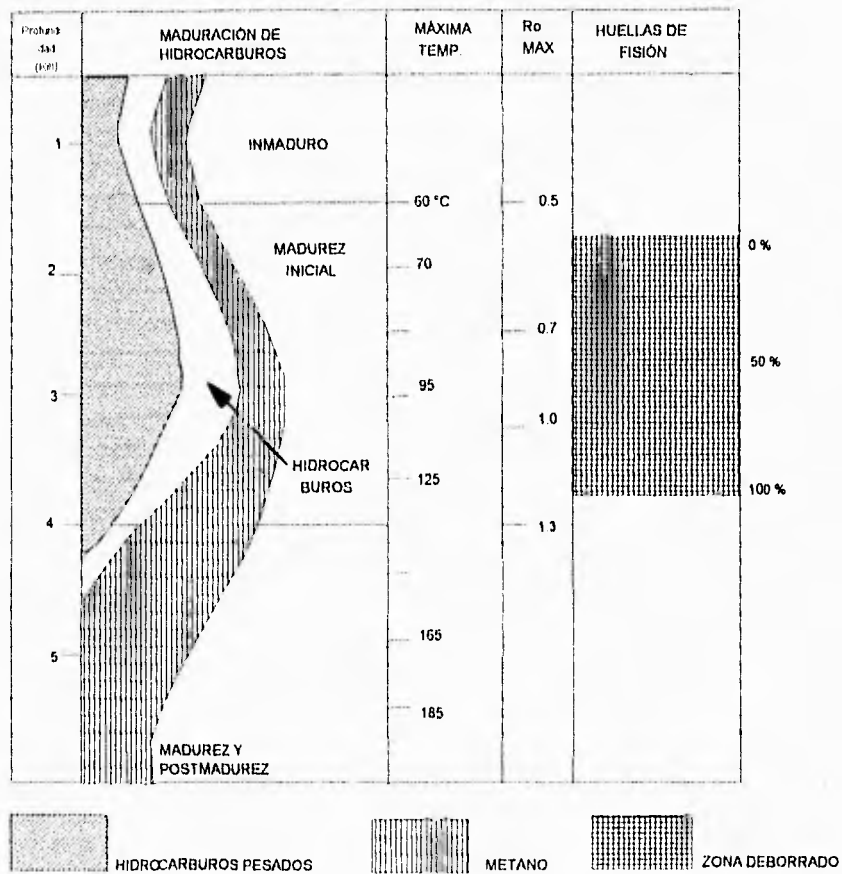


Fig.- 3.2 Relación entre la zona de borrado de las huellas en apatitas y la madurez de los hidrocarburos. La correlación de la temperatura con la profundidad corresponde con el gradiente geotérmico promedio. El parámetro Ro se refiere a la reflectancia de la vitrinita (Gleadow, et al., 1983).

III.4.1.- Relación entre el borrado de las huellas de fisión en apatitas e historias térmicas

A medida que las apatitas detríticas depositadas en una cuenca son sepultadas y calentadas a temperaturas cada vez mayor, las huellas que estaban presentes cuando la apatita se depositó, junto con las nuevas huellas que se formaron durante el sepultamiento, son acortadas en respuesta al calentamiento.

Como ya se mencionó en el capítulo II, el borrado de las huellas está en función de la temperatura y el tiempo. Los rangos de tiempos y temperaturas a los que ocurre el borrado

de las huellas en apatitas coinciden con las condiciones establecidas en "la ventana del petróleo", para la maduración de la materia orgánica y su transformación en hidrocarburos en los pozos petroleros en donde las secuencias de sedimentos, que contienen a estos minerales, se ven sometidas a dichas condiciones, se observa una disminución de las edades aparentes de la apatitas con la profundidad, esto a su vez permite establecer las condiciones de variación de tiempo y temperatura de estas secuencias.

En secuencias sedimentarias clásticas, las fechas obtenidas por huellas de fisión en minerales normalmente no guardan ninguna relación con la edad estratigráfica, sino con la edad de las rocas que constituyen la fuente de estos sedimentos; y si no ha habido perturbaciones térmicas dicha edad comúnmente será más antigua que la estratigráfica. Ocasionalmente la edad de los cristales detríticos puede coincidir con la edad estratigráfica, si durante la época de la sedimentación, tiene lugar una actividad volcánica penecontemporánea, que aporte minerales primarios a la cuenca (Gleadow et al., 1983).

Se puede deducir entonces que, cuando se obtienen edades más jóvenes que la roca fuente o la edad estratigráfica, los minerales detríticos reflejarán eventos térmicos que dependen del sepultamiento y del gradiente geotérmico.

El patrón de "edades anómalas", junto con el análisis estadístico de las longitudes de las huellas aporta información sobre la historia térmica. En el caso de cuencas sedimentarias cuyos componentes clásticos provienen de una gran diversidad de fuentes, la variación con la profundidad de la media y desviación estándar de las longitudes de las huellas, reflejará la interrelación entre:

- a) La historia térmica de las apatitas de la roca fuente antes de su erosión y transporte a la cuenca sedimentaria.
- b) La historia térmica postdeposicional de la cuenca.

La gran ventaja (exclusiva de este método), es que puede dar información no solo de las paleotemperaturas máximas, sino también de su variación con el tiempo.

La variación de la edad de las apatitas en pozos petroleros, es función de la profundidad y proporciona información de los cambios de temperaturas en el pozo con el tiempo. Considérese dos pozos hipotéticos A y B como los mostrados en la figura 3.3. En ambos

pozos se marca la región de borrado parcial de las trazas en el rango 70-125 °C; la curva sólida indica el perfil de la disminución aparente de la edad de la apatita. La línea vertical punteada marca la edad original si no hubiese existido borrado térmico. La curva de la edad en el pozo A indica que se encuentra en su máxima temperatura de sepultamiento ya que la reducción de la edad se inicia cerca del umbral de borrado de los 70 °C y por lo tanto el intervalo estratigráfico definido por la zona de borrado térmico no ha sufrido ningún enfriamiento (i. e. levantamiento). El pozo B está en un proceso de enfriamiento (debido a un levantamiento isostático y erosión o a un decremento del gradiente geotérmico), ya que se obtiene una disminución de las edades aparentes a temperaturas menores de los 70 °C.

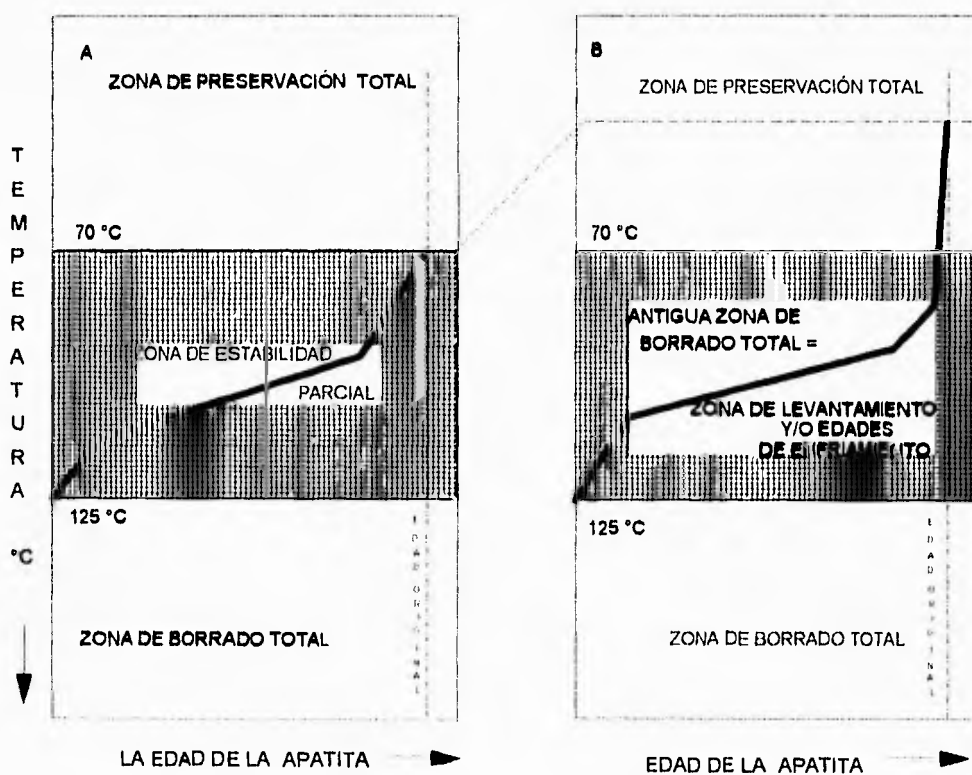


Fig.- 3.3. Variación de la edad aparente de la apatita con la profundidad, en pozos profundos. El pozo A se encuentra en su máxima temperatura de sepultamiento. El pozo B ha experimentado una etapa de enfriamiento en respuesta a un levantamiento regional o una disminución del gradiente geotérmico.

IV.- METODOLOGÍA E INSTRUMENTACIÓN

Los materiales comúnmente usados para el análisis por huellas de fisión son apatitas, zircones y vidrios volcánicos, encontrados en diferentes tipos de rocas.

IV. 1.- Procesado de las muestras

Para la obtención del concentrado del mineral se debe tener un especial cuidado y mucha precaución, ya que de éstas depende la calidad del mismo y por consiguiente la de los resultados.

En casi todos los casos las apatitas utilizadas en el fechamiento se tienen que separar de una matriz rocosa, la cual contiene cristales de tamaños muy pequeños (100 a 250 micrómetros) y ocasionalmente cristales grandes (> de 1 mm) (Hernández, 1993).

Se necesitó un total de 2.370 Kg de material para la separación del mineral de la muestra pecten-1 N. 4 y 2.710 Kg de la muestra Pecten-1 N. 6. A continuación se describe el procedimiento usado (Fig.- 4.1).

IV.1.1.- Trituración y Tamizado

Se requieren quebradoras con quijadas de tungsteno de 4"x6" y de 2"x4", quebradora de cono, un pulverizador Denver y tamices (ver tabla 4.1).

Primero se efectúa una limpieza del equipo con aire comprimido y brochas normales, esto con el fin de remover partículas que puedan contaminar a la muestra. También se debe proteger la salud, deben cubrirse los ojos con anteojos protectores y usaremos mascarilla con filtros para el polvo.

Se vacían los kilogramos del material en la quebradora de 4" x 6" para que la roca se fragmente, a un tamaño de 1" después se pasa por la quebradora de 2"x4" con el fin de obtener fragmentos más pequeños del orden de 1/4", se hace un primer tamizado*. La fracción que interesa se pasa por la quebradora de cono, que por medio de un émbolo

excéntrico aplasta a los fragmentos hasta hacerlos de 1 a 2 mm de tamaño. Se vuelve a tamizar* y el material que queda en el tamiz de 60 mallas se procesa en el pulverizador Denver. Pulverizada la muestra se tamiza*. Lo que queda en el tamiz de 60 mallas se pulveriza nuevamente, este proceso se repite tantas veces como sea necesario hasta obtener la máxima cantidad de fracción útil. En cada pulverizada se disminuye la abertura entre los discos del pulverizador esto porque cada vez el tamaño de la muestra es más pequeño. Al final se obtienen cinco fracciones: (Tabla 4.1)

- 1).- Fracción mayor a 60 mallas (+60 M)
- 2).- Fracción menor a 60 mallas pero mayor a 100 mallas (-60 + 100 M),
- 3).- Fracción menor a 100 mallas pero mayor a 150 mallas (-100 + 150 M),
- 4).- Fracción menor a 150 mallas pero mayor a 250 mallas (-150 + 250 m),
- 5).- Fracción menor a 250 mallas (-250 M).

No. de malla	Material atrapado	Tamaño del material (μm)
60	+60	>250
100	-60+100	<250>149
150	-100+150	<149>105
250	-150+250	<105>60
Residuo	-250	<60

Tabla 4.1.- Tamices utilizados y fracciones atrapadas.

La fracción -150 + 250 M, finalmente no se utilizó porque el tamaño de los cristales (<105> 60 μm), resultó ser muy pequeño, de tal manera que el área del cristal que queda cortada y pulida es demasiado pequeña, con la consecuente dificultad de poder detectar las trazas de fisión, especialmente en el caso de muestras de edad muy joven, o en muestras que recientemente sufrieron un calentamiento.

*para separar los fragmentos que se encuentran dentro del tamaño requerido y evitar pérdida de muestra (hacerla de un tamaño inútil).

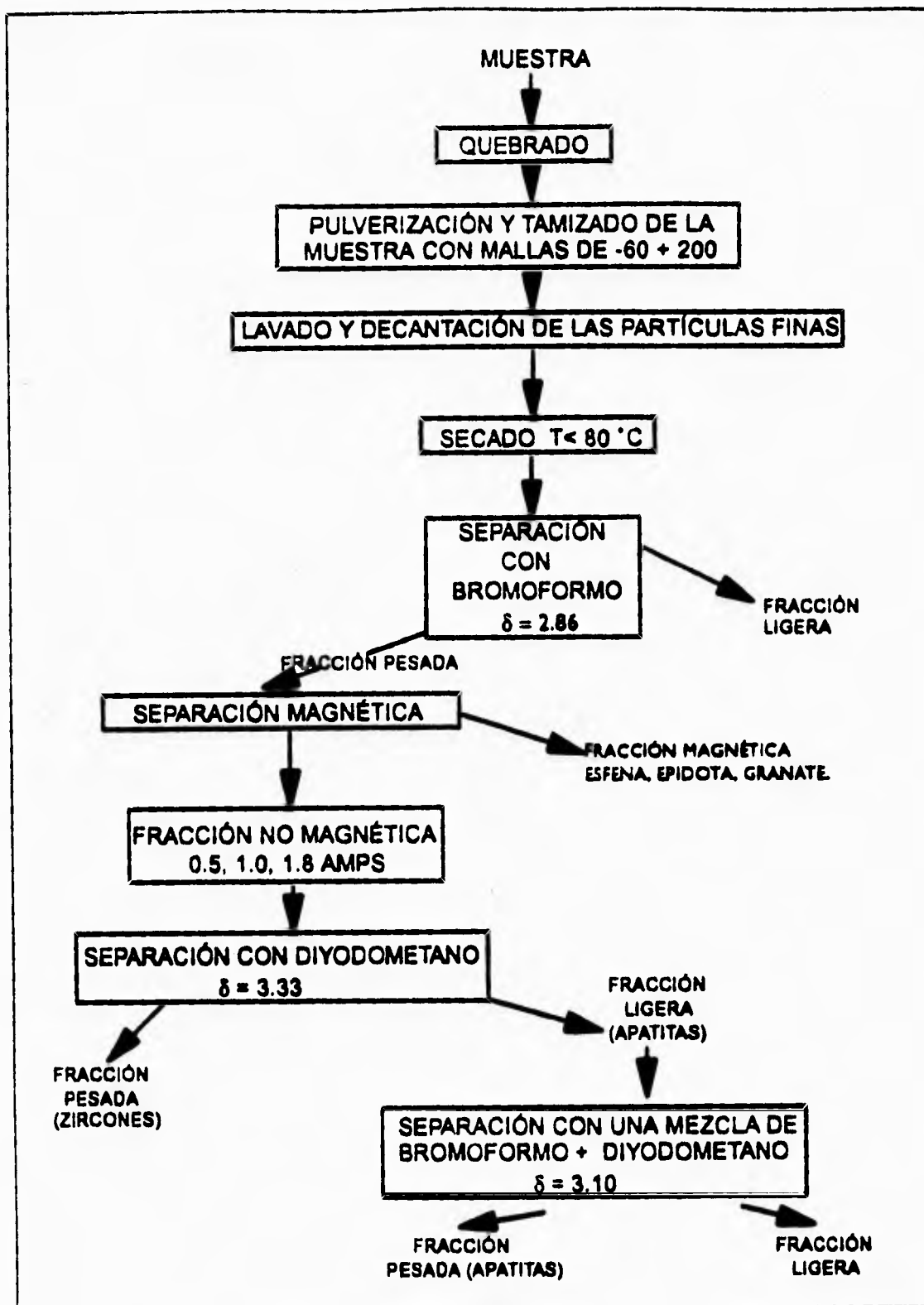


Fig 4.1. Metodología empleada en la separación de zircones y apatitas de una muestra de roca para el fechamiento por huellas de fisión. La fracción ligera que se obtiene del Diyodometano, generalmente requiere una nueva separación ya que es necesario remover los granos contaminantes del concentrado (tomado de Naeser y McCulloh, 1989).

IV.1.2.- Lavado y secado.

A los granos separados se adhieren partículas arcillosas las cuales hay que eliminar para evitar problemas de contaminación de los líquidos pesados. Esto se logra lavando la muestra, se vacía la muestra en un vaso de precipitado, se llena con agua y se agita con un agitador de vidrio, se espera a que se asienten los granos, la parte arcillosa flota, se mantiene en suspensión y se decanta la muestra con cuidado escurriendo lentamente el líquido sobrante. Este proceso se repite hasta que no se observen partículas en suspensión (el agua queda totalmente clara).

Se coloca la muestra en una charola de peltre previamente preparada con un papel absorbente y se lleva a un horno que se encuentre a una temperatura no mayor de 80 °C durante una o dos horas.

IV.1.3.- Separación magnética

Cuando la muestra se encuentra totalmente seca, se vacía con mucha precaución en bolsas de polietileno limpias. Después se procede a hacer una separación magnética con un imán común y corriente con el fin de remover la magnetita que se encuentra en la muestra, para este caso se hizo uso del imán un separador magnético Frantz[®] Barrier modelo LB-1 por su parte externa. (Fig.- 4.2).

En la parte externa del separador se coloca una hoja de papel sobre el imán, una charola recolectora debajo del imán y otra al lado del imán. Se enciende el separador con una intensidad de corriente de 2 ampers, se hace escurrir la muestra sobre el papel. La fracción no-magnética caerá por gravedad en la primera charola y la fracción magnética se adhiere al papel en contacto con el imán. Se retira la fracción no-magnética y se coloca la segunda charola debajo del imán y se baja el voltaje del separador para recolectar a la fracción magnética.

Se limpia el separador con brochas o pinceles y aire comprimido. La fracción no-magnética se procesa internamente por el separador (desde 0.1 ampers hasta 1.8 ampers). Este paso se hace varias veces, seleccionando en cada paso el amperaje adecuado para eliminar a los minerales con mayor susceptibilidad magnética. Para determinar la mejor pendiente de

escurrimiento de la muestra se hacen pruebas de inclinación (lateral y hacia adelante) del imán (Hutchison, 1974).

La fracción no-magnética a 1.8 ampers contiene una serie de minerales entre los cuales se encuentran los apatitas y/o zircones.

IV.1.4.- Líquidos pesados.

Con el fin de separar finalmente apatitas y zircones, se hace uso de los líquidos pesados, aprovechando el peso específico de los minerales. Los líquidos utilizados son: Bromoformo ($\gamma = 2.89 \text{ gr/cm}^3$) y Diyodometano ($\gamma = 3.31 \text{ gr/cm}^3$). Este paso se realiza bajo campanas de extracción y con la protección de guantes y mascarilla.

En un embudo de separación se vierten unos 150 ml del líquido pesado, se agrega una cantidad adecuada de muestra (no saturar la mezcla), se agita para mojar a todos los granos y se espera un tiempo, después del cual se tendrán dos fracciones: una ligera (flota) y una pesada (se hunde). Cada fracción es recibida en un papel filtro colocado sobre un embudo. Cuando ha escurrido totalmente el líquido pesado, se lavan las fracciones con abundante acetona. Como resultado de esto se tiene una mezcla de acetona y líquido pesado (washing), la cual se procesa para recuperar al líquido pesado.

Primeramente se hace con el Bromoformo donde la fracción pesada queda constituida entre otros minerales por zircones y/o apatitas. Esta fracción se separa después con el Diyodometano, la fracción ligera que se obtiene será un concentrado de apatitas y la fracción pesada un concentrado de zircones. (Tabla 4.2).

Para que el concentrado del mineral quede libre de impurezas, a la fracción ligera del paso anterior se pasa por una mezcla previamente preparada de Diyodometano + Bromoformo ($\gamma = 3.10 \text{ gr/cm}^3$), en la fracción pesada tendremos las apatitas y en la fracción ligera las impurezas. Regularmente esta etapa termina con una separación manual de las apatitas con ayuda de un microscopio estereográfico y una aguja.

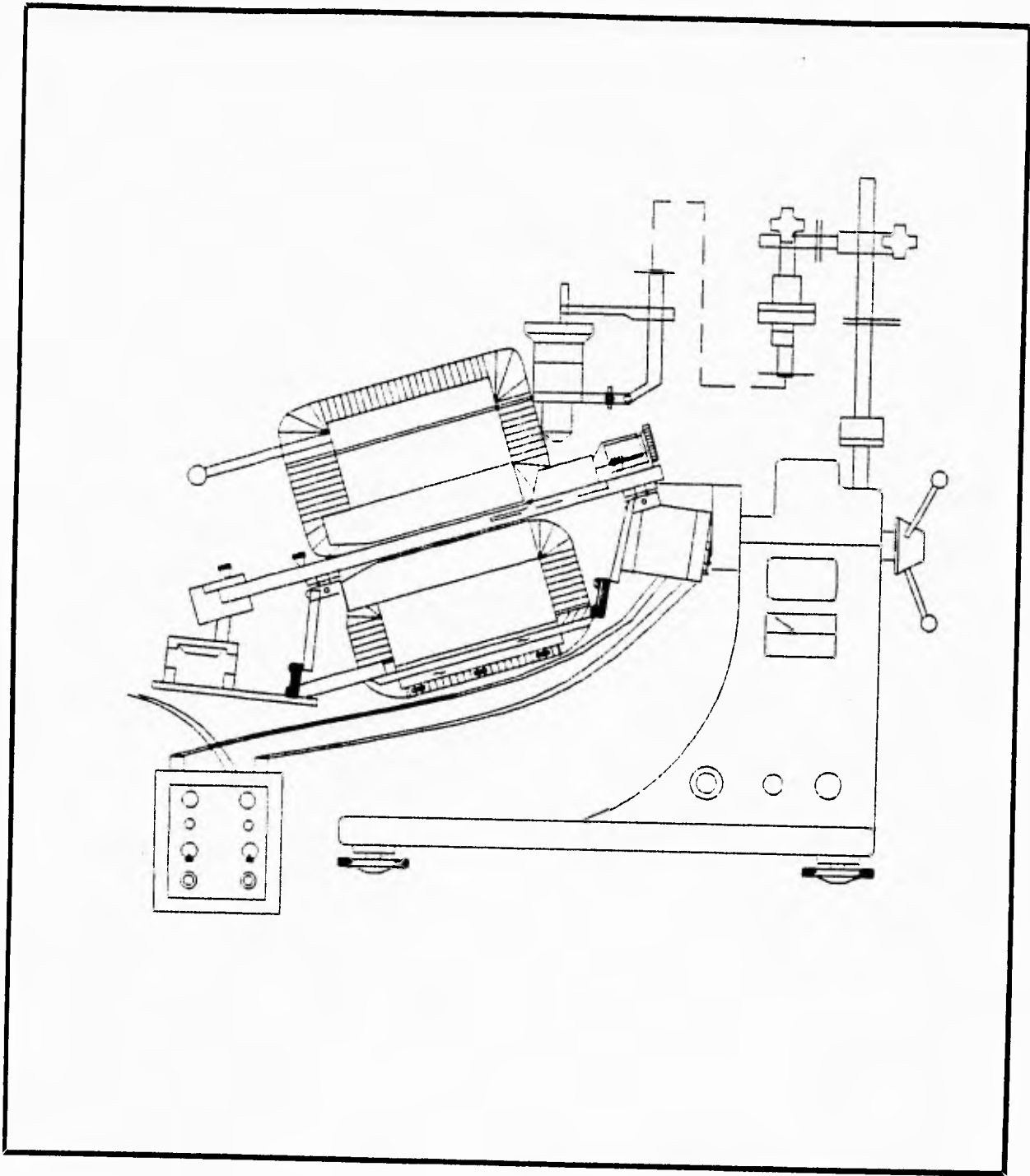


Fig. - 4.2.- Separador magnético Frantz® Barrier modelo LB-1.

LIQUIDO	PESO ESPECÍFICO (gr/cm ³ a 20°C)
Bromoformo	2.8899
Tetrabromoetano	2.9672
Diyodometano	3.3250

a)

MINERAL	PESO ESPECÍFICO (gr/cm ³)
Apatita	3.17-3.23
Zircón	4.20-4.86
Cuarzo	2.65-2.66

b)

Tabla 4.2. a) Líquidos recomendados para la separación de apatitas y zircones, b) Peso específico de los minerales más usados (Hutchison, 1974).

IV.2.-Preparación de las apatitas

IV.2.1.-Montaje.

Con el fin de hacer más fácil el manejo de los cristales de apatita, se montan en resina epóxica común transparente.

Sobre el centro de un portaobjetos limpio se distribuyen los cristales de apatitas, en un área circular de aproximadamente 10 mm de diámetro. Un cilindro de cristal de aproximadamente 1 cm de altura (obtenido al cortar una ampolleta de agua destilada) es colocado rodeando la muestra a manera de molde. En un recipiente se coloca la resina* y el catalizador en la proporción adecuada, 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 cual dificultaría el proceso de pulido. Se saca la muestra rompiendo el cilindro y retirando los portaobjetos, el cilindro de resina formado se corta para obtener una pastilla de un milímetro de espesor que contenga los cristales en una de sus superficies.

*nueva de preferencia

IV.2.2.- Pulido.

Con el pulido de la muestra, se logra exponer una superficie interior y minimizar los defectos que pudieran tener los cristales como dislocaciones y fracturas (Hernández, 1993).

Se comienza desbastando un poco la muestra en paños o filtros con pasta de diamante de 9, 6 y 1 micrómetros sucesivamente. Finalmente se pulen con alúmina de 1/4 de micrómetro para darle a los cristales un acabado espejo.

IV.2.3.- Grabado.

El grabado es un ataque químico llevado a cabo para agrandar las huellas y hacerlas visibles usando un microscopio óptico ordinario, el grabado revelará las huellas producidas por fisión espontánea del ^{238}U . Para cada mineral se tiene un cierto agente químico grabador, una concentración y unas condiciones específicas particulares. Tabla 4.3.

MINERAL	SOLUCIÓN 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 4.3. Condiciones de grabado para los minerales más comunes empleados en el Método de Huellas de Fisión (modificado de Crowley et al., 1989).

IV.2.4.- Irradiación.

Esta etapa de la preparación 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. 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 Romero, tesis profesional en preparación). Para las apatitas se requieren fluencias del orden de 10^{15} neutrones/cm² y el SIRCA tiene un flujo térmico de unos 10^{12} neutrones/cm²-seg; así que un tiempo de irradiación de 1000 segundos (16 minutos y 40 segundos) produce la fluencia adecuada.

La pastilla se lleva a el reactor para ser irradiada junto con un detector externo que registrará las huellas de fisión inducida. En este caso se utilizó una hoja delgada (0.05 a 0.1 mm de espesor) de muscovita Ruby de Brasil (Naeser, 1976) cuyo contenido de uranio es prácticamente cero. Para colocar el detector, se corta un pedazo de mica de tal manera que cubra el área ocupada por los cristales en la pastilla. La pastilla y el detector se lavan minuciosamente 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. Se recomienda usar guantes de plástico para evitar la contaminación con grasa.

De la misma manera se preparan una muestra de mineral estándar (de edad conocida) para determinar la fluencia de neutrones y resolver así la ecuación de la edad 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 vidrios monitores fueron Corning Glass® con contenido de 12 ppm de uranio. Colocados los detectores 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 irradiación inducida en los elementos contenidos en la muestra disminuya a niveles de seguridad que permitan su manejo.

IV.2.5.- Grabado de los detectores.

Antes de separar los detectores de sus respectivas muestras se perforan unos orificios de referencia al rededor de los cristales de tal forma que queden marcados en la mica y en la pastilla. El detector es removido y atacado químicamente con una solución de HF diluida al 48 % durante 20 minutos para revelar las huellas de fisión inducidas.

IV.2.6.- Conteo de las huellas.

La pastilla y el detector se colocan en un portaobjeto de tal manera que queden uno al lado del otro (Fig. 4.3) para efectuar el conteo con la ayuda de un microscopio óptico binocular provisto de oculares de 10 (Tabla 4.4) aumentos y una retícula graduada . Para obtener la edad de una muestra deben contarse un mínimo de seis cristales y sus respectivas imágenes.

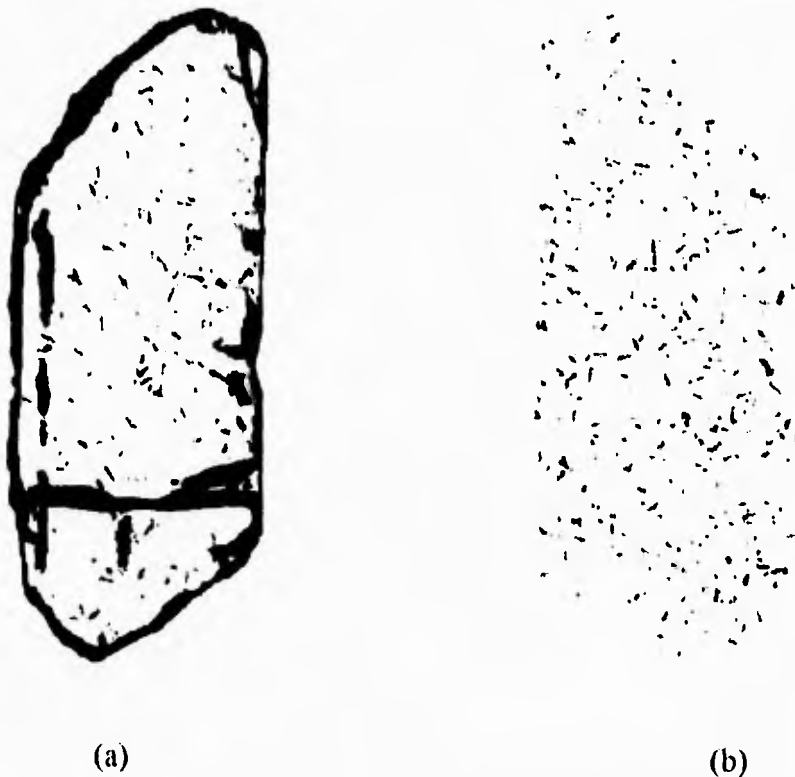


Fig.-4.3. (a) huellas de fisión espontáneas en un cristal de apatita, (b) huellas de fisión inducidas en el detector de muscovita que cubrió al cristal de apatita durante la irradiación. (Crowlwy, 1989).

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 cristalográfico *c* son los mejores para hacer el conteo. Una vez hecho el grabado, las huellas pueden distinguirse fácilmente.

OCULAR	OBJETIVOS	AUMENTOS
10x	63x	630
10x	125x	1250

Tabla 4.4. Objetivos utilizados en el conteo de huellas de fisión.

Existen tres métodos para fechar estos materiales mediante huellas de fisión: el método del detector externo, el método de la población y el método de la población sustracción. Cada uno de estos métodos tiene ventajas y desventajas, las cuales se aprovechan en función del tipo de material o mineral que se va a fechar.

IV.3.-Método del detector externo.

Con este método se pueden fechar cristales individuales (Naeser y McKee, 1970), cuando presentan una variación en la concentración de uranio entre cristales de una misma roca (Crowley et al., 1989), se utiliza principalmente en apatitas y zircones. Tomando en cuenta este método se contarán huellas espontáneas e inducidas en una misma área de cada cristal (Fleischer et al., 1975) y se obtendrán edades individuales para cada cristal y la edad de la roca será el promedio de las edades de estos cristales (i. e. apatitas).

En resina epóxica (apatitas) o teflón FEP (zircones), se montan los cristales; se pulen y se atacan químicamente para revelar las huellas de fisión espontánea. Los cristales montados se cubren con un detector, el cual puede ser un fragmento de muscovita con bajo contenido de uranio (menos de 10 ppb), plástico Lexan® o plástico Makrofol® que registrará el paso de

los fragmentos de fisión del ^{235}U que se encuentran cerca de la superficie pulida de los minerales (geometría 2π), por lo que el factor de corrección g es igual a 2 para simular aproximadamente una superficie con geometría 4π . En la figura 4.4 se puede ver el procedimiento usado cuando se utiliza este método.

IV.4.- Método de la población.

En este método, se utilizan dos porciones del mineral a fechar para determinar la densidad de huellas espontáneas e inducidas, asumiéndose que todos los cristales del mineral tienen un contenido idéntico de uranio (Naeser, 1967 y Wagner, 1968).

Una de las porciones es montada en resina epóxica y pulida; la otra es calentada en un horno para que las huellas espontáneas se borren completamente. La temperatura a la que se realiza esto es de $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ para las apatitas y $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ para los zircones, mantenida durante un período de una a dos horas (Naeser, 1976).

La segunda porción es irradiada, montada y pulida. Ambas porciones son atacadas químicamente al mismo tiempo para revelar las huellas 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 una de los cristales. Se fechan apatitas siempre y cuando no tengan defectos abundantes (Crowley, 1989).

IV.5.- Método de la población sustracción

Este método, es semejante al anterior, con la excepción de que la porción que ha de irradiarse no es calentada para borrar las huellas antes de ser enviadas al reactor (Naeser et al., 1980). Cuando los cristales irradiados son sometidos al ataque químico se revelan tanto las huellas inducidas como las espontáneas.

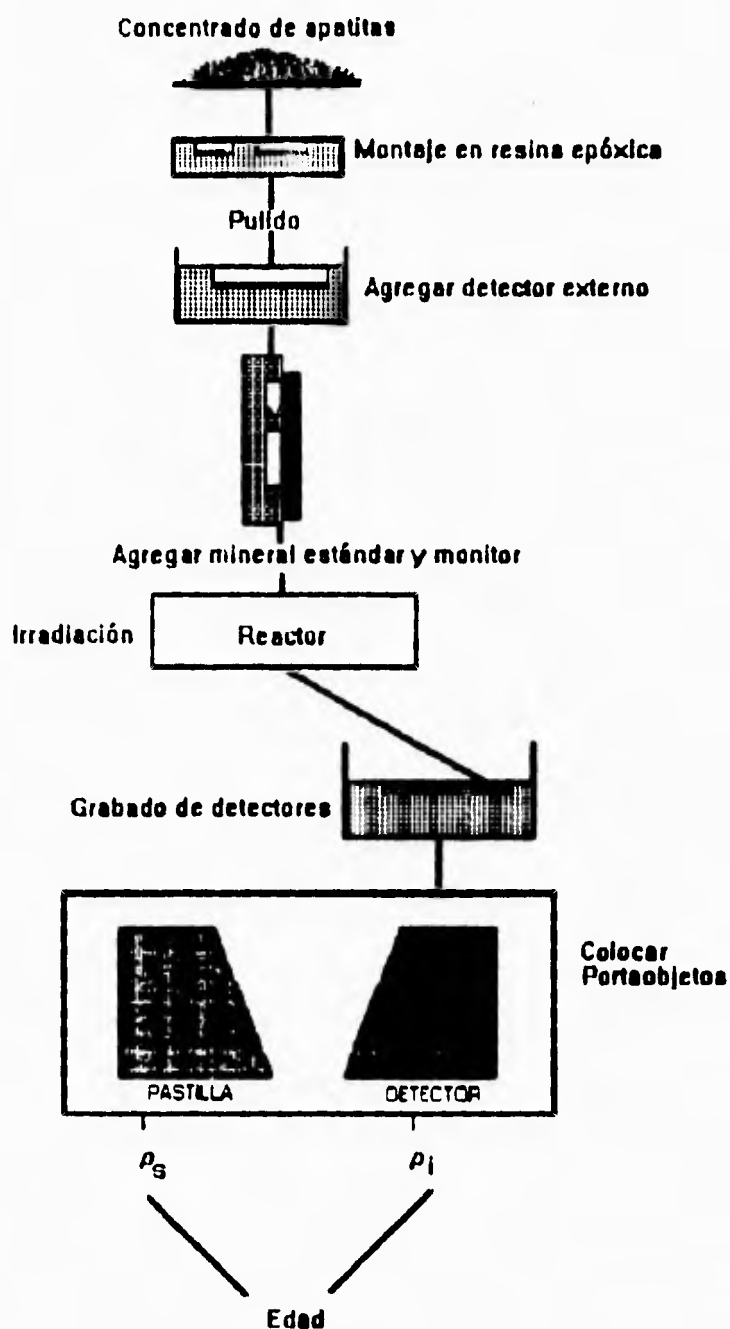


Fig.- 4.4. Pasos involucrados en el fechamiento de apatitas con la técnica del detector externo. El concentrado (libre de impurezas) de apatitas es montado en resina epóxica. Montadas las apatita se les da un pulido (quitar rayaduras), se agrega el detector que registrará las huellas inducidas. En un contenedor se coloca a las apatitas junto con el mineral estándar y los vidrios monitores para ser irradiado. Los detectores son grabados y pegados al lado del mineral en un portaobjeto para sus respectivo conteo. (Crowley et al., 1989).

La densidad de huellas inducidas (ρ_i) se obtiene restando la densidad de huellas espontáneas obtenida en la primera porción de cristales (ρ_s) de la densidad de huellas totales obtenida en la segunda porción ($\rho_s + \rho_i$). Este método se utiliza principalmente para fechar vidrios (Crowley et al., 1989).

V.- MARCO GEOLÓGICO

El Golfo de Sabinas, se describe como un elemento paleogeográfico de principios del Jurásico Superior (Santiago, J. et al., 1984).

Desde 1962, el Golfo de Sabinas ha sido intensamente explorado por PEMEX, habiéndose descubierto importantes yacimientos de gas.

V.1.- Localización del área

El Golfo de Sabinas, está localizado en la parte noreste del país (Fig.- 5.1) con una superficie de aproximadamente 40 000 Km²; abarca parte de los estados de Coahuila y Nuevo León.

De acuerdo con la división fisiográfica Morán-Zenteno (1984), el Golfo de Sabinas queda comprendido en las provincias de la Sierra Madre Oriental y la Gran Llanura de Norteamérica. (Fig.- 5.2)

Al área se puede llegar desde la ciudad de México por diferentes vías: carretera 57, que llega hasta Sabinas, pasando por San Luis Potosi, Saltillo y Monclova. En Saltillo puede tomarse la desviación a Monterrey y llegar hasta Laredo por la carretera 85. Desde Torreón se llega a Monclova por la carretera 30 o bien a Monterrey por la carretera 40. (Fig.- 5.3)

V.2.- Estratigrafía

Paleozoico

Las rocas del basamento del Pre-Jurásico Superior del noreste de México expuestas en pequeños afloramientos, pueden ser agrupadas dentro de tres entidades: Terreno Coahuila, Terreno Chihuahua y Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983). (Fig.- 5.4)

El Terreno Coahuila constituye el piso del Golfo de Sabinas, el cual consiste de dos partes: una compuesta por rocas metamórficas de bajo grado (esquistos verdes) intrusionada por granodioritas permo-triásicas, que aflora en la Sierra del Carmen al norte de Coahuila. La otra parte del terreno, corresponde a un afloramiento en el área de Delicias, Coah. y consiste de una secuencia gruesa (3000 m) plegada de flysch pensilvánico a pérmico con capas de grauvaca, grandes bloques de carbonatos y rocas volcánicas intermedias e intrusionada por granito triásico (Denison et al., 1969).

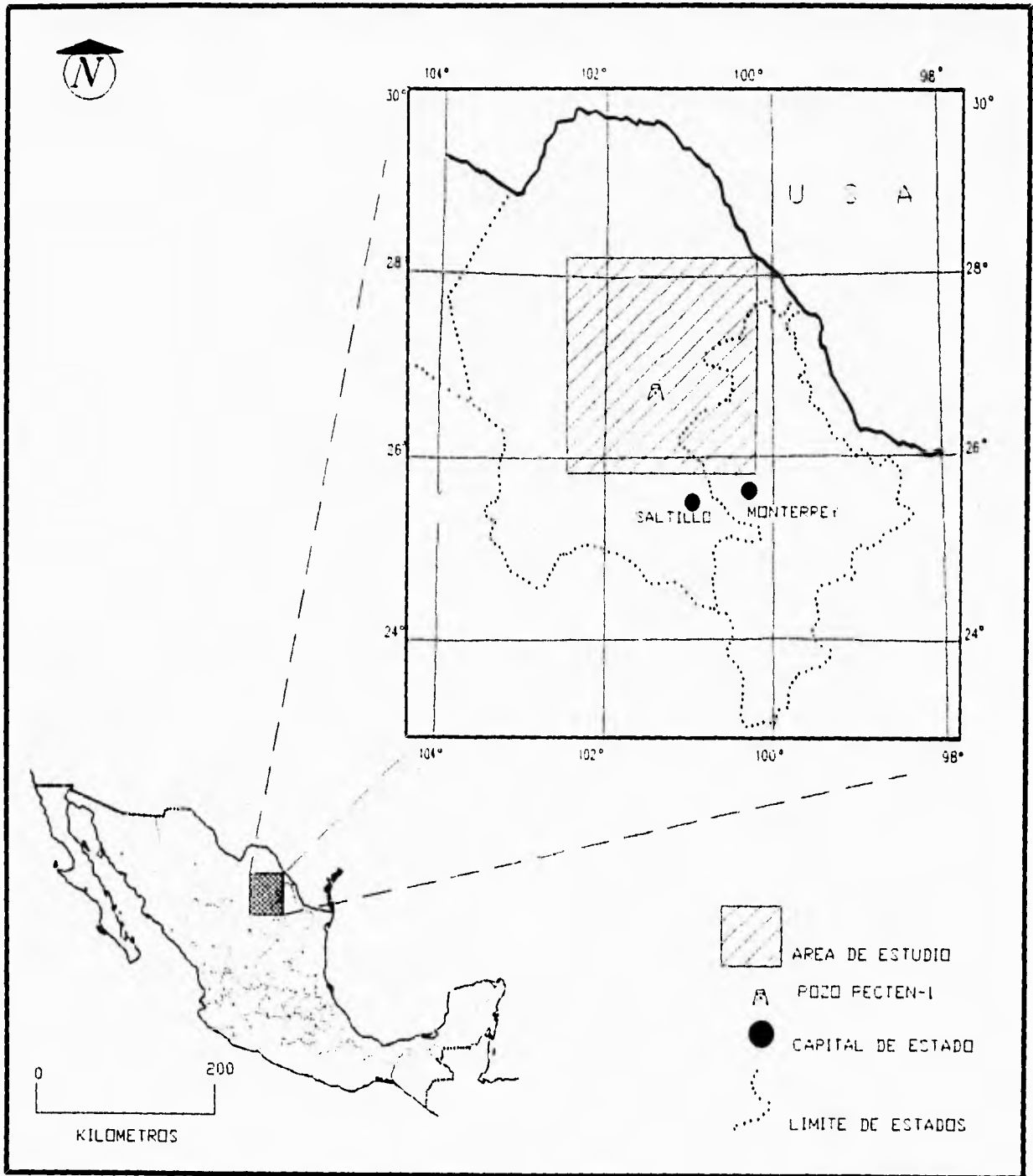


Fig. - 5.1. Localización del área de estudio.



Fig.- 5.2. Localización fisiográfica del área de estudio según Morán-Zenteno, 1984.

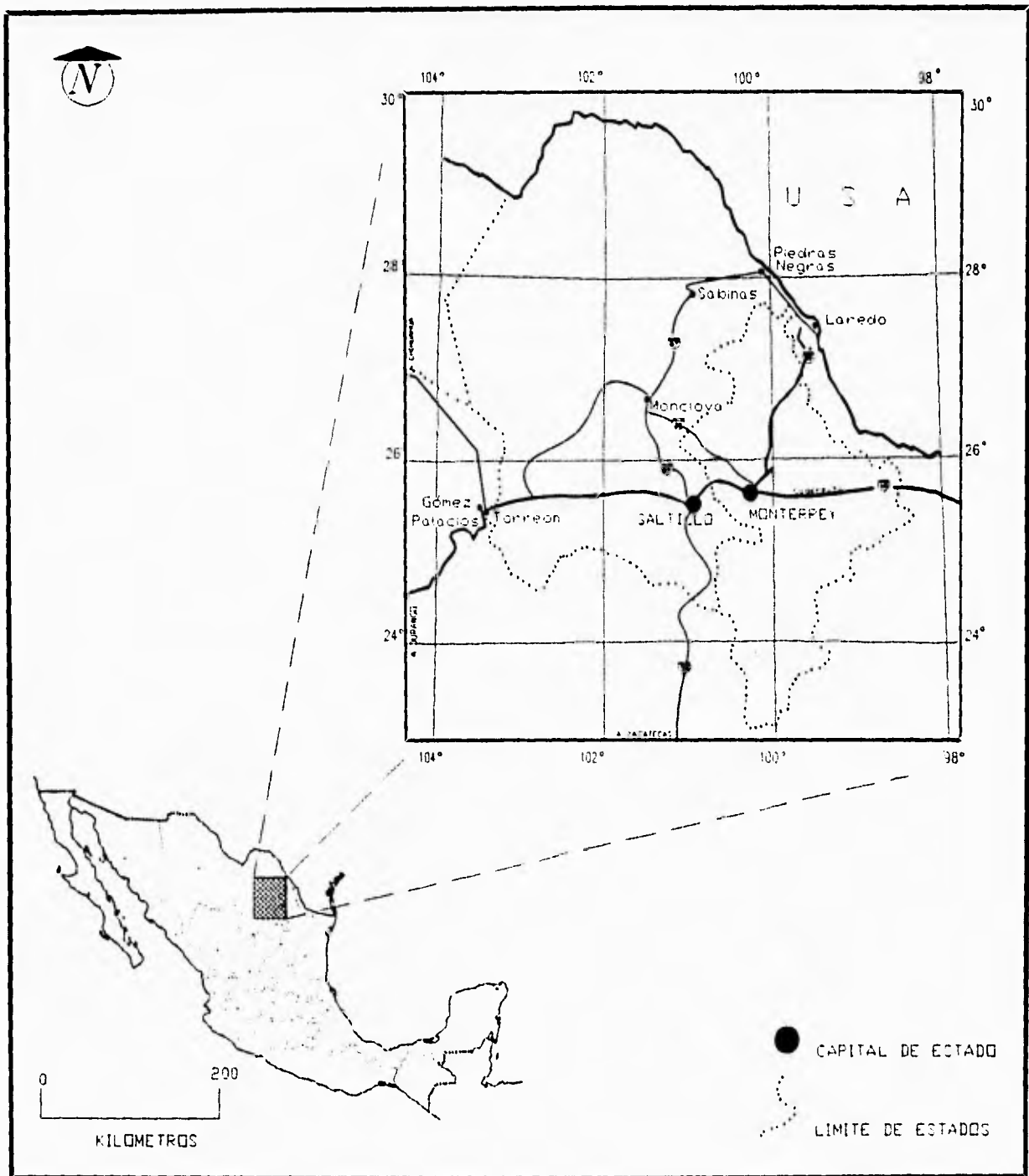


Fig.- 5.3. Vías de acceso al área de estudio.

Mesozoico Superior

Sobrayaciendo discordantemente al basamento se encuentra una secuencia formada por clastos terrígenos, carbonatos y rocas evaporíticas (F. la Gloria, F. Olvido) depositadas en el Oxfordiano.

Para el Cretácico Inferior se tiene una secuencia carbonatada en la cual pueden ser distinguidas las siguientes facies: calizas y margas que gradúan lateralmente y hacia arriba a areniscas calcáreas y limolitas con dolomías locales (F. Menchaca, F. Barril Viejo y F. Padilla); lutitas verdes y rojas interstratificadas con areniscas y carbonatos (F. La Mula); anhidritas intercaladas con calizas packstone y grainstone de bioclóstos, oolitas y microdolomías (F. La Virgen); calizas packstone y grainstone de bioclóstos que se intercalan con calizas mudstone y wackestone de bioclóstos y litoclóstos (F. Cupido). El espesor promedio para la secuencia del Cretácico Inferior es de 2000 m.

En el Aptiano Superior-Albiano se presentan lutitas fosilíferas de color gris oscuro y delgadas capas de margas y calizas mudstone (F. La Peña); capas gruesas de calizas mudstone y wackestone de color gris con estilolitas (F. Aurora); lutitas fosilíferas de color gris claro con un cuerpo intermedio de calizas (F. Kiamichi). El espesor para esta secuencia está entre 500-800 m.

La parte superior del Cenomaniano-Santoniano la conforman calizas oscuras intercaladas con delgadas capas de calizas limolíticas (F. Eagle Ford), sobreyacidas por calizas mudstone con delgadas intercalaciones de margas (F. Austin). El espesor fluctúa entre los 200 y 500 m.

Para el Campaniano-Maestrichtiano existe una secuencia (complejo deltaico) que consiste de lutitas grises y lodolitas (F. Upson), seguidas por una secuencia marina y no marina de areniscas, limolitas y arcillas con carbonatos (F. San Miguel, F. Olmos y F. Escondido). El espesor es de 1000 m.

Cenozoico

Sedimentos clásticos ampliamente distribuidos del Cenozoico y rocas ígneas, descansan en discordancia angular sobre rocas plegadas del Mesozoico Superior. Las rocas ígneas están constituidas por cuerpos intrusivos laramídicos de composición generalmente alcalina y

rocas extrusivas: lavas de composición intermedia asociadas con cuerpos intrusivos laramídicos y lavas basálticas formando pequeñas mesetas.

Los sedimentos del Paleoceno consisten de intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas con glauconita y fósiles re TRABAJADOS del Cretácico expuestos en la parte oriental del área.

El aluvión Cenozoico está compuesto de brechas, gravas, arenas y finos lodos aluviales, depositados en depresiones topográficas y valles sinclinales. (Tabla.- 5.1)

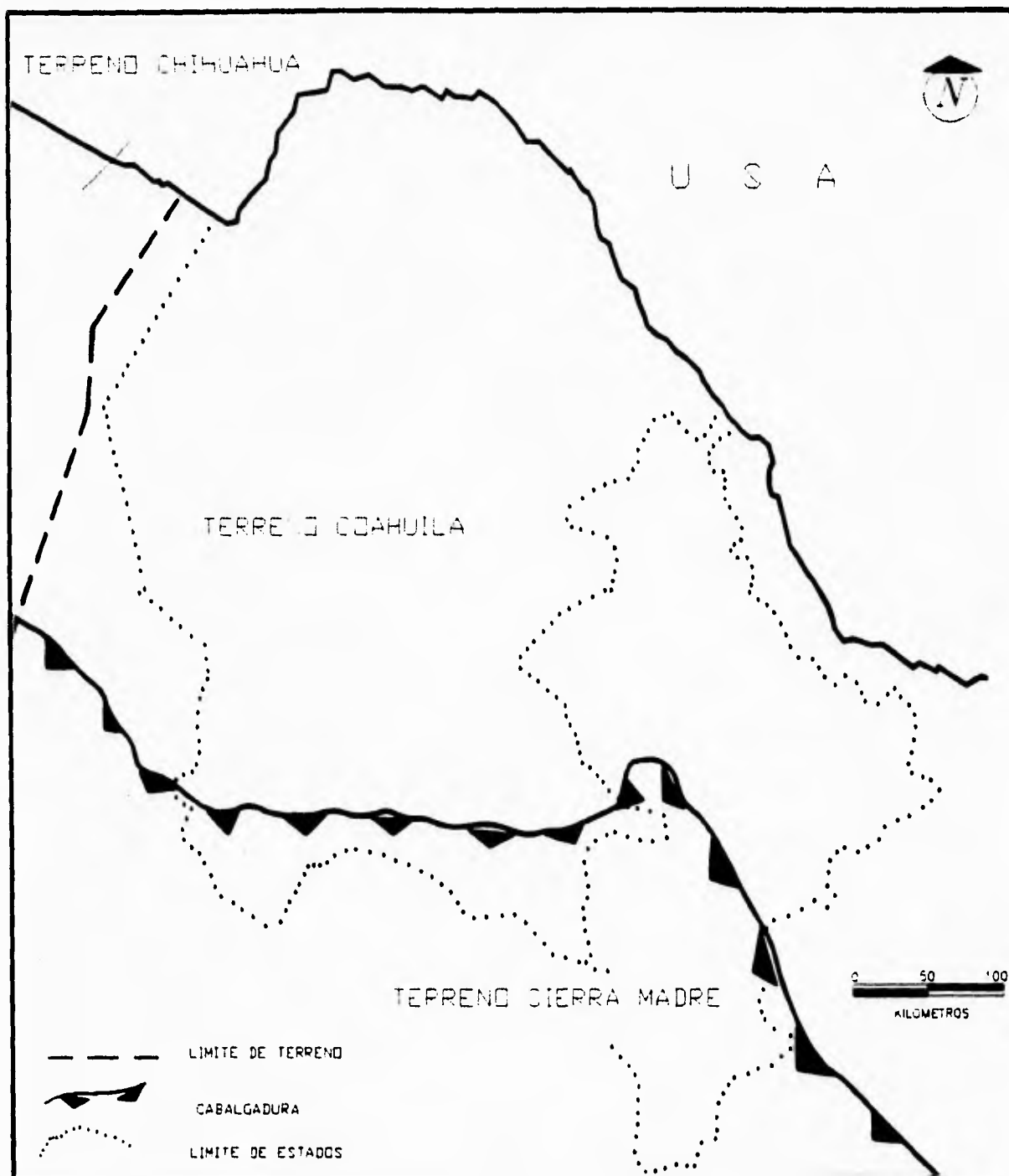


Fig.- 5.4. Terrenos tectonoestratigráficos para el noreste de México (Campa y Coney, 1983).

LOCALIDAD				(GOLFO DE SABINAS)														
ERA	SISTEMA	PERIODO	EPOCA (SUB)	EPOCA (FOLIO)	FORMACION													
C E N O Z O I C A	C U A R T E R I O	T E R C I A R I O	RECIENTE		ALMOR													
			PRETERCIARIO		FORMACIONADO SABINAS													
			TERCIARIO															
			M E D I O	SUP.														
				MED.														
				INF.														
			D E C I O	SUP.														
				MED.														
				INF.														
			S E C U N D A R I O	SUP.														
MED.																		
INF.																		
CUATERNARIO																		
M E S O Z O I C A	C R E T A C E O	S U P E R I O R	MIAMI		LA VIRGEN													
			CAMBIANO		LA MULA													
			SANTOBIANO		CUPIDO													
			LEONIANO		TARAISES													
			SUPERIOR				AUSTIN											
			TERCIARIO				EAGLE FORD											
			PRIMARIO				MIAMI											
			ALBUQUERQUE				GRUPO WASHITA											
			INTERIOR				AURORA (Mar aberto)											
			INTERIOR				LA PEÑA											
J U R A S I C O	J U R A S I C O	S U P E R I O R	REGIONAL		LA CASITA													
			REGIONAL		ZULOAGA													
			REGIONAL		MINAS VIEJAS													
			REGIONAL		GLORIA													
			SUPERIOR				* (Pecten-1 N 4)											
			MEDIO															
			INTERIOR															
			TERCIARIO															
			PRIMARIO															
			CUATERNARIO															
P A L E O Z O I C A	P E R M I A N O	P E R M I A N O			COMPLEJO IDEO METAMORFICO PERMIANICO													
					* (Pecten-1 N 6)													
P R O T E R O Z O I C A	P R O T E R O Z O I C A	P R O T E R O Z O I C A																

 PERIODO DE NO DEPOSITO
 * MUESTRAS ANALIZADAS

Fig.- 5.1. Tabla estratigráfica para el Golfo de Sabinas.

V.3.- Tectónica

Desde el punto de vista tectónico, el Golfo de Sabinas representa la evolución de una cuenca de "rift" intercontinental, relacionada con los procesos de ruptura y deriva que abrió el océano Atlántico y el Golfo de México (Pilger, 1980) limitado por dos grandes unidades positivas: Península de Tamaulipas y Península o Isla de Coahuila.

De acuerdo a su posición tectónica, en el Golfo de Sabinas se pueden distinguir tres estados de evolución: un estado inicial de rompimiento (rifting) que comprendió el fallamiento de bloques y formación de grabens, un estado de subsidencia tectónica y por último, la terminación de la subsidencia debido a la intensa deformación y fallamiento inverso, el cual provocó el levantamiento de la región durante la Orogenia Laramide (Cuevas-Leree, 1984).

Debido a la colisión entre Laurasia y Gondwana que dió lugar a la formación de la Pangea en el Pérmico, el basamento del área estuvo sujeto a efectos de plegamiento y actividad ígnea y metamórfica. En Coahuila la constitución de dicho basamento está reflejada por la Sierra del Carmen, la cual representa la zona interna del sistema orogénico Marathon-Ouachita, intrusionado por granodioritas permo-triásicas; en el área de Delicias-Acatita, se constituye de una secuencia flysh plegada, de edad Pensylvánico a Pérmico intrusionada por granodioritas triásicas. La secuencia turbidítica es similar a la faja frontal oriental del geosinclinal Ouachita. (Flawn et al., 1961).

El Golfo de Sabinas es uno de los elementos paleogeográficos que se definieron con la transgresión marina generalizada en el oriente de México a partir del Jurásico Superior, así como la Cuenca de Chihuahua, Península de Tamaulipas, Península de Aldama, etc. (Morán-Zenteno, 1986).

En el Golfo de Sabinas prevaleció, desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, una sedimentación relativamente somera.

En el Triásico Superior-Jurásico Medio, se llevó a cabo un régimen tectónico distensivo iniciado por el rompimiento y separación que dió origen a la parte central del Atlántico norte y el Golfo de México (Pilger, 1980). Hubo una fase de dicho rompimiento en el que se adelgazó la litósfera y produjo una emersión regional así como una segmentación de bloques por fallas normales, además del relleno de cuencas de ruptura (Buffler et al., 1980), que inicialmente fueron rellenadas por sedimentos continentales conocidos como Lechos Rojos.

Para el Oxfordiano, las aguas del antiguo Golfo de México penetraron hacia el oeste, permitiendo el depósito de evaporitas representadas por las Formaciones Novillo, Olvido y Gloria, esta última presenta facies de terrígenos costeros. (Fig.- 5.6)

Durante el Kimmeridgiano-Tithoniano, con el avance de la transgresión marina la línea de costa se desplazó hacia los elementos positivos como la Isla de Cohauila, Península de Tamaulipas, Isla de la Mula e Isla de Monclova, depositándose terrígenos y lodos calcáreos que dieron origen a las Formaciones La Casita y Pimienta. (Fig.- 5.7)

En el Berriasiano-Aptiano Tardío, continuó el régimen distensivo en el centro noreste del país, relacionado con la apertura del Golfo de México. La transgresión iniciada en el Jurásico Tardío, continuó sobre una plataforma abierta. Los sedimentos correspondientes son de la Formación Taraises y facies litorales, además de terrígenos.

El avance de las aguas marinas continuó durante el Hauteriviano-Aptiano Temprano, cubriendo total (las islas de La Mula y Monclova) o parcialmente (la Isla de Cohauila y la Península de Tamaulipas) áreas positivas, dando origen a una amplia plataforma con diversas condiciones ambientales que dieron lugar a diferentes facies: de aguas profundas y plataforma someras, que están representadas por la Formación La Mula, de arrecife; Formación Cupido, lagunar y sabka; Formación La Virgen, lagunar. (Fig.- 5.8)

Durante el Aptiano tardío el hundimiento de la cuenca produjo condiciones de mar abierto depositándose sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación La Peña.

Al cesar la actividad tectónica que dió lugar a la formación de la corteza oceánica y al Golfo de México, hacia el Aptiano Tardío-Cenomaniano, la actividad tectónica sufrió un enfriamiento produciendo la subsidencia del noreste de México. El hundimiento fue más rápido en la Península de Tamaulipas e Isla de Cohauila y aun más en la Cuenca de Chihuahua, es decir, el hundimiento fue regional por lo que las áreas positivas, para el Albiano se cubrieron por las aguas marinas, desarrollándose en ellas un gran arrecife, conocido como Arrecife El Burro. Facies de mayor profundidad corresponden a la Formación Tamaulipas Superior.

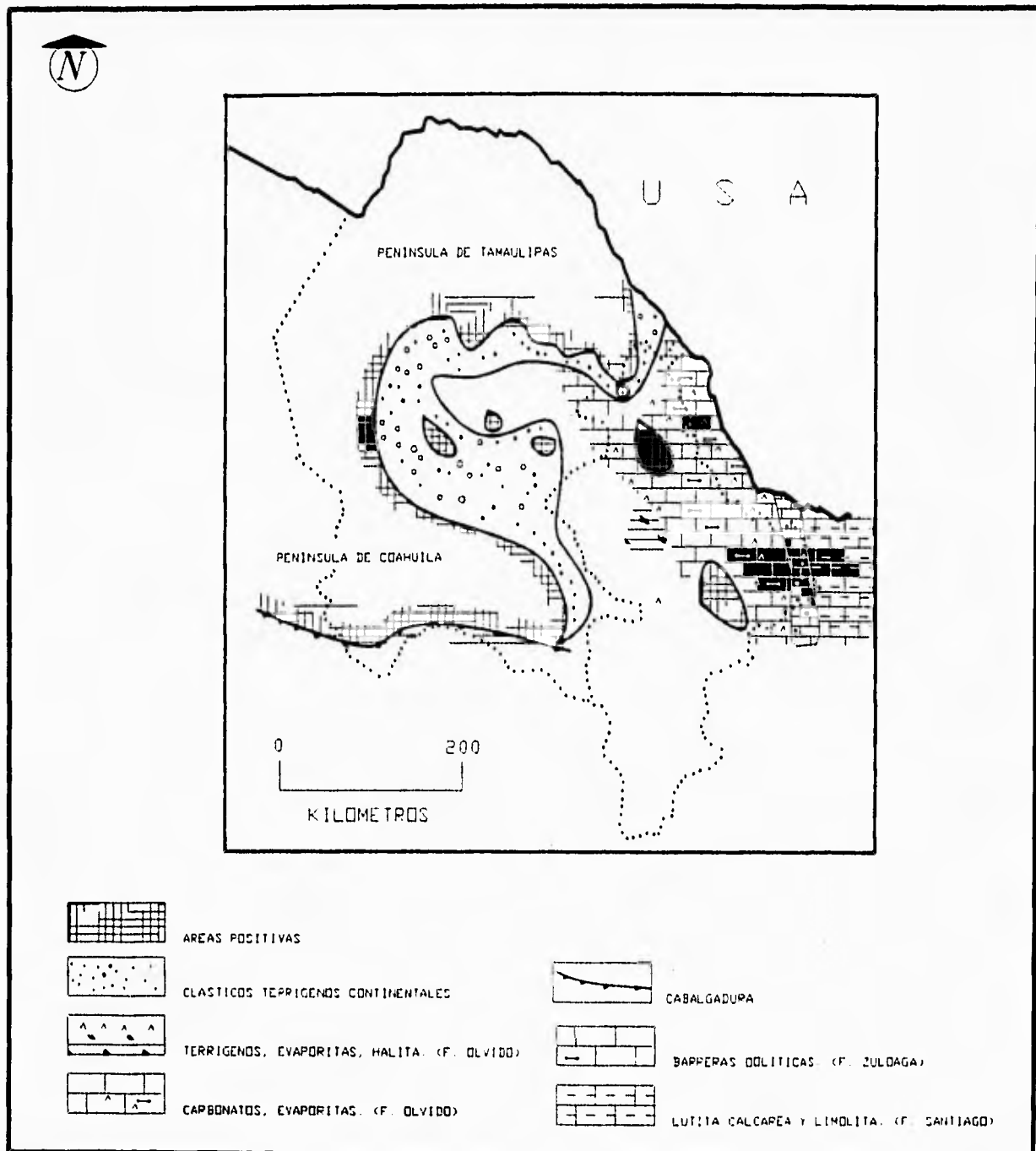


Fig.- 5.6. Paleogeografía del Oxfordiano Temprano. (Swanziger, 1978).

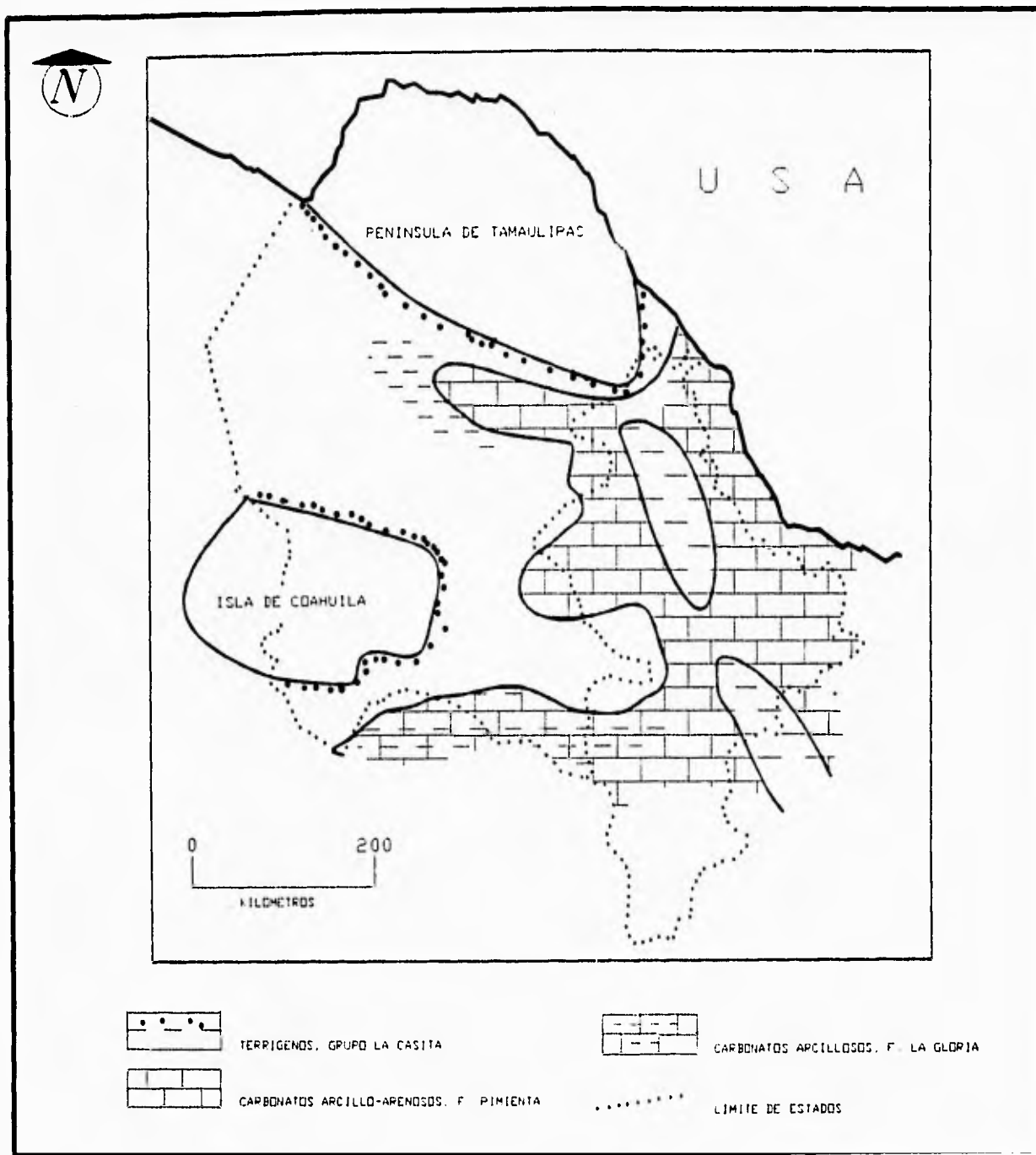


Fig.- 5.7. Paleogeografía del Kimmeridgiano-Tithoniano. (Swanziger, 1978).

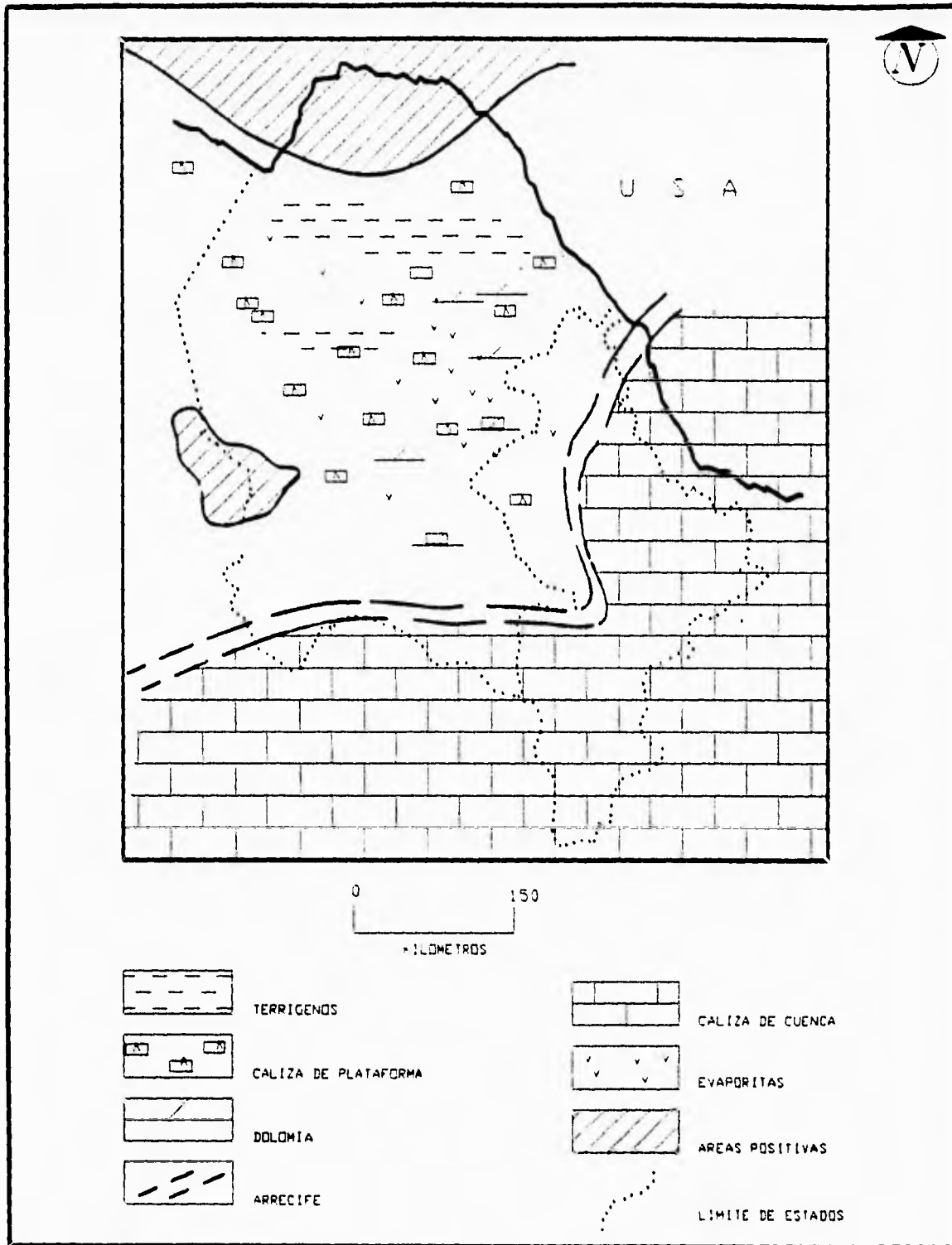


Fig.-5.8. Paleogeografía del Neocomiano-Aptiano Inferior (González, 1976).

En el Albiano Medio, fluctuaciones transgresivas o regresivas o bien variaciones de la velocidad de depósito crearon ambientes de plataforma profundos y someros, acumulándose sedimentos arcillo-calcáreos (Formación Kiamichi) y calcáreos (Formación Georstown). (Fig. - 5.9)

La subsidencia de la región continuó durante el principio del Cretácico Tardío. Debido a la Orogenia Laramide se desarrollaron levantamientos en la parte Este del país.

En el Cretácico Tardío los conjuntos sedimentarios fueron plegados por la Orogenia Laramide, su efecto se ha definido como un cambio en el movimiento relativo entre dos placas: la Placa Farallón y la Placa Americana. Así como un incremento en la pendiente de la placa subducida, creando esfuerzos compresionales en la corteza superior.

Los efectos de la Orogenia Laramide continuaron en el Paleoceno y Eoceno Temprano. Hacia fines del Eoceno, el incremento gradual de la placa subsidente dio lugar a un período de levantamiento y tectónica extensional.

Los mares cenozoicos comenzaron a retirarse hacia la parte oriental dejando con ello una gruesa secuencia de arenas y lutitas. Al término de la Laramide se formó la Cuenca de Burgos.

En el Oligoceno, en la Cuenca de Sabinas, se presentaron emisiones aisladas de rocas ígneas de composición intermedia a ácida. Existen también derrames basálticos Plio-Cuaternarios.

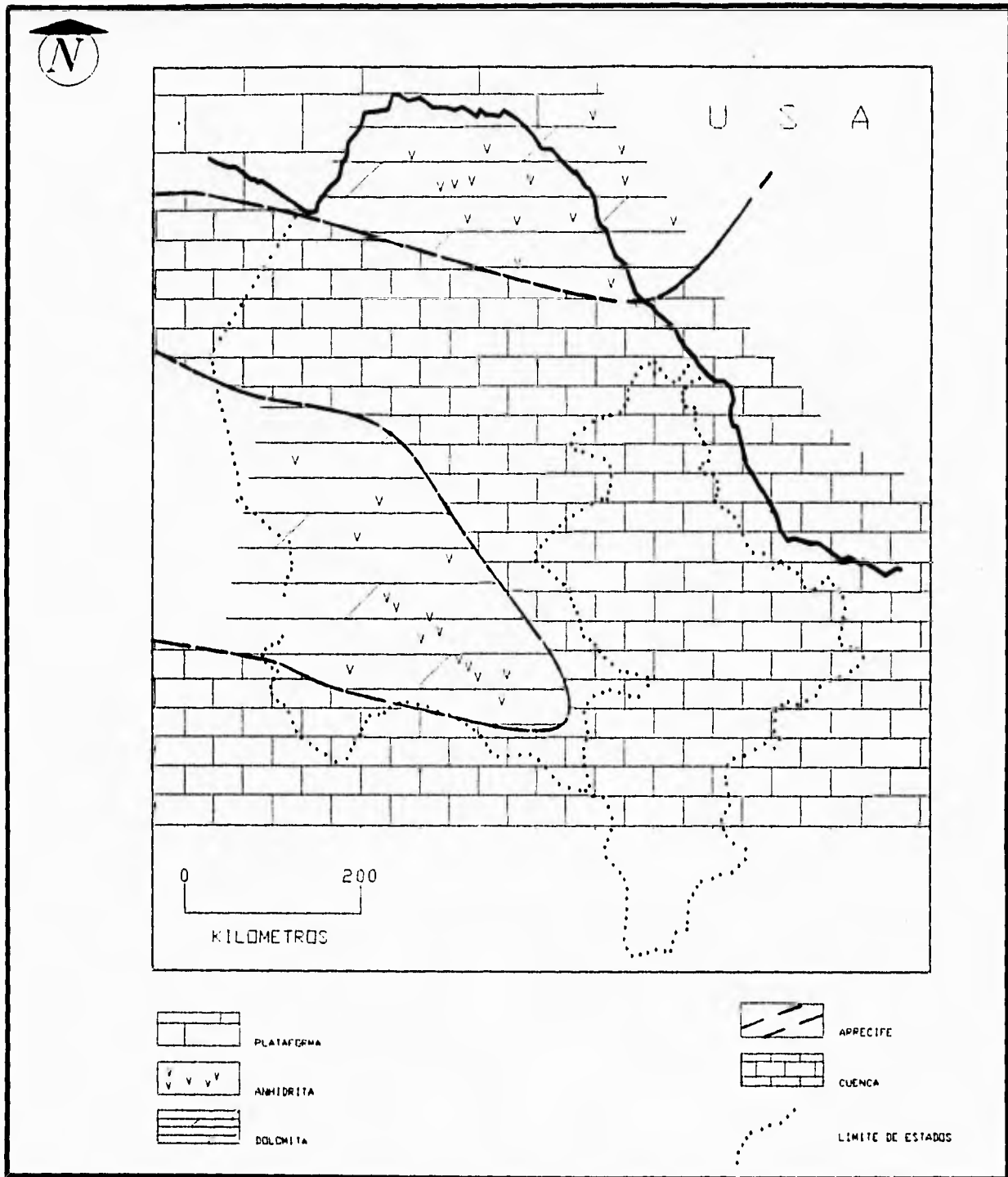


Fig.-5.9. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano (González, 1976).

V.4.- Evolución Geodinámica

V.4.1.-Análisis de subsidencia

La modelización de la subsidencia es un método indispensable para comprender los mecanismos internos que intervienen en la formación de cuencas sedimentarias. Con el método de "Backstripping" (Steckeler y Watts, 1978), se retiran progresivamente las unidades sedimentarias superficiales a través del tiempo, descompactando los sedimentos subyacentes.

Para comparar las diferentes etapas de evolución se efectúan correcciones tomando en cuenta las paleobatimetrías de depósito y las variaciones del nivel del mar por eustatismo. De esta manera, es posible construir curvas de evolución de la subsidencia del basamento con sedimentos y de la subsidencia tectónica, es decir, de la subsidencia del basamento sin sedimentos ni agua. El análisis de las rupturas de pendientes de la curva permite precisar los periodos durante los cuales se produjeron los eventos tectónicos.

La columna sedimentaria del Golfo de Sabinas experimentó movimientos verticales de la corteza ocurridos durante su evolución.

En la fig.-5.10 se muestran los conceptos del análisis de subsidencia. A un tiempo T_1 el basamento se encuentra en la superficie

A un tiempo T_2 , el basamento sufre una subsidencia, permitiendo que una unidad de sedimentos se acumule. En este caso, cierto tirante de agua permanece, lo que significa que la cantidad de subsidencia en la cuenca fue mayor que la acumulación de sedimentos. La afluencia de sedimentos fue incapaz de llenar la cuenca.

En el tiempo T_3 continúa la subsidencia y se acumula otra unidad de sedimentos. La primera unidad es compactada debido al sepultamiento, por tanto el espesor de la primera unidad en T_3 no es el original.

Al tiempo T_4 otra unidad de sedimentos es depositada. Los sedimentos subyacentes continúan compactándose por el sepultamiento. Se asume que la columna al tiempo T_5 , es la actual en el pozo.

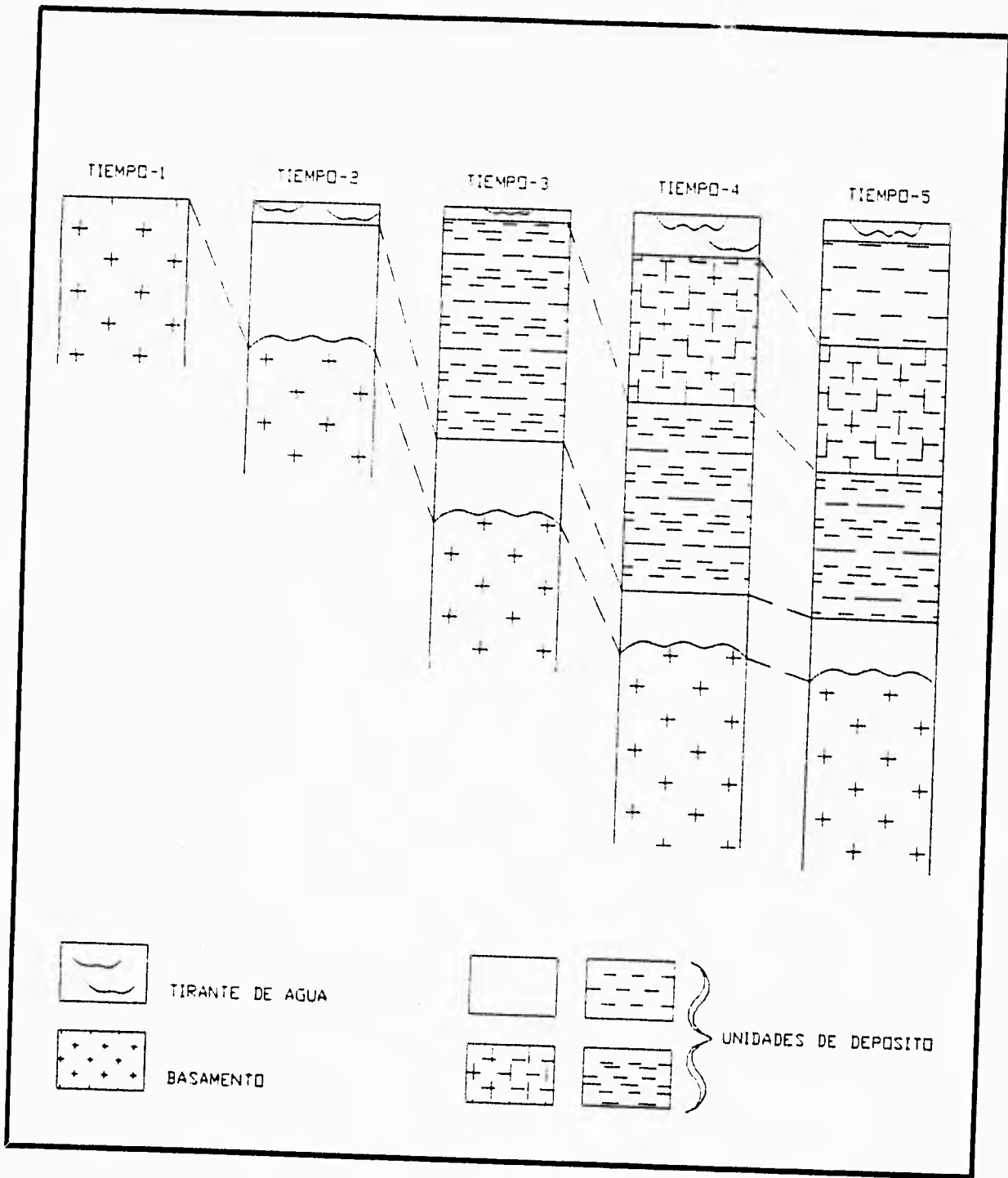


Fig.- 5.10. Efectos de la acumulación de sedimentos en una cuenca subsidente. Tomado de Steckeler y Watts, 1978).

Para reconstruir la evolución de la cuenca en forma regresiva es necesario usar estudios bioestratigráficos con el fin de determinar las edades de las unidades involucradas. El análisis de subsidencia para el Golfo de Sabinas, lo efectuó Cuevas-Leree (1984) con datos del pozo Inés-1, localizado cerca del depocentro de la cuenca.

V.4.2.- Subsidencia tectónica

Durante la creación de la corteza y piso oceánico, el material caliente de la astenósfera se emplaza en el centro de esparcimiento y es posteriormente acrecionado hacia las placas a ambos lados de las cordilleras oceánicas.

Al mismo tiempo que las placas se van separando de la cordillera oceánica, la contracción térmica de las placas oceánicas recientemente formadas, provoca un incremento en sus densidades y espesores dando como resultado una subsidencia pasiva isostática y la formación de cuencas oceánicas. La isostacia será un importante factor en la subsidencia si se cambia el espesor o densidad de la columna litosférica, este cambio puede tener lugar si la litósfera o corteza se estira.

Los estudios en cuencas oceánicas muestran que existe una relación entre la variación del flujo térmico, la batimetría del piso oceánico, y el incremento de la edad de la corteza oceánica, que ocurre al alejarse de las zonas de ruptura.

Con el modelo de estiramiento de Mckenzie (Fig.- 5.11), para la formación de una cuenca sedimentaria, se siguen los siguientes pasos: para un tiempo T_1 (condiciones originales), la columna tiene un gradiente geotérmico de la superficie a la base de la litósfera, en este tiempo aún no existe subsidencia. Si entre T_1 y T_2 se estira la litósfera por un factor B , el espesor de la litósfera será $1/B$. El gradiente geotérmico estará menos inclinado y la columna subsidirá debido a los efectos isostáticos de adelgazamiento de la litósfera y reemplazamiento de manto denso con astenósfera menos densa. Esta subsidencia no es termal, sino una compensación isostática local debido al adelgazamiento de la litósfera. Al T_3 , la litósfera se enfría y engruesa. Mientras que la astenósfera caliente se convierte a litósfera fría.

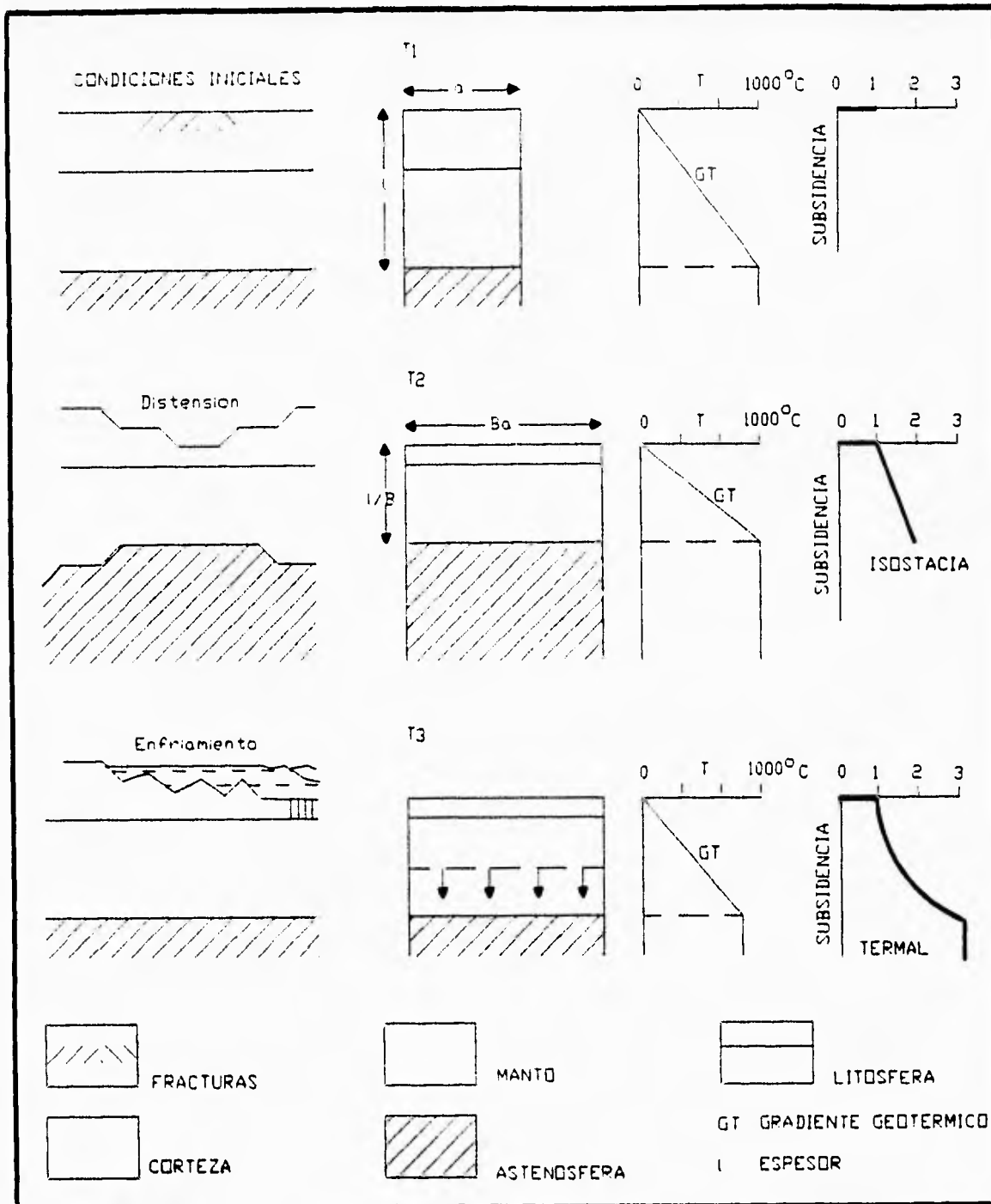


Fig.- 5.11. Modelo de estiramiento para la distensión de la corteza y subsidencia (después de McKenzie, 1978).

De acuerdo con este modelo, la subsidencia tectónica en el Golfo de Sabinas puede estar resumida en dos principales fases: subsidencia inicial y subsidencia termotectónica. (Cuevas-Leree, 1984).

La subsidencia inicial se produce cuando se adelgaza la litósfera y se reemplaza por corrientes ascendentes pasivas de material caliente de la astenósfera. El debilitamiento en la corteza se manifiesta por la formación de horts y grabens. Los sedimentos son clásticos terrígenos depositados rápidamente (en el Golfo de Sabinas este período duró cerca de 20 m. a.)

La subsidencia termotectónica, se debe al enfriamiento pasivo de la corteza y del manto. En el golfo de Sabinas la etapa inicial de esta fase pudo ser controlada localmente por el movimiento de fallas activas situadas en las márgenes de los elementos de Coahuila y el Burro. Esto duró alrededor de 60 m. a. (Cretácico Inferior-Cretácico Superior). En la etapa final, los movimientos a lo largo de la falla terminaron y las facies sedimentarias se extendieron regionalmente a través de los elementos emergidos. La subsidencia finalizó cuando la región experimentó levantamiento y deformación debido a la Orogenia Laramide cuya duración fue de 40-80 m. a. (Cretácico Superior-Eoceno Superior)

VI.- TRATAMIENTO ESTADISTICO

Cuando se fecha una roca por medio de la técnica del detector externo se obtiene una edad para cada cristal, por tanto la edad de la roca será el promedio aritmético de las edades de cada cristal.

Desde el punto de vista de las necesidades del fechamiento, ésta es una técnica precisa y el tratamiento estadístico de los resultados permite hacer determinaciones confiables.

VI.1.- Cálculo de los parámetros y de la edad

Cálcular la edad requiere conocer varios parámetros: ρ_D , ρ_S , ρ_i , ξ .

Para obtener el parámetro " ξ " se necesita una muestra del mineral a fechar, cuya edad es conocida (mineral estándar), y de un vidrio monitor estándar, el cual indicará la fluencia de neutrones ocurrido durante la irradiación. Esta fluencia puede variar a lo largo del contenedor donde se encuentra la muestra, por tal motivo se coloca un vidrio en la parte superior y otro en la parte inferior del contenedor.

Cada muestra puede experimentar una fluencia diferente de acuerdo a su posición y por tanto cada muestra va a tener un valor de densidad de huellas en el detector monitor (ρ_D), este valor es utilizado para determinar la fluencia de neutrones.

Los valores de " ξ ", de las muestras Pecten-1 N. 4.1; Pecten-1 N. 6.1 y Pecten-1 N. 6.3 se obtuvieron de acuerdo a la ecuación (18) del capítulo III, para:

$$\text{promedio de } (\rho_S/\rho_i)_{STD} = 3.06$$

$$\lambda_d = 1.551 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$g = 2 \text{ (para la técnica del detector externo)}$$

$$\rho_D \text{ de la muestra Pecten-1 N. 4.1} = 20\,280 \text{ huellas/cm}^2$$

ρ_D de la muestra Pecten-1 N. 6.1 = 20 450 huellas/cm²

ρ_D de la muestra Pecten-1 N. 6.3 = 20 050 huellas/cm²

Obteniendo finalmente:

$$\xi_{\text{Pecten-1 N. 4.1}} = 969$$

$$\xi_{\text{Pecten-1 N. 6.1}} = 961$$

$$\xi_{\text{Pecten-1 N. 6.3}} = 980$$

Conociendo los respectivos valores, se hace uso de la ecuación (18) del capítulo III para el cálculo de la edad. Los valores de la edad para cada muestra se presentan en la tabla 6.1 y 6.2, respectivamente.

No. de Cristal	Huellas espontáneas	Huellas inducidas	Área (x10 ⁻⁴ cm ²)	ρ_s (x10 ⁵) (huellas/cm ²)	ρ_i (x10 ⁴) (huellas/cm ²)	Edad y error (en m. a.)
1	7	4	1.48	0.473	2.70	17.2 ± 2.112
2	8	7	1.62	0.270	4.32	11.2 ± 1.380
3	27	8	1.67	1.62	4.79	33.1 ± 4.068
4	7	11	1.74	0.402	6.32	6.25 ± 0.768
5	9	5	1.74	0.517	2.87	17.7 ± 2.172
6	26	32	1.74	1.49	18.4	7.98 ± 0.981
7	26	5	1.74	1.49	2.87	50.9 ± 6.261
8	22	19	1.34	1.64	14.2	11.4 ± 1.398
9	59	10	1.74	3.39	5.75	57.7 ± 7.100
TOTAL	191	101	14.81	11.52	62.2	23.7 ± 2.916

Tabla 6.1.- Valores del Cálculo de la edad para la muestra Pecten-1 N. 4.1.

Edad y error = 23.7 ± 2.9 m. a.

No. de Cristal	Huellas espontáneas	Huellas inducidas	Área ($\times 10^{-4} \text{cm}^2$)	$\rho_s (\times 10^5)$ (huellas/ cm^2)	$\rho_i (\times 10^5)$ (huellas/ cm^2)	Edad y error (en m. a.)
1	48	69	1.58	3.03	4.36	6.83 ± 0.295
2	45	89	1.08	4.17	8.25	4.97 ± 0.214
3	35	68	1.08	3.24	6.30	5.06 ± 0.218
4	26	26	0.76	3.40	3.40	9.82 ± 0.424
5	38	31	0.83	4.55	3.71	12.0 ± 0.518
6	55	12	1.06	5.18	1.13	44.9 ± 1.935
7	74	98	1.10	6.75	8.94	7.42 ± 0.319
8	33	21	1.10	3.01	1.92	15.4 ± 0.665
9	58	68	1.18	4.92	5.76	8.37 ± 0.361
10	96	184	1.01	9.50	18.2	5.12 ± 0.221
11	23	113	1.48	1.55	7.64	2.00 ± 0.086
12	35	56	1.18	2.97	4.75	6.14 ± 0.264
13	50	168	1.04	4.81	16.2	2.92 ± 0.126
14	15	33	1.06	1.42	3.11	4.46 ± 0.192
15	9	59	1.09	0.82	5.41	1.50 ± 0.064
16	25	20	1.20	2.08	1.67	12.3 ± 0.529
17	20	37	1.09	1.83	3.39	5.31 ± 0.228
18	19	23	0.69	2.73	3.30	8.11 ± 0.349
19	47	87	0.62	7.50	13.9	5.31 ± 0.228
20	14	40	1.18	1.19	3.39	3.44 ± 0.148
21	38	51	1.01	3.76	5.05	7.32 ± 0.315
22	45	116	1.48	3.04	7.84	3.81 ± 0.164
TOTAL*	848	1469	23.92	81.45	137.56	8.30 ± 0.358

Tabla 6.2.- Valores del cálculo de la edad para la muestra Pecten-I N. 6.

$$\text{Edad y error} = 8.30 \pm 0.358$$

*La edad es el promedio aritmético de las edades de los cristales de las muestras Pecten-I N. 6.1 y Pecten-I N. 6.3.

Para las muestras del pozo Pecten-1 que no fueron fechadas, se encontraron diversas limitantes entre otras escasez de mineral (pocos cristales), detector fracturado, etc. por tal motivo no fue posible datarla (Tabla 6.3).

POZO	No. DE NÚCLEO	PROFUNDIDAD (m)	FRACCIÓN	OBSERVACIONES
Pecten-1	2	1494-1497	-60 + 100	pocos cristales
Pecten-1 sup	4.1	1810-1815	-60 + 100	fechada
	4.2	1810-1815	-60 + 100	pocos cristales
Pecten-1 inf	4.1	1810-1815	-60 + 100	detector fracturado
	4.2	1810-1815	-60 + 100	pocos cristales
Pecten-1	5.1	2193-2195	-60 + 100	pocos cristales
	5.2	2193-2195	-100 + 150	pocos cristales
	5.3	2193-2195	-100 + 150	pocos cristales
Pecten-1	6.1	2316-2319	-60 + 100	fechada
	6.2		-60 + 100	detector fracturado
	6.3		-100 + 150	fechada
	6.4		-100 + 150	detector fracturado

Tabla 6.3.- Relación de las muestras del pozo Pecten-1.

VI.2.- Análisis estadístico

De forma ideal las edades individuales para una muestra fechada por la técnica del detector externo deben formar parte de una distribución de poisson (Crowley et al., 1989) (Fig.-6.1).

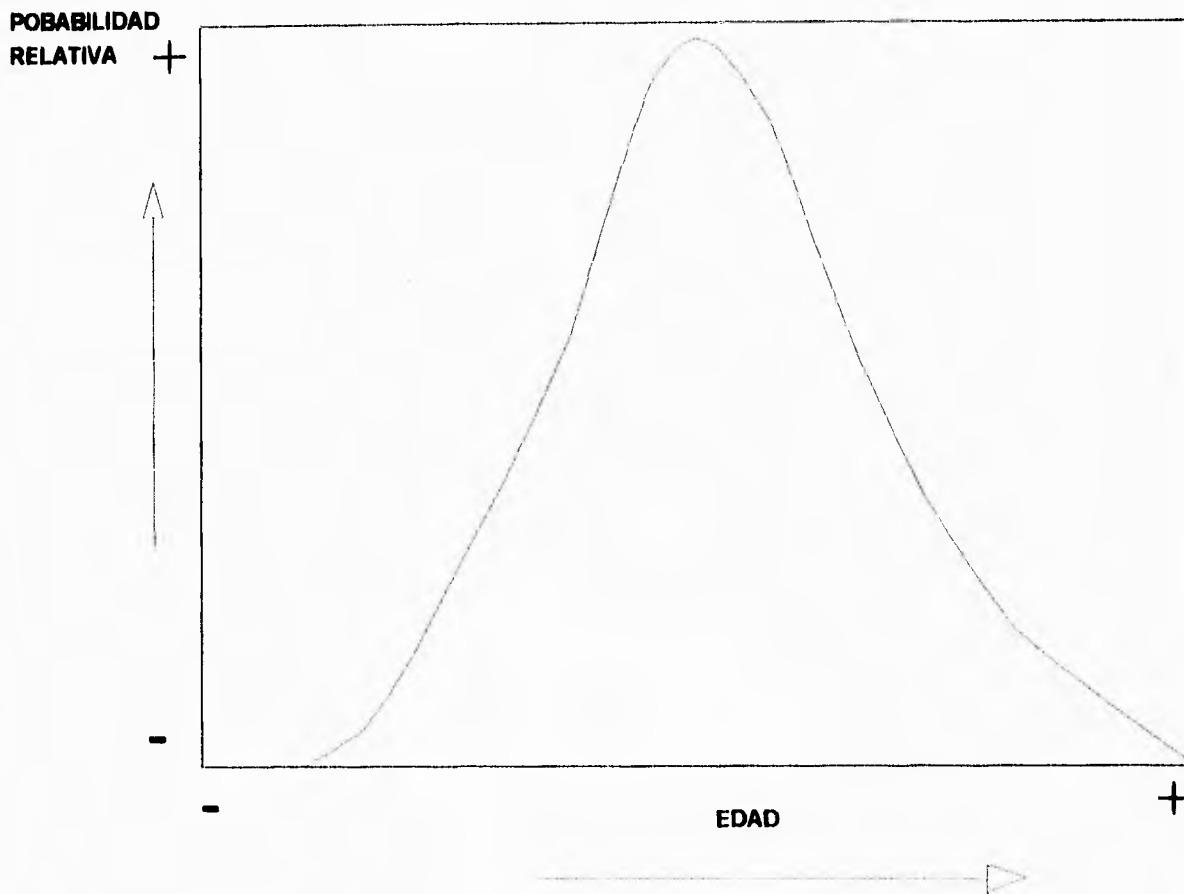


Fig. - 6.1 Curva de distribución de probabilidad ideal para una muestra que pasa la prueba chi cuadrada (Crowley et al., 1989).

En el análisis estadístico de muestras grandes ($N > 30$), las distribuciones muestrales se hacen con las aproximaciones normales (distribuciones de frecuencia, media, mediana, moda, medidas de dispersión, etc). En muestras pequeñas ($N < 30$) esta aproximación no es buena, de modo que deben hacerse modificaciones apropiadas. Galbraith (1981) sugiere el uso de la prueba chi cuadrada χ^2 para comprobar si los datos se comportan de acuerdo con la distribución de poisson.

La prueba chi cuadrada es una medida de la discrepancia existente entre las frecuencias observadas y esperadas, se expresa como:

$$\chi^2 = \sum_j \frac{(O - e_j)^2}{e_j} \dots\dots\dots(20)$$

Los símbolos O_j y e_j representan, respectivamente, las frecuencias observadas y esperadas en la casilla j .

Si $\chi^2 = 0$ las frecuencias observadas y teoricas concuerdan exactamente.

Si $\chi^2 > 0$ no coinciden las frecuencias.

A mayores valores de χ^2 , mayores son las discrepancias entre las frecuencias observadas y esperadas (Tabla 6.4).

Muestra	χ^2
Pecten-1 N. 4.1	0.5
Pecten-1 N. 6	0.11

Tabla 6.4.- Valores de chi cuadrada para las muestras fechadas. De acuerdo a estos datos nos damos cuenta que las frecuencias observadas y las frecuencias teoricas no estan muy lejos de la realidad.

Otra forma 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; Cervený et al., 1988). En esta gráfica la curva de probabilidad de una muestra se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$(P) = \sum_{i=1}^n \frac{e^{-\left[\frac{(A - Ai)^2}{Si^2}\right]}}{\sqrt{Si}} \quad (21)$$

Donde A = edad promedio de la muestra,

A_i = edad del cristal i ,

S_i = error asociado a la edad del cristal i .

Las figuras 6.2 y 6.3 , muestran las curvas de distribución de probabilidad para las muestras Pecten-l N. 4.1; Pecten-l N. 6, respectivamente. Si se comparan estas gráficas con la gráfica 6.1, se nota una cierta tendencia de aproximación a la distribución de Poisson, esto indica que las edades son estadísticamente confiables.

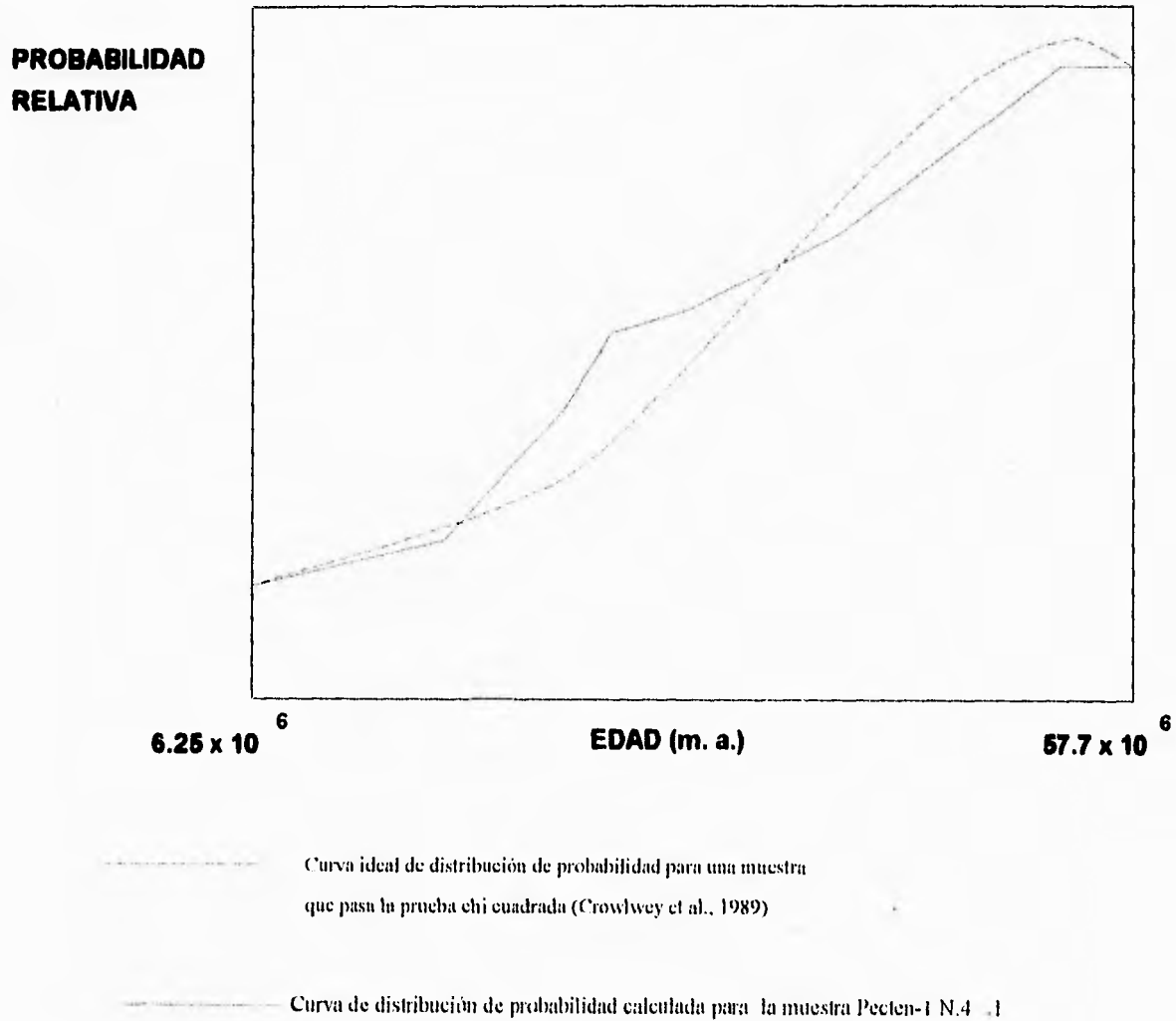


Fig.- 6.2. Distribución de probabilidad calculada para la muestra Pecten-l N. 4.1

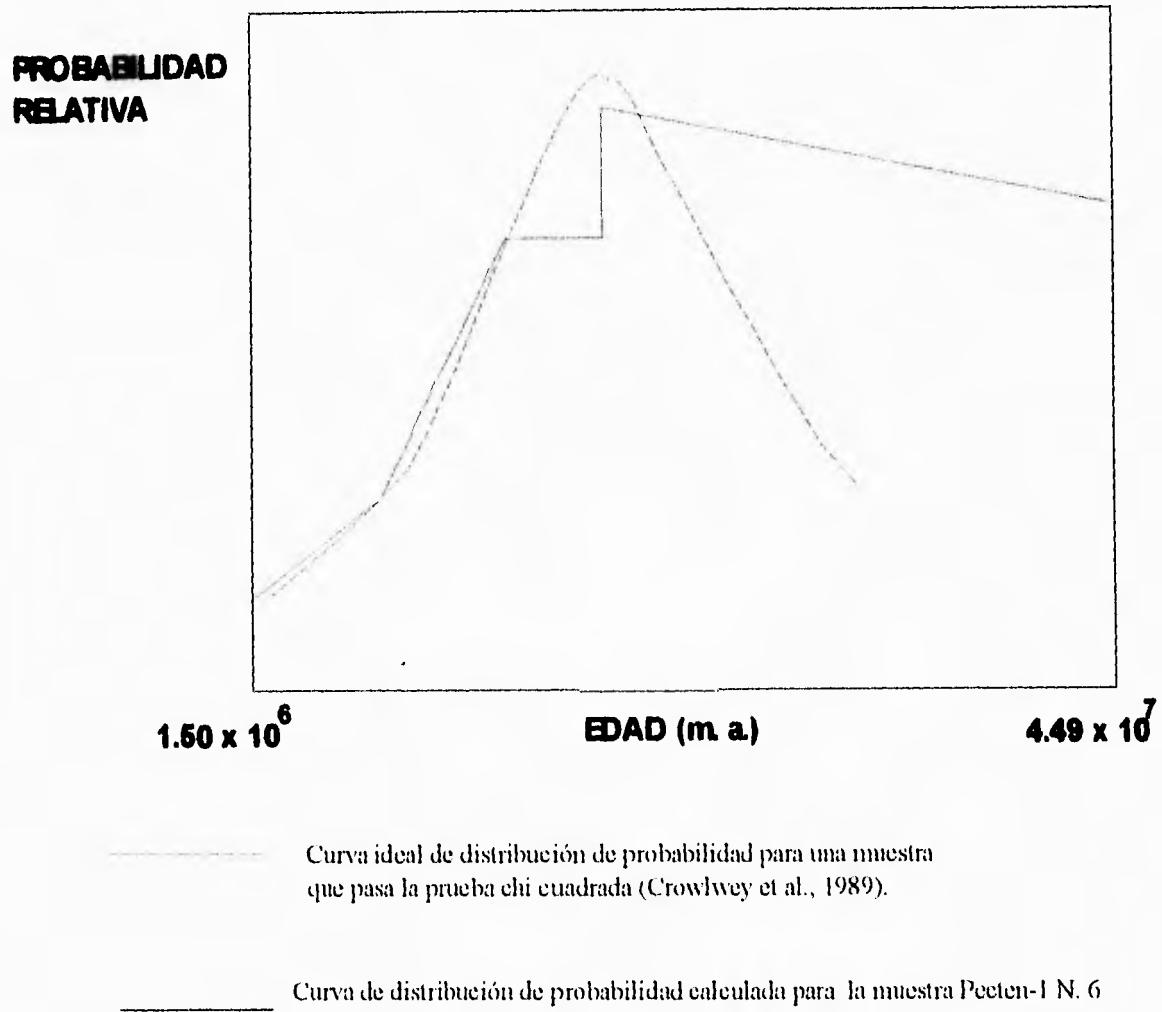


Fig.- 6.2. Distribución de probabilidad calculada para la muestra Pecten-I N. 6.

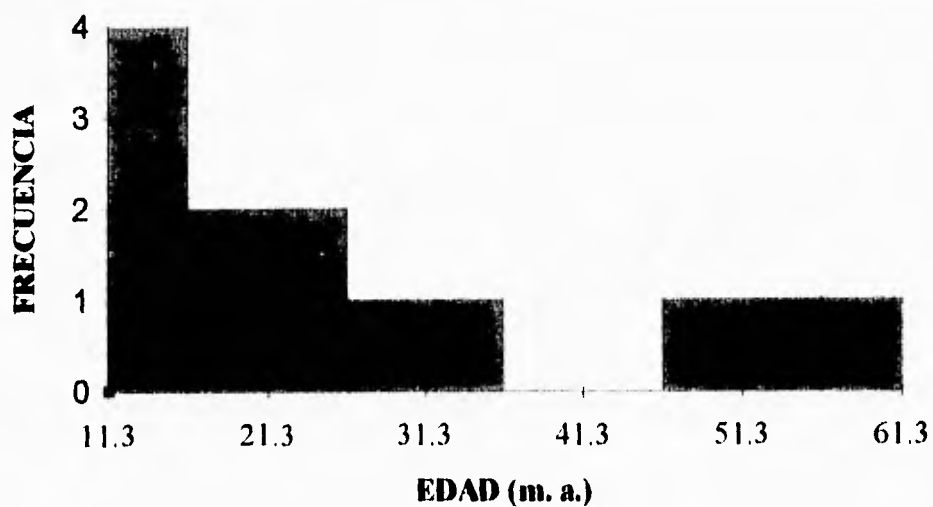


Fig.- 6.4. Histogramas de las edades por trazas de fisión determinada para los cristales de apatitas de la muestra Pecten-1 N. 4. 1. La media de esta muestra es de 23.7 m. a.

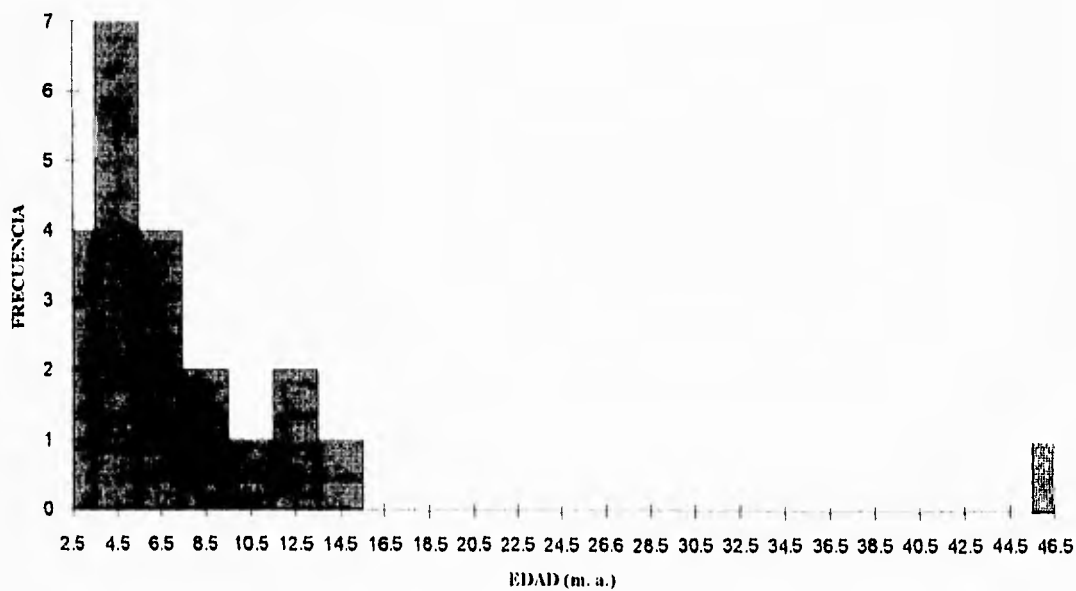


Fig.- 6.5. Histogramas de las edades por trazas de fisión determinada para los cristales de apatitas de la muestra Pecten-1 N. 6. La media para esta muestra es de 8.3 m. a.

La variación de las edades aparentes en los cristales de apatita, es el reflejo de la edad de la fuente de aporte, además del tiempo efectivo del calentamiento.

El núcleo Pecten-I N. 4.1 es un conglomerado, por lo tanto los cristales de apatitas provienen de diferentes fuentes de aporte, mientras que el núcleo Pecten-I N.6 sólo tiene una fuente de aporte (magma).

VII.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

El pozo Pecten-1, se encuentra ubicado a un lado de Monclova, Coahuila. Estructuralmente se encuentra en la culminación del anticlinal La Gloria, orientado NW-SE con dimensiones de 17.0 x 55.0 Km, el cual se encuentra rodeado de intrusivos terciarios.

En las apatitas la edad de la roca está en función de la temperatura, ya que es uno de los parámetros geológicos capaces de influir en la estabilidad de las huellas. A medida que se incrementa la temperatura, las huellas experimentan una reducción en sus dimensiones y si se sigue incrementando la temperatura las huellas pueden llegar a desaparecer.

El borrado de las huellas es un proceso que depende particularmente de la temperatura y del tiempo de duración del calentamiento (para borrar totalmente a las huellas en un tiempo corto, se necesita una temperatura alta).

Naesers (1981), de acuerdo a las edades obtenidas en pozos, sugiere que las huellas en apatitas son totalmente borradas (edad cero) a una temperatura de 105 °C aproximadamente para un tiempo de calentamiento de 100 m. a. de duración.

Debido a la estabilidad de las huellas a temperaturas bajas, las edades de las apatitas obtenidas por el método de huellas de fisión se interpreta como "edades de enfriamiento" de la roca (Wagner y Reimier, 1971).

Las edades calculadas para las muestras son:

Pecten-1 N. 4.1 (prof. 1810-1815) = 23.7 ± 2.9 m. a.

Pecten-1 N. 6 (prof. 2316-2319) = 8.3 ± 0.357 m. a. (Fig.- 7.1)

Como se ve en la figura 7.1, estas edades no corresponden a la edad estratigráfica, pero si representan la edad del último enfriamiento.

La edad obtenida para la muestra Pecten-1 N. 4.1 (23.7 ± 2.9 m. a.) corresponde al Mioceno Inferior, esta muestra proviene de un conglomerado, al que se le asignó una edad estratigráfica del Jurásico Superior.

Para la muestra Pecten-I N. 6 se obtuvo una edad de 8.3 ± 0.357 m. a., que corresponde al Mioceno Superior. Esta muestra pertenece a un intrusivo granítico, al cual se le determinó una edad isotópica por el método de K/Ar de 160 m. a*.

La edad del conglomerado y del intrusivo, son edades de enfriamiento, ya que la columna sedimentaria del Golfo de Sabinas sufrió una subsidencia continua motivo por el cual alcanzó altas temperaturas (≈ 125 °C), y después fue levantada.

De acuerdo a las propiedades de estabilidad de las huellas y a las relaciones geológicas de la región, se puede decir que las apatitas del Golfo de Sabinas fueron afectadas por un calentamiento postdeposicional. El hecho de que a las profundidades de 1810-2319 m, las apatitas tengan edades más jóvenes que la edad estratigráficas indica que han sufrido un calentamiento postdeposicional. El rango de edades observadas (1.5-57 m. a.), no tiene ninguna relación con la edad estratigráfica, simplemente refleja la historia térmica de los sedimentos. Las edades aparentes empiezan a disminuir paulatinamente con el aumento de la temperatura (profundidad) a temperaturas mayores de ≈ 70 °C. El efecto de la disminución de la edad aparente es debida a la desaparición de algunas huellas de fisión espontáneas, a causa de la permanencia de estos cristales en la zona de borrado parcial.

La columna sedimentaria del Golfo de Sabinas sufrió un severo sepultamiento, que llevó a las rocas analizadas hasta más de 3.5 Km alcanzando una temperatura de ≈ 125 °C, esta temperatura prevaleció por poco tiempo. Posteriormente, ocurrió un evento tectónico que las levantó hasta alcanzar la zona de estabilidad parcial de las huellas (70-125 °C), cuya etapa final ocurrió en el intervalo 24-9 m. a. antes del presente.

La edad aparente de la apatita en secuencias detríticas normalmente será mayor o igual a la edad estratigráfica del horizonte que las contiene y estas se interpretan como edades preservadas de la procedencia de la roca fuente. Si las edades aparentes obtenidas son menores (en este caso) que la edad estratigráfica, la única explicación posible es que dicha secuencia ha sufrido un calentamiento. De otra manera las edades obtenidas serían mayores que la edad estratigráfica y reflejarían una edad de procedencia (i. e. la edad de las rocas de la fuente de aporte)

* Dato proporcionado por la Coordinación de Exploración de Petróleos Mexicanos.

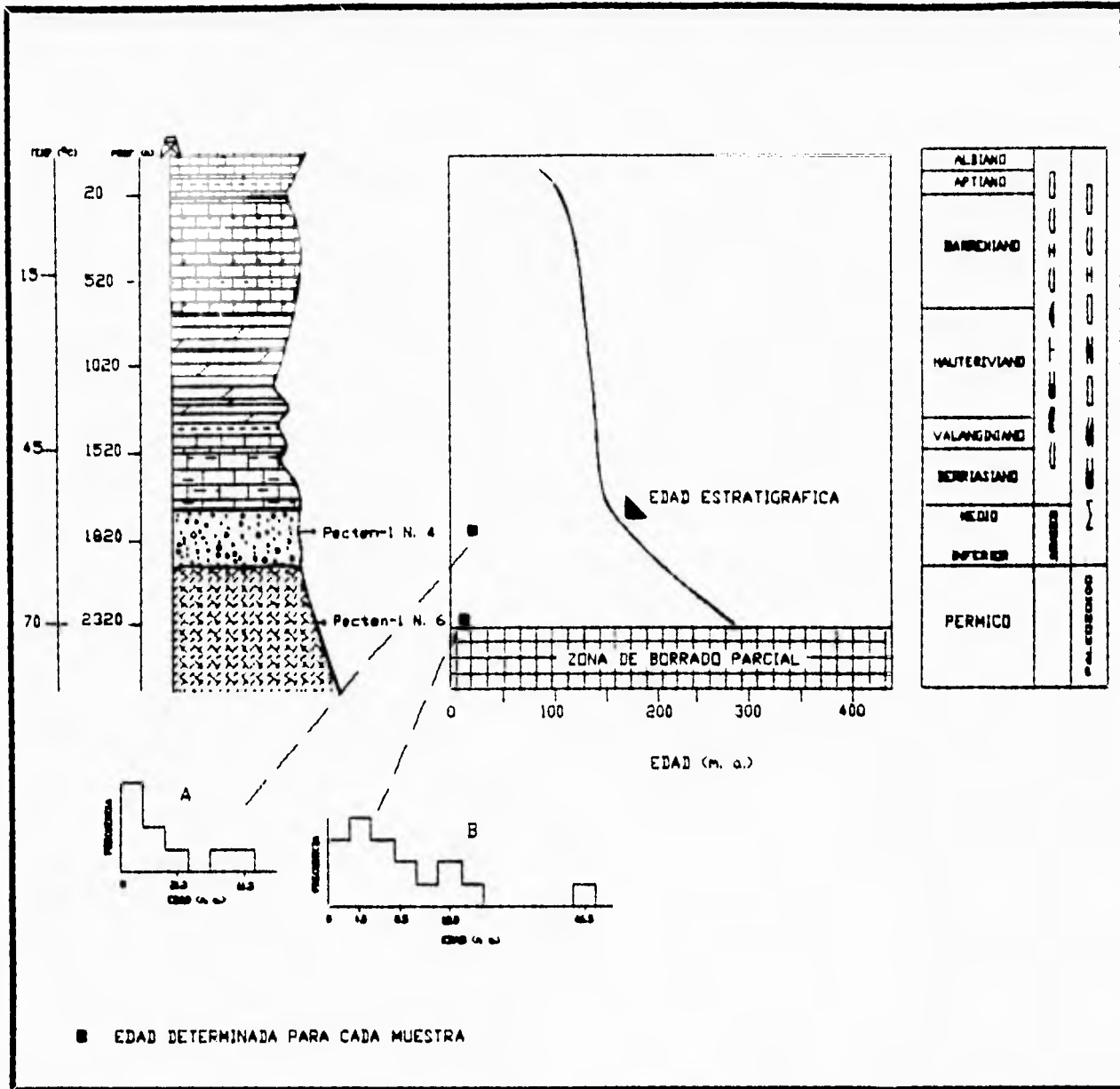


Fig.- 7.1. En esta figura se puede apreciar la relación que existe entre la edad estratigráfica (línea continua), la edad por huellas de fisión (cuadros negros) y la zona de borrado parcial (cuadriculas), para el pozo Pecten-1, además de la posición de las muestras dentro de la columna litológica y de la distribución de las huellas dentro de la historia térmica del pozo. El histograma de A es característico de muestras que han estado a una temperatura entre 90 °C y 95 °C y la distribución de B es característica de apatitas que han estado a una temperatura entre 105 °C y 110 °C. (Los datos para la reconstrucción de la columna litológica del pozo fueron proporcionados por la Gerencia de Operaciones Geológicas de Petróleos Mexicanos).

VIII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VIII. 1.- Conclusiones

El Método de Fechamiento por trazas de fisión es muy útil en la exploración petrolera. Por primera vez se aplica en una cuenca petrolera de México, el Golfo de Sabinas y se obtuvo el siguiente resultado:

Reconstrucciones de sepultamiento (Cuevas, 1983), indican que las rocas del Golfo de Sabinas han sufrido un enfriamiento por debajo de su paleotemperatura máxima. (Fig.-8.1). La materia orgánica presente en los sedimentos alcanzó niveles altos de maduración, debido al continuo sepultamiento, por tal motivo se pronostica encontrar principalmente gas para los yacimientos generados por las unidades involucradas. Estudios geoquímicos en rocas del Golfo de Sabinas arrojan valores altos para la reflectancia de la vitrinita ($R_o = 4$) (Van Delinder y Holguin, 1981).

Los datos de huellas de fisión indican un enfriamiento estimado de 50-60 °C, el cual empezó en esta área hace 23 m. a. El período de enfriamiento indicado por las huellas de fisión es consistente con datos que indican un generalizado levantamiento y erosión para el Golfo de Sabinas (Cuevas op. cit.), empezando en el Paleoceno.

Mediciones de la reflectancia de la vitrinita (Van Delinder y Holguin op. cit.) sugieren que las temperaturas actuales están de 40 °C a 60 °C más frías que las paleotemperaturas máximas. Las edades de huellas de fisión de apatitas apoyan la hipótesis de paleotemperaturas más altas e indican un enfriamiento, el cual empezó hace 24 m. a., durante el Mioceno y ha producido un decremento de temperatura paulatino de al menos 50 °C.

Una comparación de las edades estratigráficas y de huellas de fisión (Fig. 7.1), indica que todas las edades de las apatitas (tanto promediadas estadísticamente como consideradas individualmente) son más jóvenes que las edades estratigráficas de las unidades colectadas. Si se compara esto con la figura 3.3, se puede adelantar inmediatamente que la zona atravesada por este pozo ha experimentado un proceso de enfriamiento y no se encuentra en su máxima temperatura de sepultamiento

VIII. 1.1.- Historia térmica

Como el borrado es fuertemente dependiente del tiempo y de la temperatura, el grado de borrado observado en las apatitas de la parte media del pozo (i. e. $\approx 70\text{ }^{\circ}\text{C}$) pudo haber sido por:

- 1.- Una permanencia de estas rocas a su temperatura actual por un periodo de tiempo muy largo (al menos 100 m. a.).
- 2.- Una permanencia a una temperatura más alta por un periodo corto de tiempo, antes de sufrir un enfriamiento hasta su temperatura actual.

La reconstrucción de la historia de sepultamiento (Cuevas, 1983) indica que las rocas fueron sepultadas a su profundidad máxima hace ≈ 60 m. a. Dado que las rocas de la parte superior del intervalo atravesado son de edad cretácica; no es factible que hubiesen permanecido a su máxima profundidad hasta el presente (y consecuentemente a las máximas temperaturas observadas actualmente), puesto que su edad estratigráfica indica que han permanecido bajo esas condiciones por tiempos considerablemente más cortos de 100 m. a. Por lo tanto la segunda alternativa que involucra un enfriamiento en estas rocas es la más plausible. Datos de geología de superficie y del subsuelo indican que la región ha sufrido un levantamiento, congruente con un enfriamiento paulatino desde temperaturas más altas. La tendencia de las edades aparentes de las apatitas a temperaturas mayores de $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ (i. e. parte inferior de la sección considerada), evidencia la naturaleza de este enfriamiento. Las edades de apatitas sugieren entonces un enfriamiento que empezó hace 23 m. a. e involucró un decremento relativamente lento de temperatura de al menos $50\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Es un hecho que las rocas analizadas alcanzaron la zona de borrado total, pero estuvieron por un corto periodo de tiempo, de tal manera que no fue posible el total borrado de las huellas, pero sí una disminución en el número de las trazas, por consiguiente una disminución en la edad aparente (a mayor número de trazas menor es la disminución en la edad aparente). Para la muestra Pecten-1 N. 6 esta disminución fue considerable mientras que para la muestra Pecten-1 N. 4 fue menor. El núcleo 6 estuvo por más tiempo en la zona de borrado total. Asumiendo que el gradiente geotermico actual es de $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, podemos decir que la zona de borrado parcial se encuentra más abajo de la sección considerada. De acuerdo a las edades obtenidas podemos decir que la muestra Pecten-1 N. 4 salió

hace 23.7 m. a. de la zona de borrado parcial y la muestra Pecten-1 N.6 dejó esta zona hace 8.3 m. a.

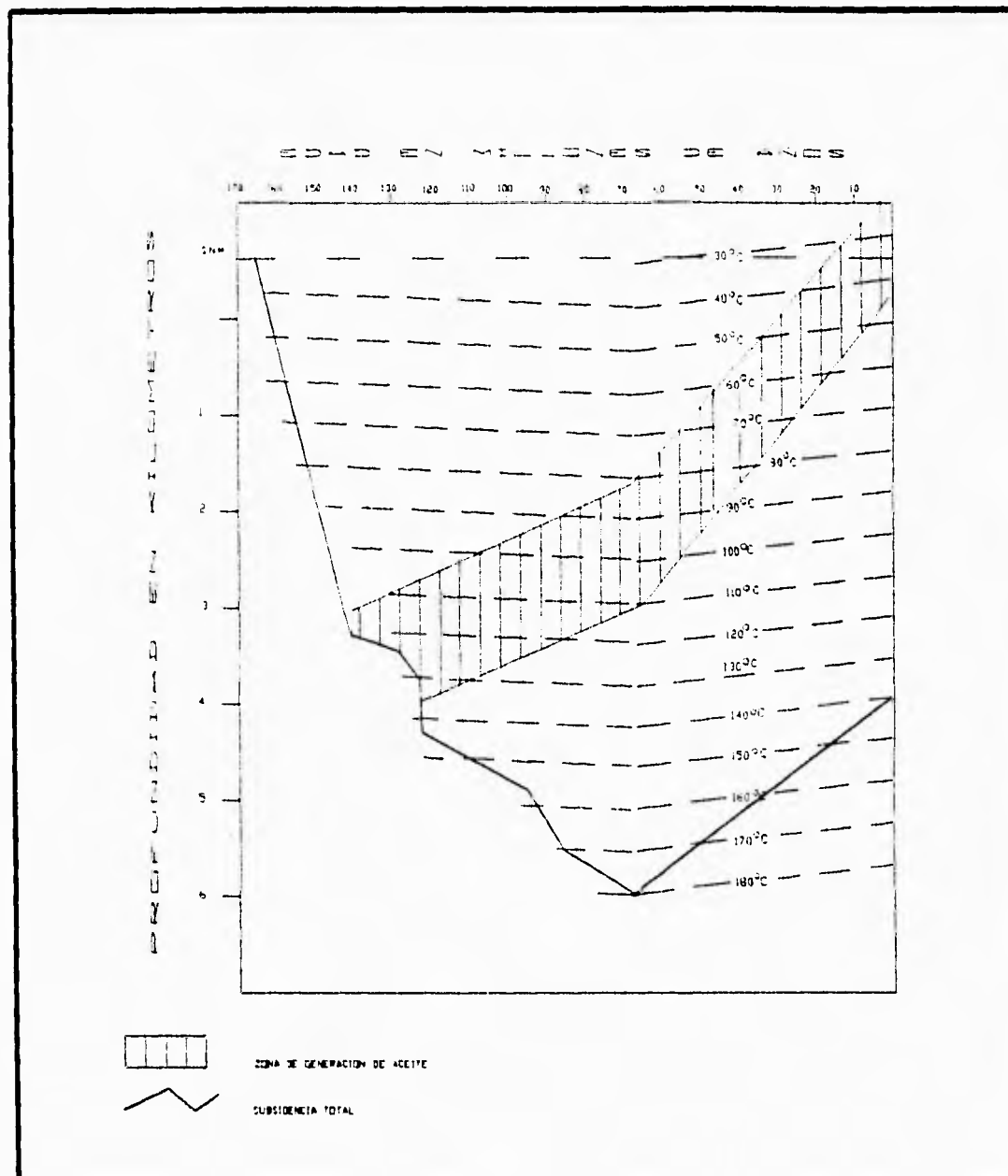


Fig.- 8-1. Diagrama que muestra la zona de generación de aceite, además de la historia de sepultamiento del Golfo de Sabinas, así como la historia de la temperatura. (Modificado de Cuevas-Lereee, 1984).

VIII.2.- Recomendaciones

La exploración petrolera, en México se enfrenta a un escenario geológico de mayor incertidumbre para la localización de nuevos yacimientos. Los factores de incertidumbre geológica que derivan, implican la intervención de tecnologías y metodologías modernas más resolutivas. El rendimiento de la exploración envuelve, un enfoque global e integrador, el cual se ha consolidado como una disciplina de vanguardia en la exploración petrolera bajo el nombre de "análisis de cuencas". La relación reservas/producción refleja una disminución de la vida útil de los yacimientos actualmente en explotación. Esta situación debería conducir naturalmente a una aceleración de la exploración que permita una incorporación de reservas.

En este caso el Método de Huellas de fisión podría ser una herramienta valiosa para la determinación de la evolución térmica de una cuenca sedimentaria, y de este modo contar con mayor información y elementos de calibración en estudios de modelado de cuenca. No obstante esta técnica debe aplicarse minuciosamente de acuerdo a todos los conceptos que involucra.

Pensando en la continuidad de la técnica, se considera necesario, tener un seguimiento de los trabajos anteriores con el fin de ahorrar tiempo-dinero-esfuerzo en el futuro y poder obtener eficientes resultados. También es de suma importancia un análisis exhaustivo de las muestras que puedan servir para este tipo de análisis.

Finalmente estos datos deben ser considerados como preliminares y deben ser complementados con la información proveniente de otros pozos. Así mismo, sería de gran utilidad realizar experimentos que correlacionen la longitud de la huella de fisión con la longitud de las huellas borradas parcialmente por la temperatura en laboratorios, calibrados para tal efecto (Balcázar et al., 1992).

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

BIBLIOGRAFÍA

Arcos-Hernández, J. L., 1992. Fechamiento de vidrios volcánicos por el Método de Trazas de Fisión. Tes. Prof. Facultad de Ingeniería-UNAM.

Arne, D., 1992. Evidence from Apatite Fission-Track Analysis for Regional Cretaceous Cooling in the Mountain Fold Belt and Arkoma Basin of Arkansas. *The Amer. Ass. of Petrol. Geol. Bull.*, V. 76, No. 3, p.392-402.

Arredondo M., C., 1970. Testimonios acerca de la naturaleza bio-orgánica de la materia prima del petróleo. *Ingeniería Petrolera*, p. 17-25.

Ashley, R. P. and Silberman, M. L., 1976. Direct Dating of Mineralization at Goldfield, Nevada, By Potassium-Argon and Fission-Track Methods. *Economy Geology*. V. 71, p. 904-924.

Balcázar, M., Terrel, D., Escudero, M., Vollbert, E. y Nieto, J., 1992. El reactor Triga en la determinación de paleotemperaturas. *Memorias del VI seminario IIE-ININ-IMP sobre especialidades tecnológicas*, mesa 13, p. 1-10. Centro Nuclear.

Bertrand, Ph., Bordenave, M. L., Brosse E., Espitalié, J., Houzay, J. P., Pradier, B., Vandembroucke, M. and Walgenwitz, F. 1993. Other methods tools for source rock appraisal. *in* Bordenave, M. L. (ed), *Applied petroleum geochemistry*. Éditions Technip-France, p. 279-372.

Buffler, R. T.; Watkins, J. S.; Schaub, F. J. y Worzel, J. L., 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico Basin. *in* Pliger, R. H. (ed), *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean*: Louisiana State University, Baton Rouge, p. 3-16.

Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terrane and mineral resources distribution in Mexico: *Can. J. Earth Sci.*, V. 13, p. 1-98.

Coney, P. J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny: *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ.*, 6, p. 5-10.

Coney, P. J., 1981. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista del IMP*, V. 15, p. 6-15.

Cortés B., Ramón, 1989. Lotus 1-2-3. Ed. Limusa.

Crowley, K. D.; Naeser, C. W.; Naeser, N., 1989. Fission-Track analysis: theory and applications. A Short Course Presented at the Geol. Soc. of America Annual Meeting St Louis, Missouri.

Cuevas Lerec, J. A., 1984. Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, noreste de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* V. XXXVI. No. 2, p. 56-100.

Deninson, R. E., Kenny, G. S., Buker, W. H. and Hetherington, E. A., 1969. Isotopic ages of igneous metamorphic boulders from the Haymond Formation (Marathon Basin, Texas) and their significance: *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 80, p. 245-256.

Durand, B., 1980. Kerogen. Technip-Paris.

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

Faure, G., 1896. Principle of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York.

Flawn, P. J., Goldstein, A., King, P. B. y Weaver, C. E., 1961. The Ouachita System. University of Texas, Bureau of Econ. Geol. Publ. No. 6120, p. 210.

Fleischer, R. L.; Price, P. B. and Walker, R. M., 1965. Solid State Track Detectors: aplicaciones 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.

Geotrack, 1992, AFTA³⁰ (introductory information and Background).

Gleadow, A. J. W, I. R., Green, P. F., and Lovering, J. F., 1983. Fission track analysis: A new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential: *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, V. 93, p. 93-102.

González, Raúl, 1976. Bosquejo geológico de la zona noreste. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. XXVIII, Nos. 1 y 2. p.2-49.

Green, P. F.; Duddy, I. R.; Gleadow, A. J. W.; Hegarty, K. A.; Laslett, G. M., and Lovering, J. F., 1989a. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4-quantitative modelling techniques and extension to geologic time scales: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 79, p. 155-182.

Green, P. F.; Duddy, I. R.; Gleadow, A. J. W.; and Lovering, J. F., 1989b. Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration, in N. D. Naeser and T. H. McCulloh, eds., *Thermal history of sedimentary basins methods and case histories*: New York, Springer-Verlag, p. 181-195.

Green, P. F. and Durrani, S. A., 1977. Annealing studies of track in crystals. *Nuclear track detection*, V. 1, p. 33-39.

Haack, U., 1977. The closing temperature for fission track retention in minerals. *Amer. J. Sci.* 277.

Haq, B. U.; Handerbol, J.; Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* V. 235, p. 1156-1167.

Hernández-González, G., 1993. Análisis de Trazas de Fisión de apatitos de rocas ígneas de la región suroccidental del Estado de Colima. Tes. Prof. Facultad de Ingeniería-UNAM.

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

López-Ramos, E., 1982. *Geología de México*. Tomo II.

Mandujano-Velásquez, J., 1993. Apuntes del curso análisis de cuencas, Tomo I y II. Proyecto CAD 1107. Subdir. Tec. de Exploración, IMP (inédito).

McKenzie, D. P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth Plan. Sci. Letters*, V. 40, P. 25-32.

- Morán-Zenteno, D. J. 1984. Geología de la República Mexicana. INEGI
- Morán-Zenteno, D. J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geof. Int.*, V. 25, p. 9-38.
- Murray R., S., 1970. Estadística, serie Schaum-McGraw-Hill, p. 357.
- Naeser, N. D., and McCulloh, T. H., 1989. Thermal history of sedimentary basins *Methods and case histories*, Springer-Verlag, p. 319.
- Naeser, C. W., 1976. Fission Track Dating. U. S. Geological Survey, open file report 76-190, p. 65.
- Naeser, C. W., 1979. Thermal history of sedimentary basins: fission-track dating of subsurface rocks, in Scholle, P. A., and Schueleger, P. R. (eds): *aspects of diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 26, p. 109-112.
- Naeser, N. D. and; Naeser, C. W., 1988. Fission track dating of Quaternary Events. *Geol. Soc. of Amer.*, Special Paper 227.
- Naeser, C. W. and Faul H., 1969. Fission track annealing in apatite and shpene: *Journal of Geophysical Research*, V. 74, p. 705-710.
- 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., 1981. The fading of fission track. The geologic environment- data from deep drill holes: *Nuclear tracks*, V.5, p. 248-250.
- Nieto-Obregón, J., 1992. Aplicaciones del fechado por huellas de fisión a las historias térmicas de cuencas petroleras. Convenio Específico PEMEX-UNAM. Informe final.
- Ortuño A., Felipe; Adatte, T.; Ortiz U, A.; Mandujano V, J.; Riba R, Arturo. 1990. Evolución geodinámica de los depósitos del Jurásico Superior en el área del Prospecto Saltillo. Implicaciones económico-petroleras. Proyecto CAO-4027. Subdir. Tec. de Exploración, IMP. (inédito).

Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post-Paleozoic Tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico, *Geof. Int.* V. 25-1, p. 157-206.

Peterson, J. A., 1985. Petroleum geology and resources of northeastern, U. S. Geological Survey circular 943. p. 1-30.

Pilger, R. H. (ed), 1980. The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean; School of Geosc., Louisiana State University, Baton Rouge, LA.

Price, P. B. and Walker, R. M., 1962. Chemical Etching of charged particles 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.

Ramirez G., A. H., 1990. Evaluación Geológica-Petrolera de la parte oriental del Golfo Mesozoico de Sabinas. Tes. Prof. ESIA-IPN.

Santiago A., J., Carrillo B., J., Martell A., B., 1984. Geología Petrolera de México. *in* Evaluación de formaciones en México. Schlumberger.

Stecklar, M. S. and Watts, A. B., 1978. Subsidence of the Atlantic type continental margin of New York. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, No. 4, p. 1-13.

Tenorio Hernández, L. M., 1992. Fechamiento de zircones por el Método de Trazas de Fisión. Tes. Prof. Facultad de Ingeniería-UNAM.

Tissot, B. P. y Welte, D. H., 1982. El petróleo su formación y localización. CONACYT.

Valero, R. A. y Treviño, M. A., 1990. Fechamiento de la apatita del Cerro de Mercado y Calibración del Método de huellas de Fisión. Tes. Prof. Facultad de Ingeniería-UNAM.

Van Delinder, D. G. y Holgin Q., N., 1981. Estudio geoquímico de las rocas generadoras de hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas: Pemex, informe privado, NE-M 1918.

Van Hinte, J. E., 1978. Geohistory analysis: application of micropaleontology in exploration geology: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., V. 61, p. 201-222.

Vassoevich, N. B., 1967. Teoría del origen sedimentario-migratorio del petróleo. Izv. AN SSSR, seriya Geol., No. 11.

Wagner, G. A. and Van Den Haute, 1992. Fission-Track Dating. Enke.

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, p. 263-268.

Waples, D. W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, V. 64, p. 916-926.

Zwanziger, J. A., 1978. Geología regional del sistema sedimentario Cupido. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. XXX, Nos. 1 y 2.

Van Hinte, J. E., 1978. Geohistory analysis: application of micropaleontology in exploration geology: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., V. 61, p. 201-222.

Vassoevich, N. B., 1967. Teoría del origen sedimentario-migratorio del petróleo. Izv. AN SSSR, seriya Geol., No. 11.

Wagner, G. A. and Van Den Haute, 1992. Fission-Track Dating. Enke.

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, p. 263-268.

Waples, D. W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, V. 64, p. 916-926.

Zwanziger, J. A., 1978. Geología regional del sistema sedimentario Cupido. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. XXX, Nos. 1 y 2.