



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**Estudio de los sedimentos carbonatados del  
Paleoceno-Eoceno en el cráter Chicxulub:  
Implicaciones paleoambientales**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**BIÓLOGO**

**P R E S E N T A:**

**HUGO ENRIQUE SALGADO GARRIDO**

**DIRECTORA DE TESIS**

**DRA. LIGIA L. PÉREZ CRUZ**

**2012**





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.

### **1. Datos del alumno**

Salgado  
Garrido  
Hugo Enrique  
Tel:56545902  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Biología  
No. Cuenta 304305715

### **2. Datos del tutor**

Dra.  
Ligia L.  
Pérez  
Cruz

### **3. Sinodal 1**

Dr.  
Jaime  
Urrutia  
Fucugauchi

### **4. Datos del sinodal 2**

Dr.  
Juan Francisco  
Sánchez  
Beristain

### **5. Datos del sinodal 3**

M.en C.  
Alejandro  
Rodríguez  
Ramírez

### **6. Datos del sinodal 4**

M.en C.  
Arturo David  
Contreras  
Barrera

### **7. Datos del trabajo escrito**

Estudio de los sedimentos carbonatados durante el Paleoceno-Eoceno en el cráter Chicxulub: Implicaciones paleoambientales.

**56 pp.**

**2012**

## ***Agradecimientos***

A mi mamá y papá que siempre me apoyaron con lo que más se necesita amor, cariño y confianza.

A mi hermana Alhelí que me hace sonreír, cantar, enojar, levantar, recoger, ir por ella, acompañarla y *n* sentimientos y emociones que solo despierta una persona tan especial. Te quiero. Pd. Termina pronto la carrera para que ya me hagas mi ortodoncia!!!

A mi familia que saben que los quiero. Están y estarán; son y serán una parte muy importante para mí.

A Ligia por ser más que la directora de la "Tesis", ser amiga, ser apoyo en todos sentidos. Por tener una buena actitud con los que formamos parte de la Nucleoteca y el Pozo además de los estudiantes que llegan.

A Jaime que siempre comparte el gusto y entusiasmo que tiene con los proyectos (eso incluye a las rocas y demás cosas inanimadas del registro geológico).

A los dos Muchas Gracias por su ánimos y confianza.

Al jurado y comité revisor de esta tesis: Dra. Ligia Pérez-Cruz; Dr. Jaime Urrutia-Fucugauchi; Dr. Francisco Sánchez Beristain; M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez y M. en C. Arturo Contreras Barrera. Los cuales se tomaron el tiempo para revisarla y contribuir con comentarios que mejoraron la Tesis, ya que si no ¿Quién sabe como hubiera quedado?

A los amigos de la Nucleoteca II (entre ellos mi Asistente favorita), el Pozo y agregados de geofísica entre ellos a Alejandro Nieto-Ortega que me ayudó con imágenes e información. A ellos porque me ayudaron, apoyaron, disfrutaron y convivieron conmigo.

A mis amigos y amigas casi hermanos y hermanas porque he pasado tanto tiempo con ustedes que los aprendí a querer y extrañar.

Amigos de vida-Amigos de expedición-Amigos de juego-Amigos de aventuras-Amigos de camino.

Al Instituto de Geofísica por la beca que me fue otorgada para la realización de mi tesis dentro del contexto PAPIIT IN 107709 y CONACYT (81288).

**Sal a caminar el mundo está ahí, no pares el rumbo y se feliz.**

## Contenido

<b>Resumen</b>	<b>1</b>
<b>Introducción</b>	<b>2</b>
<b>Objetivos</b>	<b>3</b>
<b>Capítulo 1. Antecedentes</b>	
<b>1.1 Ubicación temporal del Paleógeno Temprano (Paleoceno-Eoceno)</b>	<b>4</b>
<b>1.2 El Paleoceno</b>	<b>6</b>
Biota en el Paleoceno	6
Transición Paleoceno-Eoceno	8
Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (PETM)	8
Excursión Isotópica del Carbono (CIE)	9
Biota en el PETM	9
<b>1.3 El Eoceno</b>	<b>11</b>
Biota en el Eoceno	12
<b>1.4 Trabajos previos para la reconstrucción paleoambiental</b>	<b>14</b>
<b>Capítulo 2.- Geoquímica</b>	
<b>2.1 Geoquímica</b>	<b>15</b>
<b>2.2 Los sedimentos</b>	<b>16</b>
<b>2.3 Elementos químicos</b>	<b>18</b>
<b>2.4 Los carbonatos</b>	<b>21</b>
<b>Capítulo 3.- Área de estudio</b>	
<b>3.1 Península de Yucatán</b>	<b>24</b>
<b>3.2 Paleogeografía del Golfo de México y Península de Yucatán</b>	<b>26</b>
<b>3.3 El Cráter Chicxulub</b>	<b>27</b>
<b>3.4 Pozo Santa Elena (UNAM-5)</b>	<b>28</b>
<b>Capítulo 4.- Materiales y métodos</b>	
<b>4.1 Muestras</b>	<b>29</b>
<b>4.2 Cuantificación de elementos mayores y traza por el método de FRX</b>	<b>31</b>
<b>Capítulo 5.- Resultados</b>	
<b>5.1 Resultados</b>	<b>33</b>
Concentraciones de los elementos	36
Correlación de Spearman	38
<b>Capítulo 6.- Discusión</b>	
<b>6.1 Reconstrucción</b>	<b>41</b>
<b>Capítulo 7.- Conclusiones</b>	<b>48</b>
<b>Literatura citada</b>	<b>50</b>

## Índice de figuras

- Figura 1.** Esquema que sintetiza los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) y  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) de más de 40 sitios de perforación alrededor del mundo. Las fluctuaciones de la temperatura con base en los cambios del  $\delta^{18}\text{O}$  (Nótese el aumento en la temperatura durante el límite del Paleoceno-Eoceno), mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  indica cambios en la procedencia del C. Además, se muestran algunos de los eventos biológicos, tectónicos y climáticos más importantes ocurridos en el Cenozoico (modificada de Zachos *et al.*, 2001). 5
- Figura 2.** Contexto estratigráfico del cambio faunístico durante el Paleoceno-Eoceno por arriba del límite K/Pg. Estos registros coinciden con la Excursión Isotópica del Carbono (CIE) y el cambio del  $\delta^{18}\text{O}$  (cuadro rojo y línea roja), así como el inicio del Eoceno (tomado de Gingerich, 2006). 13
- Figura 3.** Sitios de núcleos recuperados y localidades en continente en donde se han obtenido las muestras. Color morado: Shatsky Rise, Leg 198 del ODP sitios 1209,1210 y sitio 577 del DSDP. Color café: Polecat Bench. Color verde: Weddell Sea, Leg 113 del ODP sitio 690. Color naranja: Allison Guyot, Leg145 del ODP sitio 865. Color amarillo: Welvis Ridge, Leg 208 del ODP y Leg 73 y 74 del DSDP. Color rosa: Leg 165 del ODP sitios 999 y 1000. Los sitios de color rojo y azul sitios de estudios tomados de Gingerich, 2006. 14
- Figura 4.** Esquema que muestra la forma en que se obtienen los valores de concentración elemental por medio del método de fluorescencia de rayos-X (modificada del Manual del Curso de capacitación Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer). 15
- Figura 5.** Formación de carbonatos en los océanos (modificada de Murrow 1990). 23
- Figura 6.** Península de Yucatán. Ubicación del Pozo Santa Elena (UNAM-5) y el cráter principal del meteorito Chicxulub. Además de sus límites geomorfológicos al Norte y Noroeste con el Banco de Campeche y al Este con el Talud Continental del Mar Caribe modificada de Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011. 25
- Figura 7.** Distribución de la porción continental de América del Norte incluyendo la Península de Yucatán que se encuentra sumergida en un mar somero hacia la frontera Paleoceno-Eoceno (tomada de Iturralde-Vinent, 2004). 27
- Figura 8.** Columna litológica del Pozo UNAM-5 Santa Elena. Los últimos 172 m a partir de los 332m presentan el material de impacto con una matriz limosa rica en clastos carbonatados (edad tomada de Urrutia-Fuccugauchi *et al.*, 2011). 29

<b>Figura 9.</b> Núcleos de la caja 67 232.95-236.25m del Pozo Santa Elena (UNAM-5).	<b>30</b>
<b>Figura 10.</b> Imagen del equipo de Fluorescencia de rayos-X (Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer). A la izquierda se muestra como funciona el equipo; mientras que a la derecha se muestra una imagen real del equipo (Tomadas del Manual del Curso de capacitación Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer).	<b>32</b>
<b>Figura 11.</b> Gráficas de los elementos con un coeficiente de determinación mayor a 0.5	<b>35</b>
<b>Figura 12.</b> Esquema que compara la curva de temperatura para el Paleógeno Temprano hecha con los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ realizada por Zachos <i>et al.</i> , 2001 de más de 40 sitios de perforación alrededor del mundo contra las concentraciones de Ca.	<b>43</b>
<b>Figura 13. Figura 13.</b> Fluctuaciones de los elementos a través del Paleogeno Temprano. El limite K/Pg tomado de Urritia-Fucugauchi <i>et al.</i> , 2011.	<b>44</b>

### Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b> La columna de la izquierda corresponde a la profundidad. Las siguientes columnas corresponden a las concentraciones de los óxidos de los elementos mayores obtenidos por el método tradicional FRX con el equipo Siemens SRS3000 y la siguiente columna muestra la concentración elemental (c/f).	<b>34</b>
<b>Tabla 2.</b> Elementos utilizados para la reconstrucción paleoambiental.	<b>36</b>
<b>Tabla 3.</b> Coeficientes de correlación de los elementos utilizados	<b>39</b>

## Resumen

En este estudio se presenta una reconstrucción ambiental del Paleógeno Temprano (Paleoceno-Eoceno), llevada a cabo a partir del análisis geoquímico de una secuencia carbonatada de 335.05 a 232.95 m del Pozo Santa Elena (UNAM-5), dentro del cráter de impacto Chicxulub en la península de Yucatán.

El análisis geoquímico fue realizado con un equipo de fluorescencia de rayos-X, Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer, con el cual se obtuvieron las concentraciones de los elementos mayores Ca, Si, Al, K, Fe, Ti y el elemento traza Zr, en intervalos cada 10 cm.

Con base en las variaciones de las concentraciones de estos elementos se sugieren cuatro escenarios paleoambientales; los cuales están principalmente definidos por cambios en las concentraciones del Ca a lo largo de la secuencia estudiada, siendo este el elemento más abundante.

En el primer escenario 335.05 a 331.05 m de profundidad se propone la estabilización del sistema marino tras el impacto del meteorito Chicxulub, sugerida por el incremento gradual en los valores de los diferentes elementos, en particular del Ca considerando su origen mayormente biogénico.

El segundo escenario está representado en el intervalo de 331.05 a 287.50 m de profundidad. En éste se aprecia un incremento significativo de los valores de Ca, lo cual sugiere un ambiente marino con aguas cálidas que muy posiblemente favorecieron la proliferación de los organismos con testas carbonatadas como cocolitofóridos y foraminíferos.

El tercer escenario, el cual se definió en el intervalo de 287.50 a 245.15 m de profundidad, está caracterizado por un decremento en las concentraciones del Ca y un aumento significativo en el aporte detrítico (Al, Si, K, Ti y Zr). Se sugiere que estas condiciones son el resultado de cambios en la temperatura, salinidad y pH del agua, propiciados por la variabilidad climática.

El cuarto escenario, el cual comprende de 245.15 a 236 m de profundidad, está caracterizado por las concentraciones más bajas de Ca de toda la secuencia carbonatada en un intervalo de 10 m. El súbito decremento de Ca durante este intervalo sugiere una mayor disolución de los carbonatos marinos. Se sugiere que este intervalo corresponde al evento climático conocido como el Máximo Termal Paleoceno-Eoceno, el cual ha sido documentado en diversos registros marinos y continentales ca. 55 Ma a partir del estudio de diferentes indicadores (isótopos estables, polen, restos fósiles, etc.), con lo cual se contribuiría con la identificación de esta señal climática en una secuencia carbonatada del Caribe Mexicano.

## Introducción

Los estudios del registro fósil han documentado la ocurrencia de varios eventos de extinción masiva durante los cuales un porcentaje muy alto de especies es afectado. Dos de estos eventos marcan el inicio y el fin de la Era Mesozoica, correspondiendo a las extinciones del Permo-Triásico (P/T) y del Cretácico-Paleógeno (K/Pg). Estos eventos se caracterizan por cambios evolutivos mayores, con la desaparición y aparición de especies y reorganización de las comunidades bióticas.

La extinción del K/Pg involucró la desaparición de alrededor del 75% de las especies marinas y terrestres, incluyendo varios grupos como los dinosaurios que dominaban los nicho ecológicos en los continentes y las amonitas y un alto porcentaje de microorganismos en los mares. Este evento ha sido asociado a los efectos del impacto de un asteroide (Álvarez *et al.*, 1980; Schulte *et al.*, 2010; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011). El sitio de impacto de este asteroide está en la península de Yucatán marcado por el cráter de Chicxulub.

Uno de los acontecimientos más relevantes dentro del Paleógeno, se encuentra en la frontera entre el Paleoceno y el Eoceno, donde se registró un aumento abrupto y atípico en la temperatura, por lo cual se le ha denominado el Máximo Termal del Paleoceno-Eoceno, que propició la extinción del 50% de los foraminíferos bentónicos en los mares (Kaiho *et al.*, 2006), mientras que sobre los continentes animales como *Plesiadapis* y *Champsosaurus* se extinguieron y junto a esto se disparó la diversificación y radiación de algunos grupos de mamíferos, entre ellos, los primates y ungulados (Gingerich, 2006).

Para interpretar adecuadamente la evolución y diversificación de especies que ocurre durante el Paleoceno se requieren investigar los registros climáticos y ambientales.

Las evidencias de cómo han cambiado los ambientes y el clima a lo largo del tiempo geológico pueden quedar preservadas en el registro geológico y son estudiados por diversos métodos, entre los que cabe mencionar los geoquímicos y biológicos.

En particular, la geoquímica tiene como propósito interpretar y reconstruir los cambios ambientales que ocurrieron en el pasado a partir del origen de los elementos químicos presentes en los registros geológicos (Worden, 2005).

Por lo que, los objetivos de este trabajo son:

### **Objetivo general**

Investigar los cambios ambientales que se presentaron a través del Paleógeno Temprano, a partir del análisis geoquímico de una sección en la secuencia carbonatada del Pozo Santa Elena (UNAM-5) en el cráter de impacto Chicxulub.

### **Objetivos particulares**

- ❖ Analizar los principales cambios ambientales ocurridos durante el Paleoceno y el Eoceno con base en los registros geoquímicos.
- ❖ Documentar la transición del límite entre el Paleoceno y el Eoceno a partir de los cambios en las concentraciones del Ca a lo largo de la secuencia carbonatada.
- ❖ Inferir la señal del Máximo Termal del Paleoceno-Eoceno a nivel local y con ello contribuir a su caracterización regional.

## Capítulo 1. Antecedentes

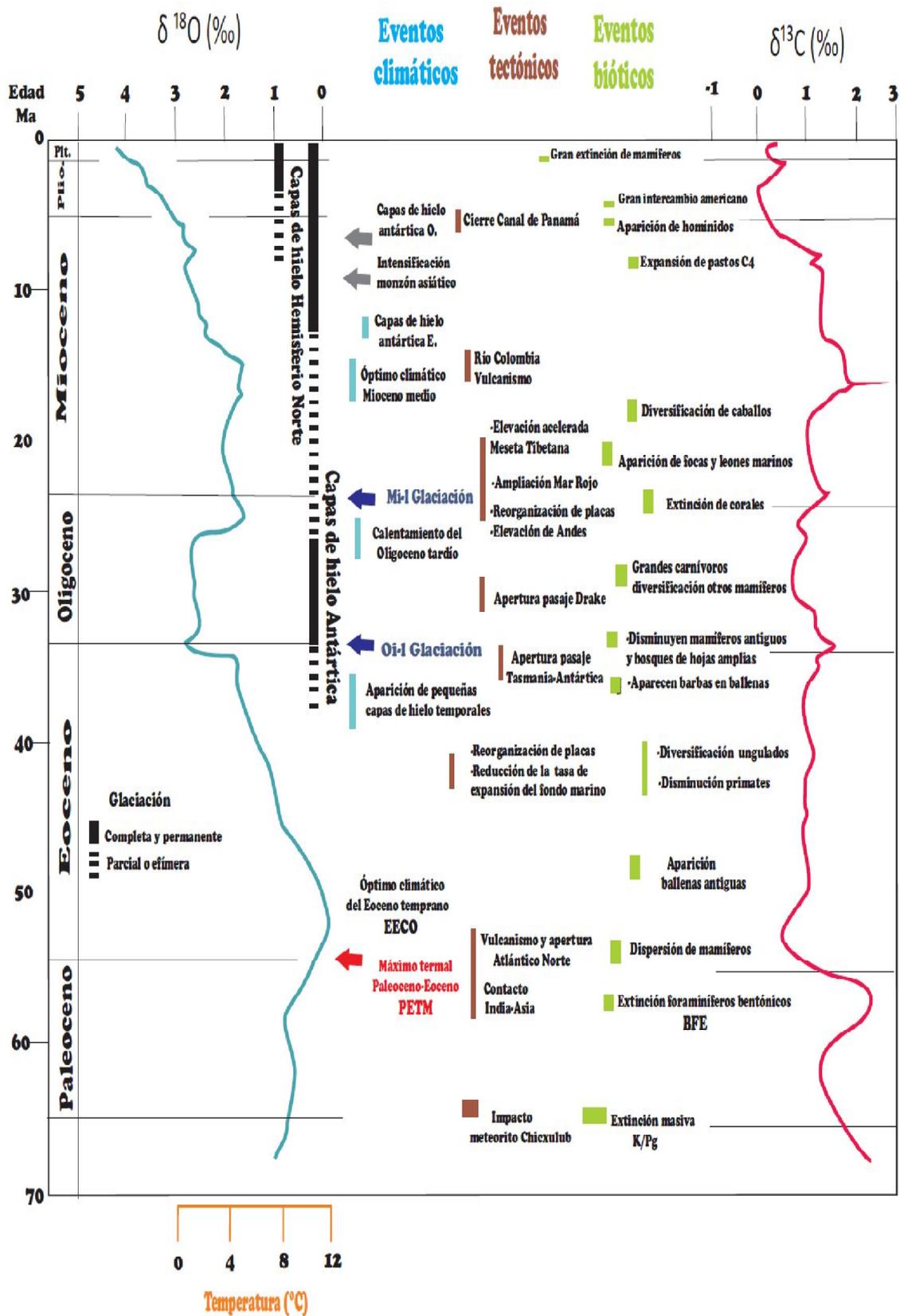
### 1.1 Ubicación temporal del Paleógeno Temprano (Paleoceno y Eoceno)

La Era Cenozoica comenzó hace 65.5 millones de años (Ma) y es conocida informalmente como la “Era de los Mamíferos” (Gingerich, 2006), desde el punto de vista climático, se caracteriza por presentar una tendencia de enfriamiento, marcada por un decremento en las temperaturas medias superficiales oceánicas (Barash, 2008).

El clima a través del Cenozoico presenta fluctuaciones de enfriamiento y calentamiento, asociadas a procesos tectónicos y procesos orbitales a diferentes escalas temporales. Las variaciones climáticas que se presentaron en el Cenozoico han sido extremas; uno de los mayores ejemplos de estas variaciones se presentó en el Eoceno ya que se registró el clima más cálido del Cenozoico con la ausencia de hielos en los polos y la formación de los casquetes polares comenzó a finales de esta Época (Zachos *et al.*, 2001). Estas fluctuaciones térmicas y otros acontecimientos que ocurrieron a través del Cenozoico se muestran en la Figura 1.

El Cenozoico se divide en tres Periodos el Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. A continuación se describen las características ambientales, biológicas y climáticas más importantes que se presentaron durante el Paleógeno Temprano, tema central de este trabajo.

El fin del Periodo Cretácico y el comienzo del Paleógeno está marcado por la colisión de un asteroide, el cual fue el responsable del colapso global de varios ecosistemas y de la extinción masiva de muchos organismos (Álvarez *et al.*, 1980). Este Periodo se divide en tres Épocas: el Paleoceno (65.5 a 55.8 Ma), el Eoceno (55.8 a 33.9 Ma) y el Oligoceno (33.9 a 23.0 Ma) (*Geologic Time Scale*, 2009).



**Figura 1.** Esquema que sintetiza los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) y  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) de más de 40 sitios de perforación alrededor del mundo. Las fluctuaciones de la temperatura con base en los cambios del  $\delta^{18}\text{O}$  (Nótese el aumento en la temperatura durante el límite del Paleoceno-Eoceno), mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  indica cambios en la procedencia del carbono. Además, se muestran algunos de los eventos biológicos, tectónicos y climáticos más importantes ocurridos en el Cenozoico (modificada de Zachos *et al.*, 2001).

## 1.2 El Paleoceno

El Paleoceno está caracterizado por cambios en las temperaturas en el océano (Barash, 2008); en particular los registros de los isótopos de oxígeno documentan el calentamiento gradual durante el Paleoceno (Zachos *et al.*, 2001) (Fig. 1). Esta Época se caracteriza por presentar elevadas temperaturas, ausencia de los hielos polares, alta actividad volcánica, descenso del nivel del mar y emergencia de tierras a consecuencia de la continua fragmentación de Laurasia y Gondwana (Hooker, 2005a).

### Biota en el Paleoceno

Al comienzo de esta Época, la productividad primaria en los mares se vio reducida tras el impacto del meteorito Chicxulub, provocando la disminución en la abundancia y diversidad de las comunidades biológicas que habitaban en ellos, con una posterior recuperación. En particular, algunos grupos se vieron fuertemente afectados, como el nanoplancton calcáreo en donde pocos grupos sobrevivieron, los cuales comenzaron a radiar en el transcurso de la Época (Hooker, 2005a).

Los foraminíferos planctónicos comenzaron a tener una rápida radiación y algunas especies establecieron interacciones simbióticas con algas, esto les permitió sobrevivir y distribuirse en ambientes oligotróficos; mientras que los foraminíferos bentónicos no presentaron tantas afectaciones, sin embargo las especies tolerantes a bajos niveles de oxígeno dominaron el principio de la Época (Hooker, 2005a).

Dentro del grupo de los moluscos, los cefalópodos escasamente se recuperaron a la extinción del Cretácico ya que desaparecieron grupos tan representativos como las amonitas y belemnitas, algunos nautiloideos lograron sobrevivir, como la familia Aturiidae que comenzaron a incrementarse. Otros grupos como los gasterópodos y bivalvos mostraron una lenta recuperación (Hooker, 2005a).

Los peces teleósteos (marinos y de agua dulce) presentan su mayor radiación en el Paleoceno y en el transcurso de esta Época aparecieron más de 15 familias tanto marinas como de agua dulce (Hooker, 2005a). Los peces marinos no se vieron gravemente afectados, sobreviviendo grupos como tiburones y rayas

(elasmobranquios), al inicio de la época se originó la familia Torpedinidae y en el transcurso de ésta otras cuatro familias más.

Posterior al impacto del meteorito, los anfibios y reptiles no tuvieron un incremento en el número de familias, algunos de los grupos sobrevivientes fueron lagartijas, serpientes, tortugas y cocodrilos como el *Champsosaurus* que sobrevivió durante Paleoceno. En cuanto a las aves su registro fósil es más amplio, y se observan especímenes con características primitivas (Hooker, 2005a). En este periodo se presentó una de las aves más impresionantes de la Época nombrada *Diatryma*, que habitó durante todo el Paleoceno y Eoceno, midiendo más de 2 m de altura, incapaz de volar pero siendo un predador activo que se cree se alimentaba de pequeños mamíferos (Prothero, 2003).

La Era Cenozoica está dominada por los mamíferos, éstos se originaron a finales del Periodo Triásico, ca. 230 Ma y desde sus orígenes se reconocen varios linajes. Los mamíferos actuales se dividen en proterios (monotremas) casi extintos y terios (marsupiales y placentados) los cuales aparecieron en el Cretácico con tallas muy pequeñas y se cree eran de hábitos nocturnos y principalmente carnívoros (Montellano-Ballesteros, 1997).

Se piensa que la radiación y diversificación de los marsupiales y placentados en el Paleoceno, se debió a la desaparición de los dinosaurios ya que al no encontrarse éstos, sus nichos quedaron vacíos permitiéndoles a los mamíferos ocuparlos (Benton, 1989 en Montellano-Ballesteros, 1997). Al mismo tiempo en que se ocupaban los nichos ecológicos también aparecieron nuevas clases de pequeños mamíferos (tipo roedores), otros tantos aumentaron de tallas buscando alimento en los bosques y adaptándose a cambios en su dieta (carnivoría y herbivoría) (Jehle, 2011).

Los mamíferos registran su mayor cambio en el Cretácico-Paleógeno (K/Pg), aunque este marcado cambio sólo se ha logrado registrar en el oeste de Norte América, ya que se evidencia un cambio radical entre los mamíferos cretácicos contra los del Paleoceno. En Norte América los marsupiales y placentados cretácicos fueron reemplazados casi exclusivamente por placentados paleocénicos, mientras que, en Europa todavía es escasamente conocido este cambio y en Asia la fauna dominante

corresponde a los placentados. En Sudamérica los mamíferos no terios fueron reemplazados por marsupiales y placentados con características de tipo arcaico, con altos niveles de endemismos junto con los primeros registros de carnívoros, edentados y algunos insectívoros (Hooker, 2005a).

Las plantas del Paleoceno (semillas y composición floral) muestran una tendencia a la modernización que se originó a finales del Cretácico, cuando las angiospermas comenzaban a dominar a las gimnospermas (Coniferales y Cycadales), los frutos de las angiospermas de esta Época eran principalmente pequeños y secos. Existió un cambio en la dominancia de la vegetación muy marcado entre el Cretácico y el Cenozoico ya que la vegetación paso de bosques siempre verdes en el Cretácico a selvas tropicales a partir del Paleoceno; a través de la transición y al principio del Paleoceno existió un pico de helechos que se ha llamado el "*fern spike*" el cual fue disminuyendo a través de la época (Hooker, 2005a).

### **Transición Paleoceno-Eoceno**

Entre el Paleoceno Superior y Eoceno Inferior se presentaron condiciones ambientales y geológicas muy particulares en un periodo "muy corto" y para muchos organismos significó su extinción y para otros la oportunidad de adaptarse y posteriormente evolucionar, como es el caso particular de ciertos grupos de mamíferos. Para muchos autores estos cambios ambientales representan el marcador de la frontera entre una época y otra; esta transición está caracterizada por ciertos eventos.

### **El Máximo Termal Paleoceno-Eoceno**

Durante esta transición se registró un abrupto calentamiento global, el cual ocurrió ca. 55 Ma y es denominado como el Máximo Termal del Paleoceno Eoceno (PETM por sus siglas en inglés) (Kennett y Stott, 1991; Zachos *et al.*, 2001; Petrizzo, 2006). Este evento se caracterizó por una elevación en la temperatura de las aguas profundas del mar de 5°C a 6°C, inferidas a partir del análisis de los registros de isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  en testas de foraminíferos bentónicos en donde se observa una excursión negativa del  $\delta^{18}\text{O} > 1.0$  ‰, en un intervalo de tiempo menor de 10,000 años (Dickens *et al.*, 1995). Asimismo, se menciona que hubo un aumento de temperatura en las aguas superficiales, de

alrededor de 8°C en latitudes altas, mientras que en latitudes cercanas al Ecuador el aumento fue menor (5°C) (Zachos *et al.*, 2001). El retorno a las condiciones climáticas menos cálidas tomó aproximadamente 200,000 años, a partir del comienzo del evento (Röhl *et al.*, 2000). La evidencia de este calentamiento es observada tanto en cuencas marinas como en la superficie continental alrededor de todo el mundo (Kennett y Stott, 1991; Zachos *et al.*, 2001; Petrizzo, 2006; Koch *et al.*, 1992; Wing *et al.*, 2005).

Los modelos de edad para el PETM y/o CIE generalmente concuerdan en que el evento completo llevó de 100,000 a 250,000 años (Sluijs *et al.*, 2007), aunque ninguna de las diversas propuestas precisa de la duración total ni la duración de sus diferentes fases.

### **Excursión Isotópica del Carbono (CIE)**

La Excursión Isotópica del Carbono (CIE por sus siglas en inglés) ha sido definida como la excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  en un periodo muy corto. Esta excursión está documentada tanto en registros continentales (Koch *et al.*, 1992; Wing *et al.*, 2005) como en sedimentos marinos (Kennett y Stott, 1991, Zachos *et al.*, 2001; Petrizzo, 2006), el comienzo es fácilmente identificable ya que es la clave para el reconocimiento del comienzo del PETM ~55.5 Ma pero la terminación sigue estando en controversia (Petrizzo, 2006). Zachos *et al.* (2001) calcularon una CIE negativa de ~3.0 ‰; la cual podría ser el resultado de una elevación en la concentración de los gases de efecto invernadero, causados probablemente por la disociación y posterior oxidación del metano.

### **Biota en el PETM**

Sobre la superficie continental el rápido calentamiento durante el PETM (de 5 a 10 °C), coincide con el mayor recambio faunístico entre los vertebrados (Wing *et al.*, 2005); el comienzo en la extinción de ciertos grupos tales como los proto-primates (*Plesiadapis*) y animales tipo cocodrilo (*Champsosaurus*) junto con la aparición y la subsecuente diversificación de otros animales como los artiodáctilos, perisodáctilos y primates mejor conocidos como el grupo APP; la aparición de este grupo se ha logrado reconocer tanto en Norte América, Europa y Asia (Gingerich, 2006).

Junto con la aparición del grupo APP existe otra evidencia de los cambios ambientales de la época y se encuentra en el tamaño de los animales (mamíferos) descubiertos en los diferentes afloramientos, los cuales presentan diferencias entre las tallas de la fauna a inicios del PETM contra la fauna encontrada a final del PETM, siendo en un principio animales de menor talla o enanos que mostraron una tendencia a crecer. Algunas evidencias son documentadas en el trabajo de Gingerich (2006) quien trabajó principalmente en la cuenca Clarks Fork-Bighorn, el estado de Wyoming en Estados Unidos y sugirió que la fauna identificada en el inicio del PETM presentó tallas menores a consecuencia del incremento en la temperatura y/o los elevados niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico.

Estos cambios en la talla solamente se habían encontrado en mamíferos herbívoros, pero recientes estudios realizados por Heinrich *et al.* (2008) en Chester *et al.* (2010) sugiere que también los mamíferos carnívoros tuvieron una reducción en su talla y Smith *et al.* (2009) en Chester *et al.* (2010) sugieren que algunos organismos que habitan el suelo también experimentaron dicho decremento.

Estudios florísticos dentro de la misma localidad donde fueron encontrados los mamíferos en la cuenca Clarks Fork-Bighorn sugieren una mezcla de linajes nativos y migrantes, esta mezcla ocurrió de manera amplia y en un periodo muy corto ocurrido dentro de 10,000 años, la composición floral y la forma de las hojas indicaron que el clima se calentó y que hubo un aumento en las precipitaciones hacia finales del PETM (Wing *et al.*, 2005).

Estudios en el Ártico demuestran que existió un gran cambio en la flora entre la etapa anterior al PETM, durante y posterior a ésta, con un decremento en los helechos y coníferas (éstas últimas casi ausentes), junto con un aumento en los granos de polen de las angiospermas durante el periodo en el cual ocurre el PETM (Sluijs *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2007 y Schouten *et al.*, 2007).

En Sudamérica se han realizado algunos trabajos entre los cuales se encuentra el de Colmars y Teran (1993) en Rull (1999) que reportan el cambio de un ambiente costero hacia uno fluvial durante esta transición. Rull (1999) sugiere que las asociaciones florísticas del Paleoceno Superior son indicadores de ambientes salobres con la

aparición del género *Brevitricolpites*, considerado el equivalente ecológico a los manglares modernos.

En el mar los cambios que se presentaron en las masas de agua tuvieron un alto impacto sobre la ecología de los organismos marinos de la superficie y del fondo oceánico. El PETM está marcado por el evento de extinción de foraminíferos bentónicos, más grande de los últimos 90 Ma, hasta el 50% de los taxa (Kaiho *et al.*, 2006) y en algunos trabajos se habla de un decremento de alrededor del 70% de las especies (Kennett y Stott, 1991). Esta extinción masiva junto con el decremento de la tamaño de las testas de los grupos sobrevivientes son atribuidos a una baja en la cantidad de oxígeno disuelto en las aguas de fondo producto del calentamiento global (Kaiho *et al.*, 2006).

Por otro lado, los foraminíferos planctónicos no se vieron afectados por eventos de extinción masivos; los estudios realizados demuestran que tuvieron cambios en su distribución, abundancia y ecología, ya que en las regiones polares las especies de aguas frías fueron desplazadas por las especies de aguas cálidas (Kelly (2002); Stott (1991) en Kaiho *et al.*, 2006).

En los trópicos, géneros como *Subbotina* desaparecen y otros como *Morozovella* aumentan junto con la aparición de taxones exóticos. La desaparición de *Subbotina*, considerada como indicador de aguas oligotróficas, está asociada a los cambios en la estratificación de las masas de agua (Kelly *et al.* (1998) en Petrizzo, 2006), mientras que el aumento de los morozoveloides y los demás taxones exóticos son considerados como oportunistas ya que pueden resistir en condiciones pobres en nutrientes.

Además de los foraminíferos planctónicos otros organismos plantónicos marinos cambiaron su distribución latitudinal, composición de especies, tamaño y ciclos de vida, como es el caso del dinoflagelado subtropical *Apectodinium* (Smith *et al.*, 2007).

### **1.3 El Eoceno**

Desde el punto de vista climático el Eoceno está caracterizado por el evento de calentamiento global llamado PETM, el cual ha sido documentado en diferentes registros geológicos, tanto en sedimentos marinos (Kennett y Stott, 1991; Zachos *et*

*al.*, 2001; Petrizzo, 2006), como en registros continentales (Koch *et al.*, 1992; Wing *et al.*, 2005). Dos millones de años después del PETM, el Eoceno estuvo marcado por otro evento hipertermal conocido como el Óptimo Climático del Eoceno Temprano (EECO, por sus siglas en inglés). Ambos eventos se cree que fueron el resultado de procesos orbitales (Zachos *et al.*, 2001).

A partir del Eoceno Medio con el estudio de granos de polen se ha inferido un descenso de la temperatura (Barash, 2008). Esta tendencia de enfriamiento continúa hasta el final del Eoceno y principios del Oligoceno permitiendo la formación temporal de las capas de hielo polares (Zachos *et al.*, 2001).

### **Biota en el Eoceno**

El nanoplancton calcáreo tuvo un importante recambio de especies durante el Eoceno Temprano con el origen de muchos nuevos taxones, debido a que los que radiaron y dominaron en el Paleoceno comenzaron a extinguirse. Los foraminíferos planctónicos tuvieron un recambio faunístico menor que en el PETM, sin embargo, la radiación que inició en el Paleoceno alcanzó su máxima diversidad en el Eoceno Medio (Hooker, 2005b).

La diversificación de bivalvos y gasterópodos continuó, al igual que la de los peces teleósteos con la aparición de familias como Cyprinidae (carpas) y Salmoneidae (salmones), y además los peces elasmobranquios se diversificaron (p.ej. los rajiformes). Los mamíferos marinos aparecen con formas de ballenas primitivas como los Archeocetos y Sirenidos (Hooker, 2005b).

Otros grupos también se diversificaron apareciendo 5 órdenes modernos de tortugas y 9 familias de aves (Hooker, 2005b). Los lacertilios presentan cambios en la frontera del Paleoceno-Eoceno aumentando en número de familias en el Eoceno (Auge, 2003).

Los mamíferos desarrollaron sus mayores innovaciones en el Cenozoico, además de la dispersión de mamíferos hacia el hemisferio norte. La aparición súbita y diversificación de muchos morfotipos incluyendo a los ungulados (artiodáctilos y perisodáctilos), implica que presentaron una evolución temprana dentro del

Paleoceno; sus primeros registros fósiles se ubican posteriores a los eventos del PETM y CIE como se muestran en la Figura 2 (Gingerich, 2006).

Otros órdenes modernos aparecen en el Eoceno Tardío incluyendo a las familias Hyracoidea (hírax), Pholidota (pangolines) y Scandentia (musarañas) (Hooker, 2005b).

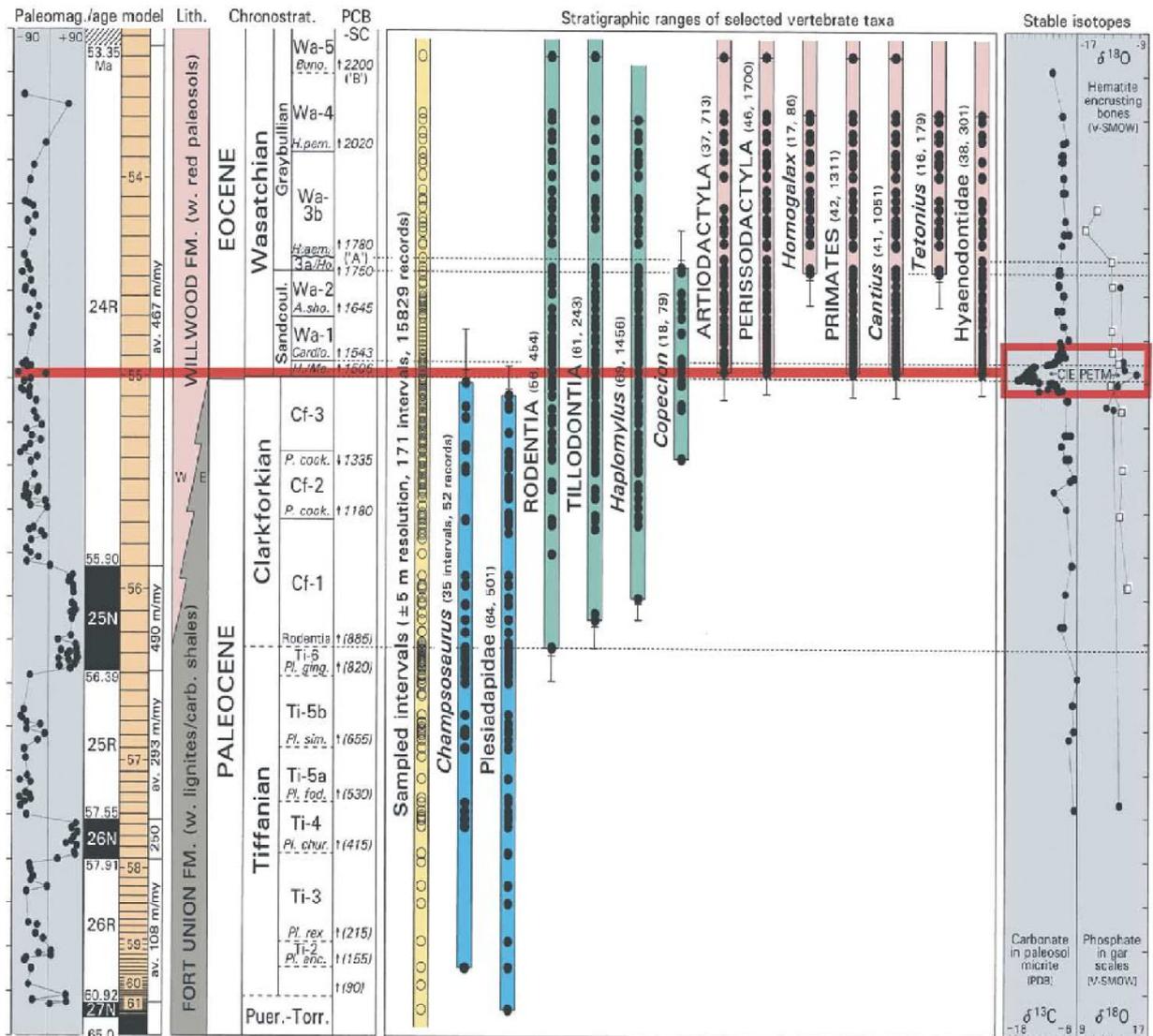
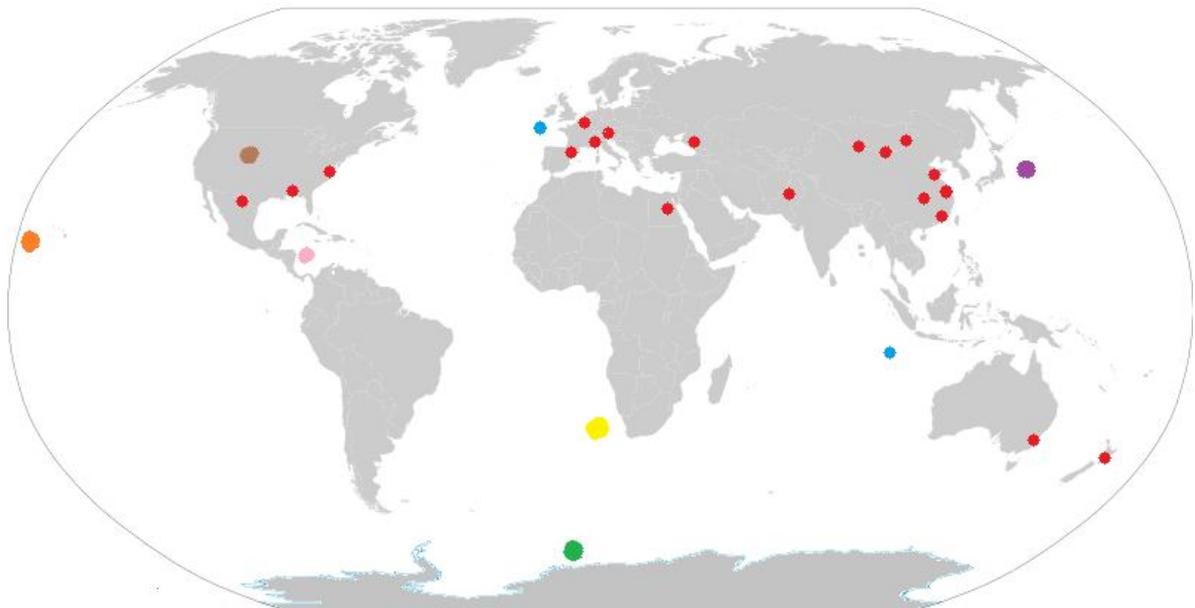


Figura 2. Contexto estratigráfico del cambio faunístico durante el Paleoceno-Eoceno por arriba del límite K/Pg. Estos registros coinciden con la Excursión Isotópica del Carbono (CIE) y el cambio del  $\delta^{18}O$  (cuadro rojo y línea roja), así como el inicio del Eoceno (tomado de Gingerich, 2006).

#### 1.4 Trabajos previos para la reconstrucción paleoambiental del Paleoceno-Eoceno

Los estudios realizados para la reconstrucción de las condiciones ambientales a través del Cenozoico han tenido un gran avance a partir de los registros de datos isotópicos obtenidos en los núcleos de sedimentos marinos recuperados por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) y el *Ocean Drilling Project* (ODP) (Zachos *et al.*, 2001) así como registros de las migraciones de las especies planctónicas hacia los polos (Kaiho *et al.*, 2006). Además de los datos con isótopos, existen otro tipo de pruebas que han apoyado las reconstrucciones ambientales, como son las especies de plantas terrestres (Wing *et al.*, 2005), el incremento en la talla de algunos registros fósiles de mamíferos (Gingerich, 2006). En los continentes las investigaciones se han enfocado en algunos sitios, especialmente en las cuencas Clarks Fork-Bighorn y en Polecat Bench en Estados Unidos para estudios faunísticos y florísticos (Fig. 3).



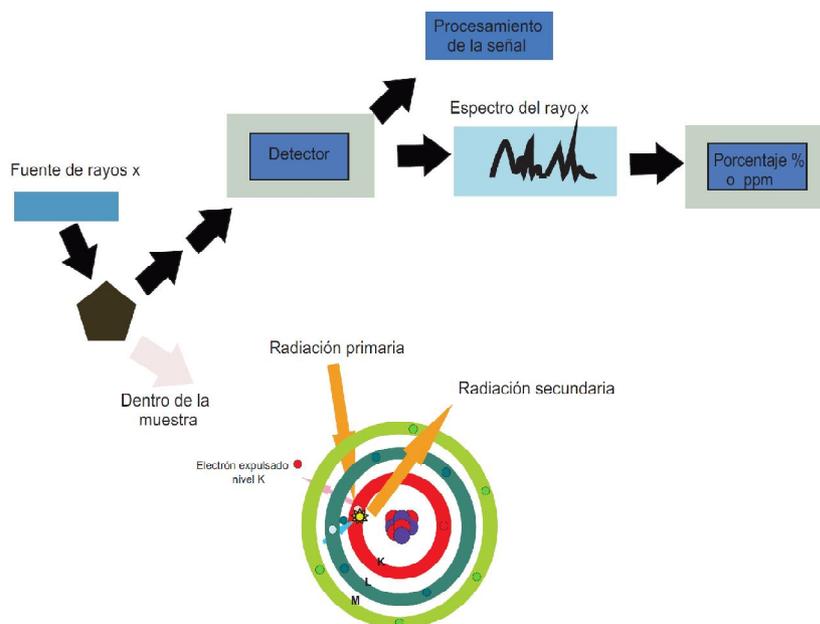
**Figura 3.** Sitios de núcleos recuperados y localidades en continente en donde se han obtenido las muestras. Color morado: Shatsky Rise, Leg 198 del ODP sitios 1209,1210 y sitio 577 del DSDP. Color café: Polecat Bench. Color verde: Weddell Sea, Leg 113 del ODP sitio 690. Color naranja: Allison Guyot, Leg145 del ODP sitio 865. Color amarillo: Welvis Ridge, Leg 208 del ODP y Leg 73 y 74 del DSDP. Color rosa: Leg 165 del ODP sitios 999 y 1000. Los sitios de color rojo y azul sitios de estudios tomados de Gingerich, 2006.

## Capítulo 2. Geoquímica

### 2.1 Geoquímica

La geoquímica es el estudio de la presencia y distribución de elementos, isótopos, minerales y compuestos en los registros geológicos. Los análisis geoquímicos son las mediciones cuantitativas de los minerales, elementos, isótopos y compuestos en las rocas (Worden, 2005).

Una técnica geoquímica común es la aplicación de análisis con rayos-X, en particular, la fluorescencia de rayos-X (FRX). Esta técnica se basa en la emisión de rayos-X los cuales son emitidos por una fuente radiactiva que emite electrones ( $e^-$ ) sobre una muestra, estos  $e^-$  interactúan con los  $e^-$  presentes en los orbitales de los elementos químicos excitándolos, es decir, les confiere un mayor nivel energético que provoca un cambio de orbital a este proceso se le llama ionización de intra-capas, esta es la llamada radiación primaria. La radiación secundaria se da cuando el  $e^-$  que salió del orbital intenta regresar a su estado anterior o estado estable, esta radiación secundaria es cuantificada por los aparatos de medición (Worden, 2005).



**Figura 4.** Esquema que muestra la forma en que se obtienen los valores de concentración elemental por medio del método de fluorescencia de rayos-X (modificada del Manual del Curso de capacitación Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer).

Los aparatos típicos que se utilizan para cuantificar las concentraciones utilizan un tipo de señal eléctrica, la cual debe de ser convertida dentro de los parámetros geoquímicos en unidades de concentración como porcentaje (%) para elementos mayores o partes por millón (ppm) para elementos traza (Worden, 2005).

Los elementos mayores son aquellos elementos químicos que se presentan en cantidades mayores a 1% en las rocas y minerales. Mientras que los elementos traza se presentan en pequeñas cantidades con una concentración mucho menor al 1% se expresa en partes por millón (ppm); 10,000 ppm equivalen a 1% (Allaby, 2008).

## **2.2 Los sedimentos**

Una manera de reconocer los cambios paleoambientales se logra a través del estudio de los sedimentos. Una forma muy eficaz de interpretar dichos cambios se logra con análisis geoquímicos sobre estos; por lo que la formación, presencia o ausencia de los sedimentos son claves para realizar la reconstrucción.

Los sedimentos marinos son partículas no consolidadas que cubren el fondo oceánico. Existe una gran variedad de estos y son nombrados según su composición química, mineralogía, tamaño, origen, tasa de sedimentación y distribución geográfica (Libes, 2009). Cuando estas partículas llegan a consolidarse reciben el nombre de rocas sedimentarias, estas rocas presentan las mismas estructuras que los sedimentos de las cuencas sedimentarias actuales, sin embargo no están saturadas con agua (Tucker *et al.*, 1990).

Libes (2009) reconoce dos orígenes básicos de las partículas que conforman los sedimentos marinos. Las que son transportadas hacia los océanos por ríos, glaciares y el viento son llamadas alóctonas y se dividen en:

Sedimentos terrígenos o detríticos, los cuales son generados por procesos de intemperismo continental que pueden ser transportados por el aire, agua, hielos o flujos de gravedad.

Sedimentos cosmogénicos, constituidos de polvo espacial, micrometeoritos, microtectitas y tectitas resultado de colisiones.

Las partículas que son formadas *in situ* por la precipitación de los iones disueltos se llaman autigénicas y se dividen en:

Sedimentos hidrogénicos, material formado inorgánicamente en la columna de agua; los materiales hidrogénicos son abundantes en lugares con una baja entrada de sedimentos detríticos y biogénicos. Algunos de los materiales hidrogénicos más importantes son los oxihidróxidos de Fe y Mn.

Sedimentos biogénicos, éstos son el producto de restos esqueléticos de organismos calcáreos y silíceos (testas, conchas, huesos, dientes y espinas).

Los microorganismos pueden vivir tanto en la interfaz sedimento-agua (bentónicos) y flotando en la superficie (planctónicos) en forma libre y/o en agregados o comunidades (biofilms). Estos organismos desempeñan un papel fundamental en la formación de los ambientes sedimentarios por su contribución metabólica a los ciclos biogeoquímicos globales, de elementos tales como: el Carbono, Nitrógeno, Azufre, Hierro y Fósforo; además de formar parte del registro paleontológico de dichos ambientes (Walter y Allwood, 2005).

El origen de los materiales detríticos son el reflejo de los procesos hidrodinámicos y la cantidad de intemperismo continental (Libes, 2009).

Los componentes biogénicos calcáreos como los foraminíferos, cocolitofóridos, pterópodos y ostrácodos se forman de  $\text{CaCO}_3$ , mientras que los silíceos como radiolarios, diatomeas y silicoflagelados originan sus estructuras duras a partir del ópalo biogénico, ambos generan la materia mineral predominante de este tipo de sedimentos, la abundancia de este tipo de sedimentos refleja la actividad biológica en la superficie. Las diatomeas dominan en las aguas productivas mientras que los cocolitofóridos dominan en zonas menos productivas (Aplin, 2000).

Los componentes hidrogénicos más importantes como son los óxidos de Fe y el Mn, pueden ser transportados por varias partes al océano y acumularse lentamente. Por otro lado, se encuentran a lo largo de las cordilleras oceánicas en las soluciones hidrotermales ricas en estos elementos y por lo general se encuentran en manchones. El Fe y el Mn al igual que varios elementos traza pueden ser sustituidos directamente a

través de la columna de agua a partir de las soluciones hidrotermales. En los sedimentos que contienen a estos elementos los cambios ocasionados por la remobilización diagenética ocasionan que estos elementos se presenten en forma de óxidos como manganita ( $\text{MnO}^3(\text{OH})$ ) y goetita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ). (Aplin, 2000).

### **2.3 Elementos químicos**

A continuación se describe brevemente el origen de los elementos considerados en la interpretación ambiental en este estudio.

#### **Hierro (Fe)**

El Fe es un metal de transición y es el cuarto elemento más abundante en la corteza terrestre (Newton, 2010). Se encuentra en los silicatos ferromagnesianos como los olivinos, piroxenos, anfíboles y en micas como la biotita que forman parte de las rocas basálticas que conforman la corteza, estas últimas en menor proporción (Tarbuck y Lutgens, 2005). El Fe se encuentra en un amplio rango de minerales, que incluyen óxidos como hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) y goetita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ); en carbonatos como siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) y en silicatos como chamositas (Selley, 2005). Este elemento puede ser transportado a través de los ríos, suspendido en la solución o como partículas o granos detriticos (Chester, 2000).

Si el Fe se encuentra disuelto y es transportado por el agua se encuentra principalmente en forma de óxido de Fe (III) hidratado; si se deposita en ambientes anaeróbicos y después a través del tiempo es removido, este hierro férrico Fe (III) se reduce y precipita a Fe (II) el cual posteriormente podría transformarse en pirita ( $\text{FeS}_2$ ) (Mackenzie, 1975).

#### **Titanio (Ti)**

El Ti es un metal de transición que se encuentra comúnmente en la corteza terrestre siendo el noveno elemento más abundante en esta, no existe de manera pura en la naturaleza y principalmente se encuentra en compuestos como óxidos. Al igual que Fe, este elemento se encuentra en los silicatos ferromagnéticos como los piroxenos, ya que la forma más común de obtener Ti es a partir del Fe o escorias de este. De igual modo este elemento puede ser liberado por intemperismo continental y ser

transportado por diversas vías de manera detrítica. Los minerales más comunes en los que se presenta son la ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ), el rutilo ( $\text{TiO}_2$ ) y la titanita ( $\text{CaTiSiO}_5$ ) (Newton, 2010).

### **Aluminio (Al)**

El Al es un metal y es el tercer elemento más abundante contenido en la corteza de la Tierra, solo por debajo del O y Si (Newton, 2010). Se presenta en cantidades variables en los minerales silicatados no ferromagnéticos como son los feldespatos y muscovita (Tarbuck y Lutgens, 2005), y al igual que el Ti puede ser transportado de manera detrítica por el cauce de los ríos y los vientos (Mackenzie, 1975). Por lo cual, en las reconstrucciones paleoclimáticas es asociado a un aumento en el aporte de terrígenos (Weedon y Shackleton, 1997).

### **Potasio (K)**

El K es el octavo elemento más abundante en la corteza terrestre y no se encuentra de manera libre en la naturaleza. Este elemento se deriva principalmente de los silicatos no ferromagnéticos, como los feldespatos potásicos y micas. Al igual que los elementos anteriores puede ser transportado por varias vías. Este elemento puede asociarse con cloratos ( $\text{KCl}$ ), nitratos ( $\text{KNO}_3$ ), sulfatos ( $\text{K}_2\text{SO}_4$ ) hidróxido ( $\text{KOH}$ ) y óxidos ( $\text{K}_2\text{O}$ ) (Newton, 2010). El intemperismo de los silicatos potásicos, al igual que el Al y Ti son característicos de un aumento en el intemperismo, por lo cual tienen una elevada correlación entre ellos (Weedon y Shackleton, 1997);

### **Silicio (Si)**

El Si es un metaloide y es uno de los pocos elementos con las características de los metales y no metales. Es el segundo elemento más abundante en la corteza terrestre solo por debajo del oxígeno. El Si no se encuentra de manera libre en la naturaleza y siempre se encuentra combinado con uno o más elementos en forma de compuestos por ejemplo, O, P, Mg, Ca; existen muchas rocas y minerales que contienen Si como son arenas, cuarzos, arcillas, ópalos, micas, feldespatos entre otros; los minerales más comunes son los que contienen dióxido de silicio y estos minerales son conocidos como silicatos (Newton, 2010).

Por otro lado, dentro de los océanos el Si se presenta comúnmente en forma de sílice u ópalo biogénico. El cual es producido dentro de los océanos y precipitado por los organismos planctónicos en las capas superficiales para la fabricación de sus testas. La producción global del sílice biogénico es dominado por las diatomeas (Ragueneau *et al.*, 2000).

### **Zirconio (Zr)**

El Zr al igual que el Ti, es un metal de transición y es un elemento que no se encuentra puro en la naturaleza. Es un elemento bastante común dentro de la corteza terrestre (Newton, 2010) pero en menor proporción que todos los elementos anteriores y se encuentra generalmente en forma de óxido ( $ZrO_2$ ).

Este elemento de la misma forma que el Fe, Ti, Al, K, y el Si proveniente de los minerales silicatados, son elementos que por su origen forman una parte importante dentro de la corteza terrestre y el procedimiento por el cual son desprendidos de esta, se realiza por procesos de erosión e intemperismo. Estos materiales y/o elementos viajarán en forma de detritos hasta su lugar de depositación, en la cual constituirán parte de los sedimentos.

### **Calcio (Ca)**

El Ca es un elemento metálico alcalino muy reactivo (Newton, 2010) con gran variabilidad ya que se encuentra en la biosfera y en los carbonatos de los océanos (Mackenzie, 1975), existe de manera natural en rocas, minerales y en organismos, dentro de las rocas se encuentra en feldespatos, micas y minerales no silicatados en forma de carbonatos o sulfuros (Tarbuck y Lutgens, 2005). Dentro de los organismos, está presente en los huesos de los vertebrados y en las testas de muchos organismos marinos. Las formas minerales más importantes en la que aparece este elemento son los carbonatos como la calcita y aragonita. El Ca puede ser transportado de manera fluvial ya que puede viajar en la solución en forma de catión  $Ca^{2+}$  y puede ser precipitado nuevamente o absorbido. Es utilizado para la construcción de testas de muchos organismos como son los foraminíferos, cocolitofóridos y pterópodos.

El Ca es utilizado por los organismos para formar sus testas y al morir estos, las estructuras que crearon pasan a formar parte de los sedimentos marinos que con el paso del tiempo se incorporaran a las rocas calizas y a la secuencia sedimentaria en forma de carbonato (Tucker *et al.*, 1990).

## 2.4 Los carbonatos

Los sedimentos carbonatados están compuestos de minerales de calcita y aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ). Existen dos tipos de calcita que se diferencian por su concentración de Mg, 1.- calcita baja en Mg y 2.- calcita rica en Mg; la aragonita y la calcita rica en Mg son menos estables que la calcita baja en Mg bajo condiciones de diagénesis normales por lo que las formas menos estables tienden a ser reemplazadas por la calcita baja en Mg. Estos tres tipos de minerales pueden ser reemplazados por dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) (Tucker *et al.*, 1990). Los carbonatos son sedimentos de mucha importancia debido a su amplia distribución, además de tener un papel en el control en ciclo global del  $\text{CO}_2$  (Cubillas *et al.*, 2005).

Los carbonatos son sedimentos químicos que incluyen un amplio rango de rocas entre las cuales predominan las calizas y dolomias, mientras que la siderita y magnesita se forman en menor medida o son poco comunes (Selley, 2005).

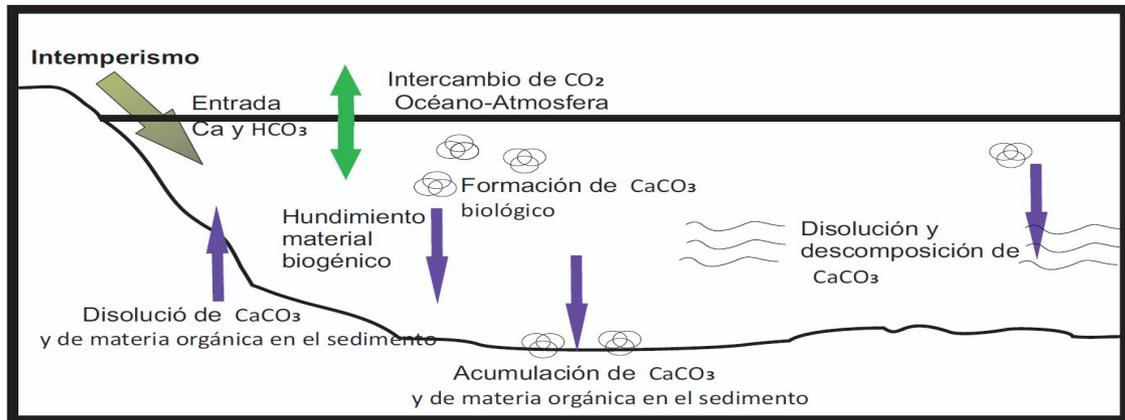
Las calizas están compuestas del mineral  $\text{CaCO}_3$  y pueden estar formadas por diferentes tipos de granos y que pueden tener orígenes diferentes; la forma de los granos que la conforman son claves para interpretar su ambiente de deposición (Morrow, 1990), otros componentes importantes en las calizas son la matriz y el cemento que rodean a los granos (Tucker *et al.*, 1990). Este tipo de roca se forma casi sin excepción del  $\text{CaCO}_3$  con ayuda de algunos procesos orgánicos, tal es el caso de las conchas y testas de algunos invertebrados, cuyas testas forman parte de los sedimentos al morir el organismo. La dolomia está compuesta del mineral dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). La siderita es una roca compuesta de carbonatos de hierro ( $\text{FeCO}_3$ ) y la magnesita o carbonato de magnesio ( $\text{MgCO}_3$ ) se forma debido a la alteración de la dolomita y la acción de fluidos ricos en Mg sobre las calizas. Otro tipo de roca son las evaporitas y están formadas por un conjunto de minerales producto de la evaporación del agua de mar. Su formación se da en cuencas cerradas, con secuencias cíclicas que

comienzan con calizas o dolomitas y que son cubiertas por sulfatos como el yeso y anhidrita, por halitas y por ultimo por sales potásicas (Murrow, 1990).

Como ya se dijo, el grano que forma a las calizas puede tener diferentes orígenes, siendo de mucha importancia la fuente de los sedimentos, la mineralogía y la diagénesis de los carbonatos para determinar su ambiente de deposición. Actualmente su formación se ha dividido en dos ambientes diferentes, siendo 1.- las aguas profundas y 2.- las aguas someras-superficiales (Morse, 2003).

En casi todos los mares profundos los sedimentos carbonatados están compuestos de calcita baja en Mg. La fuente de este material se deriva principalmente de esqueletos de organismos pelágicos. Cuantitativamente los coccolitofóridos son los más importantes seguidos por los foraminíferos; mientras que los carbonatos de aguas someras-superficiales son principalmente producidos por la desintegración de esqueletos de organismos bentónicos como corales, equinoideos, moluscos, foraminíferos y algas coralinas, en algunos ambientes los carbonatos inorgánicos como los ooides son también abundantes (Morse, 2003).

En los sedimentos siliciclásticos los carbonatos tienen su fuente de origen en los organismos bentónicos como bivalvos, moluscos, erizos de mar y foraminíferos. Este tipo de sedimentos frecuentemente se encuentra en una zona de saturación que se produce cerca de la interfase sedimento-agua donde la oxidación de la materia orgánica y la acción bacteriana produce sulfuros que pueden disolver completamente el  $\text{CaCO}_3$ . Los carbonatos que se encuentran por debajo de esta zona por lo general se encuentran bien preservados (Morse, 2003). Los principales controles sobre la precipitación y la disolución de los carbonatos son la  $p\text{CO}_2$  (presión parcial del  $\text{CO}_2$ ), la presión y temperatura del agua (Murrow, 1990).



**Figura 5.** Formación de carbonatos en los océanos (modificada de Murrow, 1990).

## **Capítulo 3. Área de estudio**

### **3.1 Península de Yucatán**

La península de Yucatán está comprendida entre los paralelos Norte 16° a 22° y meridianos Oeste 86° a 91°, cubriendo una superficie de 300,000 km<sup>2</sup> y sus límites geomorfológicos que incluyen al Banco de Campeche son:

- I.- Al norte y noroeste limita con el Talud Continental del Banco de Campeche.
- II.- Al sur limita por el relieve positivo del Arco de la Libertad (que incluye el Petén de Guatemala y las montañas Maya de Belice).
- III.- Al este limita con el Talud Continental del Mar Caribe.
- IV.- Al oeste con la Planicie Costera del Golfo de México.
- V.- Al suroeste limita con el estado de Campeche (sin cambios fisiográficos apreciables) (López-Ramos, 1975).

La península se encuentra cubierta casi de sedimentos marinos del Terciario, con una composición de carbonatos autigénicos y anhidritas precipitados desde el Cretácico Medio hasta el Mioceno. La transformación en caliche de la mayoría de los afloramientos, oscurece la información geológica superficial en la parte central y norte de la península, lo cual ha sido una limitante para la realización de los trabajos (López-Ramos, 1973; 1975).

### **Hidrografía**

En la porción central y al norte de la península de Yucatán no existen ríos, el agua de lluvia se percola en los suelos superficiales formándose un manto freático cercano a la superficie que forma corrientes subterráneas que disuelven las calizas superficiales dando lugar a los cenotes. Al Sureste de la península se encuentra el Río Hondo que sirve de frontera entre México y Belice (López-Ramos, 1973).

### **Fisiografía**

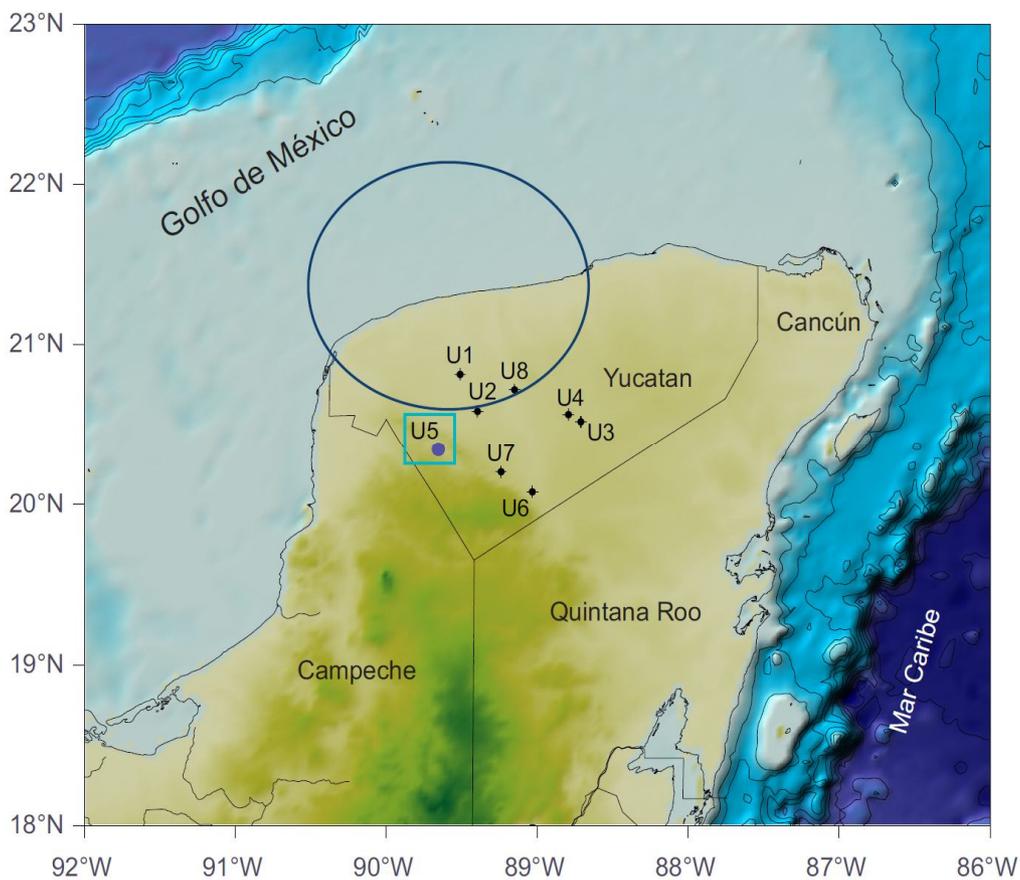
De acuerdo a muchos autores la península puede dividirse en tres regiones:

- I.- La alta planicie Mérida-Valladolid-Puerto Juárez. Ésta comprende la parte norte de la península, desde la Sierrita de Ticul hasta el Golfo de México, presentando una

pendiente suave de norte a sur elevándose solo unos cuantos metros sobre el nivel del mar.

II.- Conjunto de lomas la “Sierrita de Ticul” que se extienden desde la parte noroeste hacia el sureste con una altura variable de 50 a 100m y solo en las cercanías de Tekax llega a tener elevaciones de 150m alcanzando una longitud de 110km.

III.- La *Planicie Central*. Es una extensa área que se encuentra al sur y suroeste de la Sierrita de Ticul, limitando al Sur con territorio guatemalteco, al norte con la península del Petén y al Sureste con las montañas Maya; siendo este un terreno plano con ciertas partes rugoso u ondulado (López-Ramos, 1975).



**Figura 6.** Península de Yucatán. Ubicación del Pozo Santa Elena (UNAM-5) y el cráter principal del meteorito Chicxulub. Además de sus límites geomorfológicos al Norte y Noroeste con el Banco de Campeche y al Este con el Talud Continental del Mar Caribe (modificada de Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

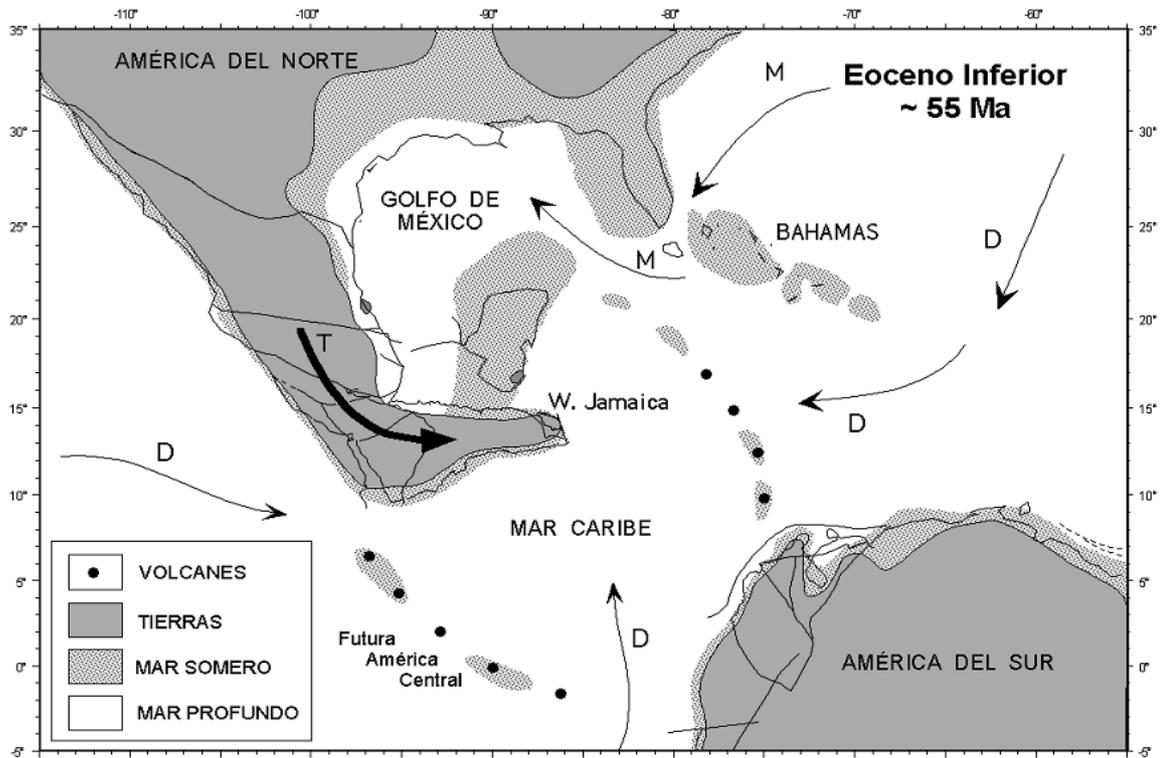
### 3.2 Paleogeografía del Golfo de México y Península de Yucatán

El Golfo de México y el Caribe comenzaron a formarse hace poco menos de 200 Ma cuando Pangea, el megacontinente, se separa (Burke, 1988). Alrededor de hace 150 Ma el Golfo de México ya se encontraba formado (Burke *et al.* (1984) en Rebolledo-Vieyra, 2000). Desde el inicio del Cretácico y hasta finales del Eoceno (135-35 Ma) en la región que comprende al Golfo de México en el contexto submarino, surgen estructuras como: crestas, plataformas, archipiélagos de islas volcánicas y fosas.

Con la apertura del Caribe y el Atlántico Sur comenzó el intercambio biótico de organismos como moluscos, decápodos y equinodermos entre el Mar de Tethys, el Océano Atlántico, el Golfo de México y el Océano Pacífico (Iturralde-Vinent, 2004).

Para el Cretácico Inferior el Golfo de México alcanzó su mayor extensión, debido a que el bloque Maya ya había alcanzado su posición actual respecto a Norteamérica, al norte de las Montañas Maya (Marton y Buffler (1999) en Iturralde-Vinent, 2004).

Entre el Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior hace 65.5 Ma, ocurrió la colisión de un meteorito con la Tierra, que provocó lo que ahora se conoce como el cráter de Impacto de Chicxulub. El impacto ocasionó derrumbes, terremotos, tsunamis y cambios significativos en el clima y biota a nivel global. Sin embargo, no fue un factor clave para la forma actual del Golfo de México, ya que la península de Florida y Yucatán además de la conexión de América del Sur y Norte continuaban sumergidas por mares someros. Para el Eoceno Inferior la península de Yucatán seguía sumergida, mientras que la conexión de América del Norte y Sur fue cubierta por un mar más profundo como se puede apreciar en la Figura 7.



**Figura 7.** Distribución de la porción continental de América del Norte incluyendo la Península de Yucatán que se encuentra sumergida en un mar somero hacia la frontera Paleoceno-Eoceno (tomada de Iturralde-Vinent, 2004).

### 3.3 Cráter Chicxulub.

La secuencia carbonatada objeto de este estudio, fue obtenida en la zona del cráter de impacto del Chicxulub. Éste es el más joven y mejor preservado de los cráteres grandes y complejos que se han encontrado en la Tierra, se caracteriza por tener una forma de anillos múltiples o multianillada (Grieve y Therriault, 2000; Sharpton *et al.*, 1993; en Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2008). El impacto es asociado a los cambios ambientales y climáticos que marcan la frontera K/Pg, además, de una de las cinco extinciones masivas del Fanerozoico (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

Este cráter se encuentra localizado en la plataforma carbonatada en la península de Yucatán al Sureste del Golfo de México (Fig.6), una parte de la estructura se encuentra en el mar y otra parte en el continente, la cual está cubierta por sedimentos. El centro del cráter se encuentra en la línea de costa, en el Puerto Chicxulub. En la superficie las evidencias del cráter sepultado incluyen el arreglo semicircular de los cenotes que son característicos de la región (Pope *et al.* (1991) en Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011), Los estudios de Hildebrand y colaboradores (1991) proponen que el diámetro del cráter es

de ~ 180km con un alcance de hasta 300km con la morfología del cráter multianillado (Hildebrand *et al.*, 1991; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

El evento de impacto y la formación del cráter ocurre en un tiempo en escalas de segundos y minutos, con una alta liberación de energía y con la formación de una cavidad con profundidades de hasta 25 km que afectaron la corteza (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011).

El cráter se encuentra completamente cubierto por sedimentos carbonatados del Cenozoico (Urrutia-Fucugauchi y Pérez-Cruz, 2008). En investigaciones dentro del cráter, se ha localizado la capa de eyecta con material fragmentado identificado como la capa K/Pg, que constituye un marcador estratigráfico a escala global. Esta capa sirve de registro para determinar los eventos cretácicos y post-cretácicos.

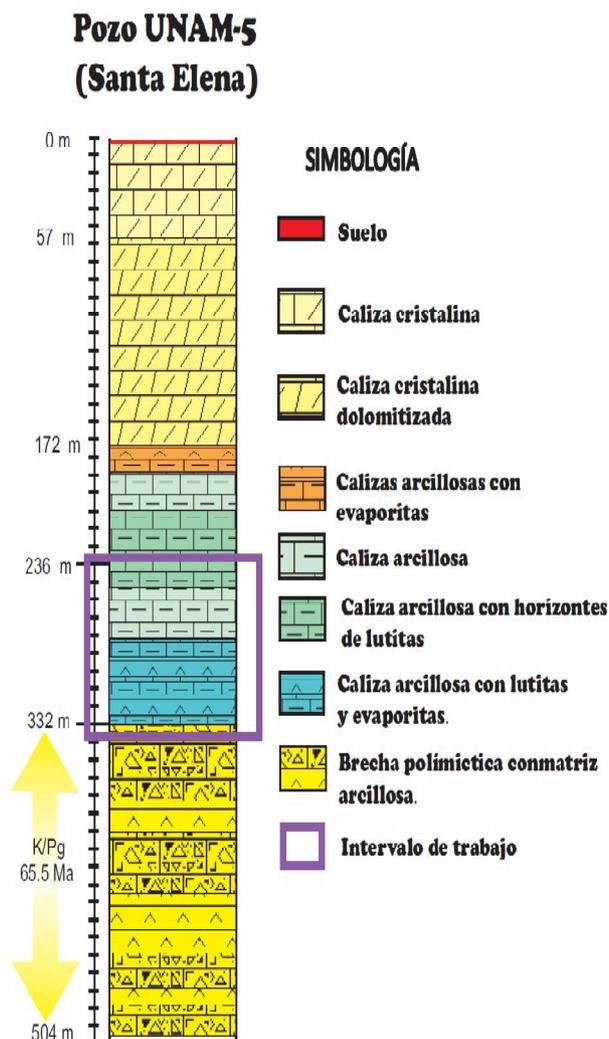
Dataciones de Ar/Ar realizadas sobre muestras del Pozo Chicxulub 1 localizan la frontera K/Pg y edad del impacto aproximadamente a los 65.5 Ma. Mientras que trabajos magnetoestratigráficos localizan polaridades reversas en los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7 que correlacionan al impacto dentro del cron 29r (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2011) que confirman la edad de impacto.

Muestras estratigráficas para el Pozo Santa Elena (UNAM-5) ubican la zona de contacto o la frontera K/Pg a los 332 m de profundidad (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000). Escobar-Sánchez (2005) a partir de la geoquímica isotópica del Sr en el Pozo Santa Elena (UNAM-5) determina que las muestras que se encuentran por encima de los 332 m son pertenecientes al Paleógeno Temprano.

### **3.4 Pozo Santa Elena (UNAM 5)**

El Pozo Santa Elena es una de las tres perforaciones que muestran la brecha de impacto y está localizado a una distancia de 110 km del Puerto Chicxulub; la profundidad máxima perforada alcanzó 502.6 m con una recuperaron 459.15 m (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000). La parte superior de esta secuencia consiste de 1 m de suelo, seguida hacia abajo por 56.5 m de calizas cristalinas, 145 m de calizas cristalinas dolomitizadas y 15 m de calizas arcillosas de color blanco a cremoso con bandeamientos de color amarillo a rojizo en las zonas de fracturas. En la parte media

de la secuencia se encuentra un intervalo de 115 m de caliza arcillosa alternada con lutitas, con una textura cristalina con variaciones ligeras que asimilan una textura tipo coquina con la presencia de moldes de gasterópodos y moluscos alterados por dolomitización y la disolución. Debajo de esto se encuentran 114 m de caliza arcillosa de color blanco a crema con pequeños horizontes de lutitas carbonatadas de color gris a verde con contenido fosilífero de menos del 10%. A partir de los 332 m, es decir, los últimos 172 m, el material de impacto está conformado por brechas polimícticas con una matriz limosa rica en clastos carbonatados junto con vidrios de impacto y la mezcla causa del impacto (melt) (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).



**Figura 8.** Columna litológica del Pozo UNAM-5 Santa Elena. Los últimos 172 m a partir de los 332m presentan el material de impacto con una matriz limosa rica en clastos carbonatados (edad tomada de Urrutia-Fuccugauchi *et al.* 2011).

## Capítulo 4. Materiales y Métodos

### 4.1 Muestras

En este estudio se estudió un intervalo de la secuencia carbonatada obtenida del Pozo Santa Elena (UNAM-5). Para su obtención se utilizaron equipos de perforación rotatoria, compuestos por dos equipos de perforación JKS Boyles de modelos BBS-45 y BBS-37. Las herramientas de perforación consisten en tuberías de diámetros estándar (HQ de 8.89cm, NQ de 6.69cm y BQ de 5.55cm), barrenas de muestreo con corona de diamante y un equipo de bombeo de agua utilizado como fluidos de perforación. Se obtuvieron núcleos de 9 m de longitud, los cuales fueron lavados en el sitio, marcados con información de profundidad e indicando el sentido de la perforación, y fueron colocados en cajas debidamente etiquetadas. Las cajas fueron almacenadas hasta que se completó la perforación y posterior a esto, fueron trasladadas a las Nucleotecas I y II del Instituto de Geofísica de la UNAM (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000). Los núcleos del Pozo Santa Elena (UNAM-5) se encuentran en la Nucleoteca II.

En este estudio se analizó un intervalo de poco más de 100 m de longitud de 335.05 a 232.95 m conformado por calizas arcillosas depositadas después del impacto. El intervalo se seleccionó considerando la posible localización de los núcleos con edades del Paleoceno, tomando en cuenta criterios como la posición el límite K/Pg y estudios de estratigráficos previos.



**Figura 9.** Núcleos de la caja 67 232.95-236.25m del Pozo Santa Elena (UNAM-5).

## 4.2 Cuantificación de elementos mayores y traza por el método de Fluorescencia de Rayos-X (FRX)

A partir de los 335.05 m hasta los 232.95 m, se realizaron mediciones de elementos mayores y traza con un equipo de FRX (Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer). Los elementos traza se analizaron en concentraciones expresadas en partes por millón (ppm) con un formato de medición de tres filtros <sup>1</sup>(bajo, medio y alto) con una duración de 30 segundos, por cada uno de ellos, mientras que para cuantificar la concentración de los elementos mayores que se expresan en porcentajes (%) se utilizó un formato de medición con 4 filtros (bajo, medio, alto y ligeros) que permiten la cuantificación de elementos ligeros como Al, Si, P, Mg, S y Cl

Cada caja contiene 3 m de núcleo y por cada una se realizaron en promedio 30 mediciones cada 10 cm; sin embargo, en algunas cajas faltaban secciones del núcleo, en estos casos la medición no era exacta a los 10 cm pero siempre se midió en el cm superior más cercano.

Posterior a las mediciones se ordenaron los datos obtenidos y se elaboró una matriz de datos con 966 mediciones de los elementos mayores y trazas (Ca, Si, Ti, Al, K, Fe y Zr).

Las concentraciones de los elementos mayores medidos se corrigieron (para evitar sobre- o subestimaciones). Para ello se seleccionaron aleatoriamente algunas muestras del intervalo estudiado y se midieron en un equipo convencional de FRX (Siemens SRS 3000). Con estas mediciones, se realizaron las transformaciones como se explicará en el siguiente capítulo.

Se calcularon las medias, máximos y mínimos de cada elemento, y se aplicó un análisis de correlación no paramétrico (Spearman) para conocer las relaciones entre éstos.

---

<sup>1</sup> El tipo de filtro a utilizar dependerá del peso atómico que presente el elemento. Siendo un filtro bajo para los elementos con menor peso atómico, el filtro alto para elementos de mayor peso atómico y el filtro medio para elementos intermedios. El filtro bajo te permite analizar elementos por ejemplo Ti, Ca, K entre otros más, el filtro medio analiza Fe, Zr, Mn, Sr entre otros y el filtro alto elementos como Ba, Cd, Pd, Cs entre otros más.

Posteriormente, las concentraciones de cada elemento se graficaron en sentido estratigráfico, y con base en los cambios observados se infirieron cambios ambientales en el área de estudio.

El procedimiento que se siguió para obtener los datos fue el siguiente:

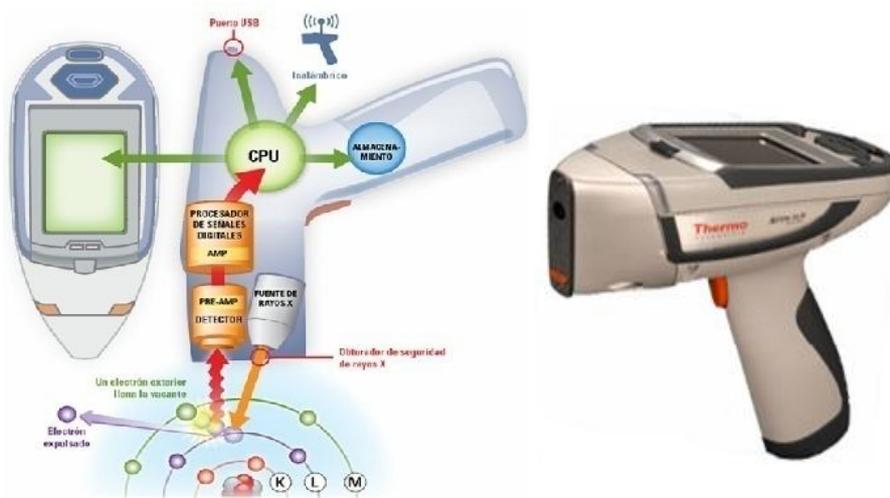
1.- Se realiza la medición de una muestra estándar del equipo, RCRA (por las siglas en inglés de Ley de Recuperación y Conservación de Recursos), la cual presenta valores conocidos y las lecturas deben de estar dentro de los rangos establecidos para comprobar su correcto funcionamiento.

2.- Se selecciona el tipo de medición (para elementos traza o menores) y se verifica que estén los filtros con los elementos que se desea analizar.

3.- Se aplica el haz de rayos-X sobre la muestra. La duración de la radiación está en función del número de filtros que se haya indicado siendo 90 segundos para los elementos traza y 120 segundos para los elementos mayores.

4.- La radiación secundaria es reflejada por la muestra y captada por el detector, inmediatamente es enviada al microprocesador interno del equipo, almacenando y mandando la información en forma de intensidades a la pantalla del mismo aparato.

(Fig. 11).



**Figura 10.** Imagen del equipo de Fluorescencia de rayos-X (Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer). A la izquierda se muestra como funciona el equipo; mientras que a la derecha se muestra una imagen real del equipo (Tomadas del Manual del Curso de capacitación Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer, 2011).

## Capítulo 5. Resultados

A través del intervalo 232.95 m a 335.05 m del Pozo Santa Elena (UNAM-5), se obtuvieron las concentraciones de los elementos mayores y trazas efectuando las mediciones cada 10 cm. En algunos centímetros de la muestra el núcleo no tenía una coloración homogénea o presentaba características litológicas diferentes, por lo que se realizaron dos o tres mediciones en el mismo centímetro y se promediaron los resultados para el mismo. Se midieron las concentraciones de los elementos en 966 puntos a lo largo de la secuencia estudiada.

Para las correcciones de los datos se utilizaron mediciones de óxidos de elementos mayores en 9 muestras obtenidos con un equipo de fluorescencia de rayos-X convencional (Siemens SRS 3000) realizada previamente por Escobar-Sánchez (2005), se aplicó un factor para cada elemento analizado (Tabla 1) y posteriormente se corrigieron los datos por medio de la siguiente ecuación:

$$y = mx + b$$

En donde  $y$  = concentraciones analizadas en el Siemens SRS 3000  
 $x$  = concentraciones obtenidas por el Thermo Scientific  
Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer  
 $m$  = pendiente de la recta  
 $b$  = ordenada al origen

La ecuación es la regresión lineal de los elementos medidos por Siemens SRS 3000 (elementos ya con factor de corrección) en función de las concentraciones del Niton XL3t 900 GOLDD Analyzer (Fig. 11).

**Tabla 1.** La columna de la izquierda corresponde a la profundidad. Las siguientes columnas corresponden a las concentraciones de los óxidos de los elementos mayores obtenidos por el método tradicional FRX con el equipo Siemens SRS3000 y la siguiente columna muestra la concentración elemental (c/f).

<b>Profundidad (m)</b>	<b>SiO<sub>2</sub> %</b>	<b>Si% (c/f)</b>	<b>TiO<sub>2</sub>%</b>	<b>Ti% (c/f)</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%</b>	<b>Al % (c/f)</b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t%</b>	<b>Fe% (c/f)</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>%</b>	<b>P % (c/f)</b>
<b>306.05</b>	1.94	0.259	0.01	0.0059	0.47	0.124	0.23	0.08	0.07	0.015
<b>319.62</b>	2.5	0.335	0.02	0.0119	0.54	0.142	0.31	0.108	0.05	0.1
<b>322.41</b>	1.57	0.21	0.03	0.0179	0.34	0.089	0.08	0.027	0.07	0.015
<b>325.03</b>	5.29	0.708	0.05	0.0299	1.15	0.303	0.57	0.198	0.08	0.017
<b>327.26</b>	5.5	0.737	0.05	0.0299	1.25	0.33	0.63	0.219	0.17	0.037
<b>329.29</b>	6.89	0.923	0.07	0.0419	1.6	0.422	0.72	0.251	0.1	0.021
<b>329.75</b>	7.2	0.964	0.07	0.0419	1.68	0.443	0.83	0.289	0.11	0.023
<b>330.95</b>	7.73	1.035	0.09	0.0539	1.82	0.48	1.13	0.394	0.11	0.023
<b>331.25</b>	7.07	0.947	0.09	0.0539	1.78	0.469	1.21	0.422	0.11	0.023
<b>Profundidad (m)</b>	<b>MnO%</b>	<b>Mn% (c/f)</b>	<b>MgO%</b>	<b>Mg% (c/f)</b>	<b>CaO%</b>	<b>Ca% (c/f)</b>	<b>Na<sub>2</sub>O%</b>	<b>Na% (c/f)</b>	<b>K<sub>2</sub>O%</b>	<b>K% (c/f)</b>
<b>306.05</b>	0.02	0.015	1.67	1.007	52.86	37.742	0.15	0.055	0.27	0.112
<b>319.62</b>	0.02	0.015	2.71	1.634	51.57	36.82	0.13	0.048	0.34	0.141
<b>322.41</b>	0.03	0.023	1.4	0.844	52.8	37.699	0.07	0.025	0.36	0.149
<b>325.03</b>	0.02	0.015	4.66	2.809	47.3	33.772	0.16	0.059	0.71	0.294
<b>327.26</b>	0.04	0.03	7.25	4.371	43.87	31.323	0.14	0.051	0.73	0.302
<b>329.29</b>	0.08	0.061	9.78	5.897	39.73	28.367	0.17	0.063	0.93	0.385
<b>329.75</b>	0.08	0.061	9.84	5.933	39.2	27.988	0.13	0.048	1	0.415
<b>330.95</b>	0.13	0.1	11.08	6.681	36.6	26.132	0.13	0.048	1.16	0.481
<b>331.25</b>	0.15	0.116	11.41	6.88	37.37	26.682	0.15	0.055	1.11	0.46

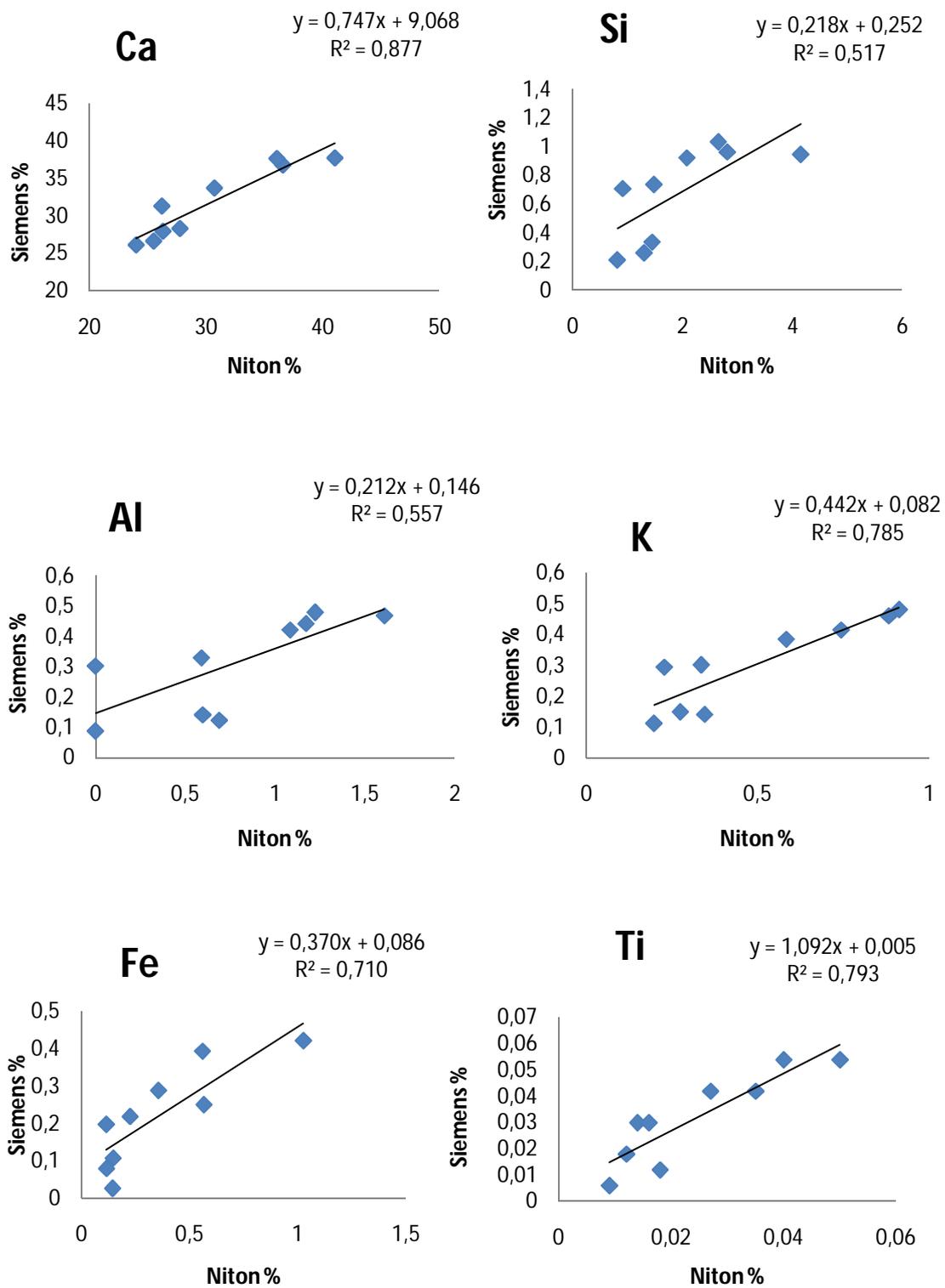


Figura 11. Gráficas de los elementos con un coeficiente de determinación mayor a 0.5.

Para la reconstrucción paleoambiental del intervalo analizado de la secuencia carbonatada del Pozo Santa Elena (UNAM-5) se consideraron las fluctuaciones de los siguientes elementos: Ca, Si, Fe, K, Al, Ti, Zr. Obteniendo los valores máximos y mínimos así como su promedio a través de un análisis de estadística básica (Tabla 2).

**Tabla 2.** Estadística básica de los elementos utilizados para la reconstrucción paleoambiental.

Elementos	Promedio	Mínimo	Máximo
Ca %	27.5	9.2	41.6
Si %	1.2	0.341	7.3
Al %	0.503	0.146	2.3
K %	0.277	0.095	1.6
Fe %	0.252	0.091	1.5
Ti %	0.047	0.0051	0.398
Zr ppm	24.2	0	1347.8

### Concentraciones de los elementos

A través de la secuencia carbonatada estudiada la concentración del Ca fluctúa entre 41% y 9%, con un promedio de 27.5% m. Los valores más altos se encuentran en el intervalo correspondiente a la profundidad de 327 m a 287 m, mientras que los valores más bajos se presentan en los primeros metros de la secuencia 335 m a 332 m y en los últimos 246 m a 236 m; cabe señalar que a partir de los 287 m a los 232 m todos los valores se encuentran por debajo del promedio (Figs. 12 y 13).

Los valores en la concentración del Si varían entre el 7% y 0.3%, las concentraciones más altas se encuentran en la parte superior de la secuencia en el intervalo de 246 m a 236 m alcanzando valores cercanos al 7%; además de este intervalo de alta concentración se presentan cuatro pequeños intervalos de aumento en la concentración del Si, pero sin ser valores tan altos como en la parte superior, estos intervalos son: 297 m a 299 m, 279 m a 274 m, 268 m a 262 m y 335 m a 332 m este último corresponde a la base de la secuencia carbonatada.

Por otra parte las concentraciones del Si a lo largo de la secuencia no sobrepasan los valores promedio (1.2%) por lo que, la mayor parte de la secuencia se encuentra con valores cercanos a los valores mínimos (Fig. 13).

Las concentraciones del Al varían de 2.3% a 0.1% con un promedio de 0.5%. Los valores más altos se encuentran en la parte superior de la secuencia en el intervalo 246 m a 236 m y al igual que el Si, se presentan cuatro intervalos más en los que se superan los valores promedio y estos son: 297 m a 299 m, 279 m a 274 m, 268 m a 262 m y 335 m a 332 m. De igual manera que el Si, a lo largo de la secuencia sólo en estos cinco intervalos se sobrepasa el promedio por lo que generalmente los valores se encuentran cercanos a los mínimos (Fig. 13).

El K presenta fluctuaciones que van de sus valores máximos de 1.6% a los mínimos de 0.09% con un promedio de 0.3%. De la misma manera que el Si y el Al, este elemento presenta sus valores de concentración máxima en la parte superior de la secuencia en el intervalo de 246m a 236 m, además de presentar los mismos cuatro intervalos en los cuales se sobrepasa el promedio de concentración que son: 297 m a 299 m, 279 m a 274 m, 268 m a 262 m y 335 m a 332 m, pero en este caso el último intervalo de 335 m a 332 m el aumento en la concentración es mínimo (Fig. 13).

El Fe sigue mostrando la misma tendencia de los tres elementos anteriores ya que sus valores de máxima concentración (1.5%) se encuentran en la parte superior de la secuencia en el intervalo que va de 246 m a 236 m y solamente se sobrepasa el promedio de 0.2% en los mismos cuatro intervalos que son: 297 m a 299 m, 279 m a 274 m, 268 m a 262 m y 335 m a 332 m. El resto de la secuencia siempre se encuentra cercana a los valores mínimos de concentración de 0.09% (Fig. 13).

El Ti presenta variaciones similares a la de los elementos anteriores con sus valores máximos de 0.39% en la parte superior de la secuencia y con los mismos cuatro intervalos que sobrepasan su valor promedio de 0.04%, la mayor parte de la secuencia se encuentra con valores cercanos a sus valores mínimos de 0.005% (Fig. 13).

El Zr tiene la misma tendencia de todos los elementos anteriores (Si, Al, K, Fe, Ti) con sus concentraciones más altas en la parte superior (1347.8 ppm) y con cuatro intervalos que sobrepasan los valores promedios de 24.2ppm; sin embargo tanto en la base como en la parte superior de la secuencia se presentan algunas diferencias con los elementos previamente descritos (Fig. 13).

Además de las pruebas de estadística básica a los datos se les aplicó una prueba estadística para poder determinar su correlación entre ellos. Para esto se obtuvo el coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho$ ), el cual nos indica el grado de correlación que tienen estos elementos entre sí. Estos coeficientes se presentan en la Tabla 3.

### **Correlación de Spearman**

La correlación es un método estadístico el cual provee un coeficiente ( $\rho$ ) de correlación entre dos o más variables que determina la asociación o interdependencia lineal de las variables. El  $\rho$  oscila entre 1 y -1; en donde los valores cercanos a 1 indican que la relación entre las dos variables es estrecha, un valor de 0 indica que no hay relación mientras que el signo indica la dirección de la relación siendo positiva (+) una relación directa y negativa (-) si la relación es inversa (González *et al.*, 2012),

La correlación de Spearman es un método estadístico no paramétrico que se utiliza cuando las variables no presentan una distribución normal de los valores y/o al presentar una disparidad enorme entre las variables utilizadas (en este caso las concentraciones de los elementos) (Mason *et al.*, 1989).

Para dar un juicio de valor a la correlación es necesario determinar si nuestros valores obtenidos son estadísticamente significativos. Esto se consigue realizando una prueba de hipótesis, en la cual se compara la distribución t de la muestra contra valores preestablecidos en las tablas de distribución t de student, las cuales tienen niveles de confianza a 95% y 99% que determinaran su significancia respectivamente (Mason *et al.*, 1989).

Estas pruebas generalmente se realizan con matrices en la cuales los valores de las tablas se desempeñan muy bien contra un número de muestras bajo. En particular, en este estudio se utiliza una matriz con un número de muestras muy grande (966) y esto genera que los valores de correlación sean bajos pero, estadísticamente significativos de acuerdo al método.

En este ejercicio al comparar las distribuciones de la muestra contra los valores de las tablas de t arroja que desde un coeficiente ( $\rho$ ) = 0.3 hay una correlación significativa entre las variables (elementos) tanto con pruebas a un 95% como 99% de confianza.

La determinación de una muy buena correlación o solo buena correlación se da con base en, que si desde una correlación de 0.3 es estadísticamente significativa una correlación con un  $\rho$  mayor indudablemente será mejor. Por lo tanto se sugiere que coeficientes ( $\rho$ ) > a 0.75 correspondan a correlaciones muy buenas y los coeficientes que se encuentren entre 0.5 a 0.75 representen una buena correlación.

**Tabla 3.** Matriz de correlación de Spearman. Muestra en color naranja los elementos que tienen un coeficiente ( $\rho$ ) de correlación muy bueno, en amarillo se encuentran los elementos con ( $\rho$ ) que indican una buena correlación y los ( $\rho$ ) en azul indican a los elementos que tienen buena anticorrelación.

	Ca	Si	Al	Ti	Fe	K	Zr
Ca	1.000.000	-0.658663	-0.610578	-0.597724	-0.597543	-0.415319	-0.382161
Si		1.000.000	0.932844	0.895451	0.804746	0.781577	0.523577
Al			1.000.000	0.851489	0.734117	0.694647	0.436101
Ti				1.000.000	0.868472	0.830970	0.635950
Fe					1.000.000	0.845361	0.699188
K						1.000.000	0.712786
Zr							1.000.000

## Capítulo 6. Discusión

La secuencia está conformada de calizas. El tipo de partículas que componen a las calizas son principalmente de dos tipos, esqueléticas y no esqueléticas (Tucker *et al.*, 1990). Escobar-Sánchez (2005) y Ortega-Nieto (com. pers) observan la presencia de restos de conchas, microorganismos fósiles y bioclásticos tales como moluscos, ostrácodos, equinodermos, algas rojas, foraminíferos bentónicos y planctónicos a lo largo del intervalo, lo que sugiere que los carbonatos que conforman a la secuencia son de origen biogénico. Además la relación del Ca con el Al tiene un coeficiente negativo y una valor que indica una buena anticorrelación ( $\rho=-0.6$ ) haciendo más evidente su origen biogénico. Si se comparan otros elementos con el Al se observa que existe una alta correlación por ejemplo: Al-Si  $\rho= 0.9$ ; Al-K  $\rho= 0.69$ .

Los elementos como Fe, Si, Al, K y Ti se encuentran comúnmente en la corteza principalmente en los minerales silicatados (Tarbuck y Lutgens, 2005). Weedon y Shackleton (1997) y Wei *et al.* (2001) indican que el Al es un elemento que esencialmente está asociado con el material terrígeno. Dean (2006) en la cuenca de Guaymas sugiere que el Al, Ti y K provienen de fuentes detríticas; Peterson y Haugh (2006) en la cuenca de Cariaco ligan el aumento de Fe y Ti a un aumento en la entrada de terrígenos; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2010) relacionan un aumento del Si, Al, Fe y K a un incremento en el aporte de material terrígeno (siliciclastos) y Yan (2007) indica que el aumento en el Zr se da por un incremento en el intemperismo.

Comparando la correlaciones que tienen entre si estos elementos y específicamente las correlaciones del Al, se observa que existe una muy buena correlación con el Si ( $\rho= 0.93$ ) y el Ti  $\rho= 0.85$  y una buena correlación con el Fe ( $\rho= 0.73$ ), el K ( $\rho= 0.69$ ) y el Zr ( $\rho= 0.52$ ) lo que nos indica que la presencia de estos elementos dentro de la secuencia carbonatada es debido a que tienen un mismo origen.

Los procesos de erosión e intemperismo son los mecanismos por los que pueden ser liberados estos elementos de la superficie continental; al presentar altos índices de correlación y en algunos casos solo buena correlación entre ellos, nos sugiere que probablemente provengan de la misma fuente, es decir, que son desprendidos de minerales silicatados y que por lo tanto pueden ser agrupados como elementos de

origen detrítico o terrígenos. Los cuales pueden ser transportados a los océanos por vía fluvial y/o eólica (Govin *et al.*, 2012).

En el caso del Si, éste presenta un coeficiente de correlación muy alto con el Al ( $\rho=0.93$ ), por lo que se infiere que el Si es terrígeno, más que soportar un posible origen biogénico. Esto se ve corroborado por Ortega-Nieto (com pers) que al examinar láminas delgadas del intervalo estudiado, observó que los organismos silíceos son muy escasos.

## 6.1 Reconstrucción

Los cambios en las concentraciones de Ca, Si, Al, K, Fe, Ti, Zr a través de la secuencia estratigráfica permiten sugerir 4 escenarios ambientales, los cuales son propuestos principalmente con base en las fluctuaciones de las concentraciones del Ca, debido a que éste es el elemento más abundante de la secuencia carbonatada. Los otros elementos, aunque en menor concentración, permiten afinar los escenarios ambientales sugeridos.

### **Escenario 1.-** Intervalo 335.05-331.05 m -Transición K/Pg

En este intervalo corto el Ca muestra una tendencia de aumento gradual, alcanzando en la parte superior un valor del 27.5%. Este aumento en la concentración, asumiendo que el Ca es biogénico, podría estar asociado al florecimiento y/o crecimiento de microorganismos, tales como cocolitofóridos y foraminíferos, sugiriendo condiciones marinas relativamente estables, ya que como se mencionó anteriormente, la base de la secuencia carbonatada estudiada se encuentra en contacto con la litología de las brechas producto del impacto del meteorito Chicxulub.

El Si, Al, K, Fe, Ti y Zr se comportan de manera contraria al Ca, con una tendencia a disminuir su concentración, este decremento va en el rango de sus máximas concentraciones hasta alcanzar casi sus concentraciones mínimas, Si de 6 a 1 %, Al de 2 a 0.5%, K de 0.5 a 0.2%, Fe de 1.5 a 0.25%, Ti de 0.3 a 0.04% y Zr de 1300 a 30 ppm.

Esto concuerda con el hecho de que en los cráteres de impacto ubicados en ambientes marinos, como es el caso, se caracterizan por tener sistemas hidrotermales activos, en los cuales existen procesos convectivos que incluyen fluidos termales y

agua de mar. En el trabajo de Escobar-Sánchez y Urrutia-Fucugauchi (2010) se menciona que hay un enriquecimiento de estos elementos que concuerdan con los modelos de variación de aporte hidrotermal en los primeros metros que se encuentran por encima del contacto con las brechas, por lo que es congruente que en la base del intervalo las concentraciones sean mayores y que al transcurrir el tiempo las concentraciones de estos elementos disminuyan.

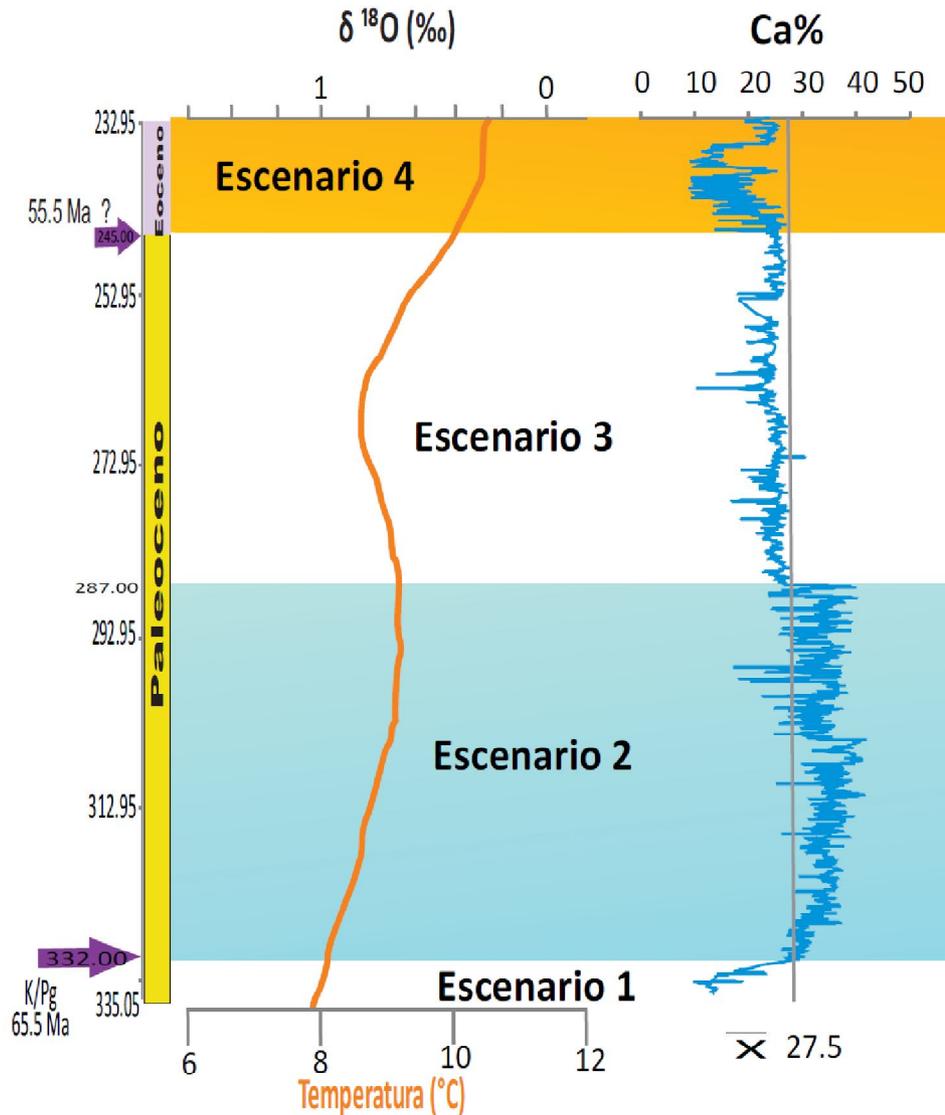
### **Escenario 2.-** Intervalo 331.05-287.50 m Paleoceno Inferior

En el Pozo Santa Elena (UNAM-5) la frontera K/Pg se localiza a los 332 m de profundidad y como se mencionó en el capítulo 3, esta frontera corresponde a un marcador estratigráfico global. En este trabajo las fluctuaciones de los elementos que se encuentren por arriba de este marcador corresponden a eventos post-Cretácicos.

En este intervalo las concentraciones de Ca muestran sus valores más altos, la mayoría se encuentran por arriba de la media, alcanzando su concentración máxima de 41% entre 331 y 306 m. A partir de los 306 a los 287 m las concentraciones de Ca disminuyen ligeramente, con valores cercanos al 35%.

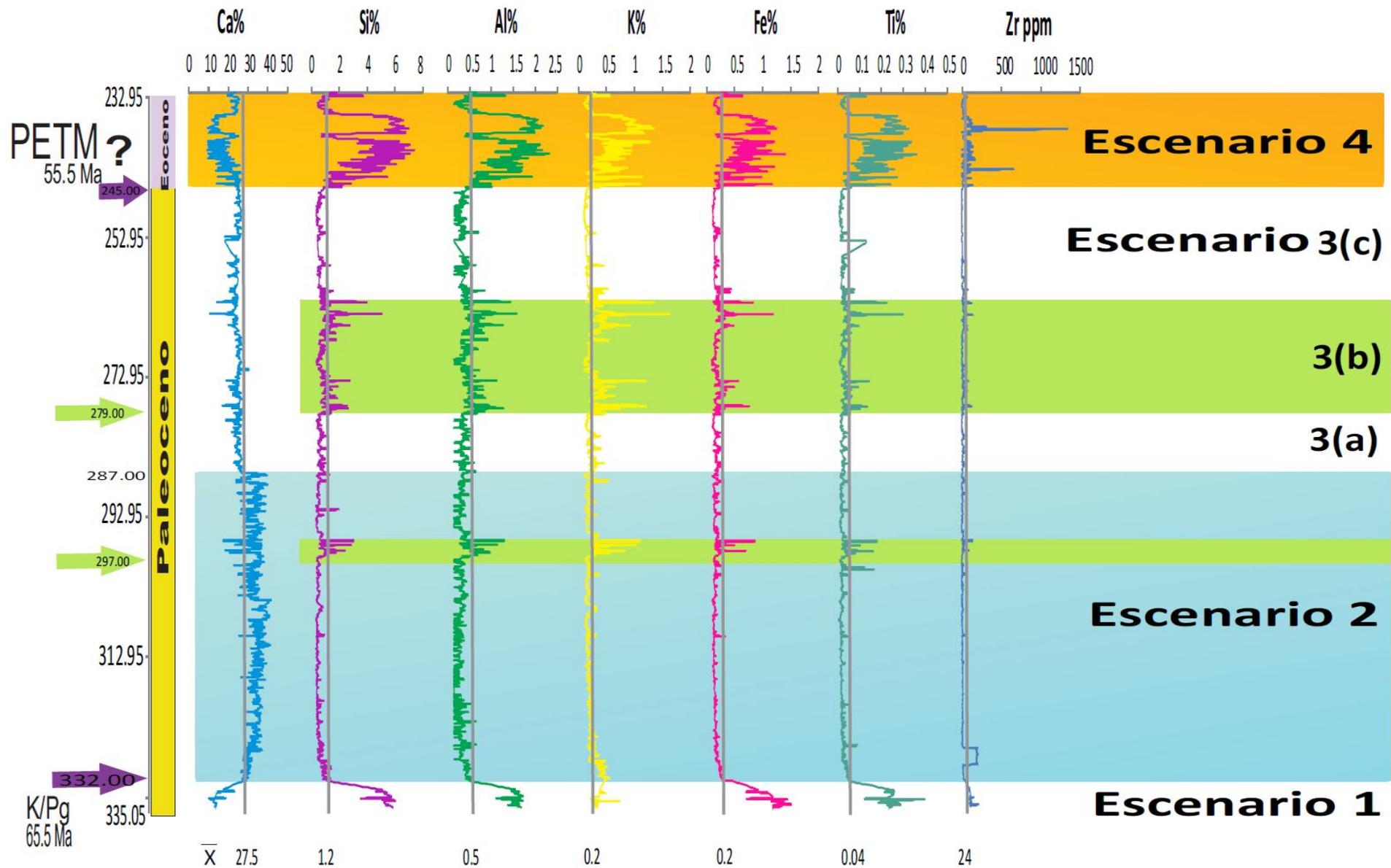
Se sugiere que durante este intervalo correspondiente al Paleoceno Inferior las condiciones del ambiente marino de la plataforma de Yucatán fueron más estables. La alta concentración de  $\text{CaCO}_3$  en solución fue favorecida por las temperaturas cálidas que se presentaron durante este periodo, como ha sido documentado por otros autores (Zachos *et al.*, 2001). La disponibilidad de  $\text{CaCO}_3$  favoreció a los organismos calcáreos, como los foraminíferos y cocolitofóridos, los cuales al morir contribuyeron con la formación de los carbonatos del fondo marino junto con la precipitación inorgánica del  $\text{CaCO}_3$ . Cabe destacar que la precipitación del  $\text{CaCO}_3$  está fuertemente influenciada por los componentes químicos del agua y a factores como la salinidad, presión parcial del  $\text{CO}_2$  y la temperatura del agua (Morse *et al.*, 1997).

Esta idea es apoyada al comparar los datos de isótopos del  $\delta^{18}\text{O}$  de Zachos *et al.*, (2001), en donde es posible observar que para el Paleoceno Inferior ocurre un ascenso gradual de las temperaturas (Fig. 12).



**Figura 12.** Esquema que compara la curva de temperatura para el Paleógeno Temprano hecha con los valores isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}$  realizada por Zachos *et al.*, 2001 de más de 40 sitios de perforación alrededor del mundo contra las concentraciones de Ca.

Al parecer durante este intervalo el aporte de terrígenos fue mínimo como se observa en la Figura 13. Sin embargo, dentro de este escenario se registra un episodio en donde las concentraciones de los elementos terrígenos sobrepasan los valores calculados de sus medias en un intervalo no mayor a tres metros (298.05 a 295.50 m), paralelo a un decremento de Ca. Se sugiere que pudo ocurrir un aumento episódico en la precipitación, lo cual diluyó la señal de los carbonatos.



**Figura 13.** Fluctuaciones de los elementos a través del Paleogeno Temprano. El limite K/Pg tomado de Urritia-Fucugauchi *et al.*, 2011.

### **Escenario 3.-** Intervalo 287.50 -245.15 m

El límite entre el escenario 2 y 3 está marcado por la clara disminución en las concentraciones de Ca (Fig. 13). Todo el escenario 3 está caracterizado por concentraciones de Ca relativamente bajas con respecto al escenario anterior; sin embargo, dentro del escenario 3 es posible observar tres episodios caracterizados por cambios en el aporte de terrígenos.

En el primero (3a), no sólo se observa la disminución del Ca sino también de la mayoría de los elementos terrígenos (Fig. 13). Mientras que en el escenario (3b), los terrígenos muestran pulsos importantes. En el escenario (3c) se presentan nuevamente valores bajos de los elementos terrígenos y se sugiere que se encuentra el límite superior del Paleoceno.

Durante el escenario 3 se puede sugerir, que las condiciones ambientales que prevalecieron en este intervalo no propiciaron la proliferación y/o preservación de las testas de organismos carbonatados debido a cambios en la temperatura, salinidad y pH del agua. Por otro lado, las fluctuaciones de los elementos terrígenos reflejan cambios climáticos, los cuales propiciaron variaciones en los aportes de terrígenos.

### **Escenario 4.-** Intervalo 245.15 -236 m – Paleoceno Superior (PETM).

Este intervalo se localiza en la parte superior de la secuencia, lo cual nos indica que pertenece a eventos de depositación más recientes.

Se sugiere que este segmento de la secuencia corresponde al Máximo Termal del Paleoceno-Eoceno (PETM), que de acuerdo con la literatura se registró hace ~55.5 Ma de manera abrupta y periodo de tiempo breve. Esto es inferido a partir de la disminución de las concentraciones del Ca, que van del 26% hasta alcanzar los valores más bajos de toda la secuencia 9.2%.

Dicho decremento en el Ca no sólo es muy conspicuo, ya que la disminución es mayor del 25%, sino que también es súbito y al parecer de muy corta duración, lo cual hace suponer que este intervalo corresponda al límite.

Al comparar la concentración de Ca medido en este estudio contra el registro de temperatura de Zachos *et al.* (2001) (Fig. 13), es posible observar que durante el PETM la temperatura asciende y que en el registro del pozo Santa Elena las concentraciones de Ca son menores.

El Paleoceno es una época que se caracterizó por su continua expansión del fondo oceánico y su gran actividad volcánica (Hooker, 2005a), durante estos eventos se liberan grandes cantidades de CO<sub>2</sub>. Este gas junto con el vapor de agua son los principales gases de efecto invernadero los cuales incrementan y regulan la temperatura en la Tierra.

Los valores calculados de los modelos de adición de CO<sub>2</sub> (Dickens *et al.*, 1995; Dickens, 2004 y Zachos *et al.*, 2001) sobrepasan las 3000 gigatoneladas para el PETM. Este hecho reafirma el aumento de la temperatura producto del efecto invernadero a causa del incremento del CO<sub>2</sub> y por otro lado las grandes cantidades de CO<sub>2</sub> confirman un decremento de CaCO<sub>3</sub> por un aumento en la disolución en los océanos, debido a que los cambios en la pCO<sub>2</sub> y la temperatura son de los principales controles sobre la precipitación y disolución de los carbonatos (Morrow, 1990).

La disolución de los carbonatos se genera por la interacción del CO<sub>2</sub> en la interfase océano-atmósfera, lo que provoca el aumento del CO<sub>2</sub> disuelto en el agua y esto favorece la formación de ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Este ácido, al interactuar con la calcita favorece su disociación liberando iones como el carbonato (CO<sub>3</sub>) y bicarbonato (HCO<sub>3</sub>) que nuevamente interactúan con los iones disueltos en el agua para iniciar otra cadena de reacciones que disuelven a la calcita (Sverdrup *et al.*, 2004).

Al aumentar las cantidades de CO<sub>2</sub> durante esta época favorecería la disolución del CaCO<sub>3</sub>, lo cual en este trabajo se refleja a través de los escenarios 2, 3 y 4 con el decremento del Ca. El decremento del Ca al inicio del escenario 4 y su aparente brevedad probablemente sea el resultado de las grandes cantidades de CO<sub>2</sub> que se liberaron a través de la frontera entre el Paleoceno-Eoceno.

Diversos trabajos han documentado la disolución de los carbonatos en sedimentos marinos durante el límite del Paleoceno-Eoceno (en el sitio 856 del ODP en el Pacífico

central (Thomas (1998) en Petrizzo, 2006), al Sureste del Atlántico ODP Leg 208 (Zachos *et al.* (2004) en Petrizzo, 2006) y en el sitio Leg 198 al Noroeste del Pacífico (Bralower *et al.* (2002) en Petrizzo, 2006; Zachos *et al.*, 2003). Así mismo, el aumento de temperatura global hace ~55 Ma ha sido inferido a partir de los registros del  $\delta^{18}\text{O}$  (Dickens, 1995), los cuales sugieren un incremento de la temperatura en este periodo de 5 a 6 °C en aguas profundas y de 6 a 8 °C en la temperatura del agua superficial de latitudes bajas y altas respectivamente (Zachos *et al.*, 2001), junto con el registro de la disolución de los carbonatos a consecuencia de un aumento en la entrada del  $\text{CO}_2$  (Zeebe *et al.*, 2009).

Además de lo anterior el aumento del  $\text{CO}_2$  en el océano junto con todas las interacciones secundarias provocan un aumento en la liberación de iones de  $\text{H}^+$  lo cual genera la acidificación de los océanos (Zeebe *et al.*, 2008) y que en trabajos para el PETM están claramente identificados a través de esta frontera (Gibbs *et al.*, 2010 y Hönish *et al.*, 2012).

Por otro lado, para este mismo intervalo entre 246 y 236 m, se observa un incremento muy significativo de los terrígenos, lo cual sugiere que el aporte de terrígenos fue mayor como consecuencia de los cambios ambientales que se presentaron en esta frontera.

Los últimos 4 m de la secuencia (236 a 232.95 m) muestran la tendencia a un aumento gradual en los valores de Ca lo que podría sugerir la brevedad de dicho evento y que las condiciones nuevamente favorecieron la proliferación y preservación de los organismos carbonatados. La notable caída en la concentración de los elementos terrígenos Si, Al, K, Fe, Ti y Zr sugieren que los agentes de erosión e intemperismo se redujeron nuevamente.

La fuente de la liberación del C para el PETM sigue estando en debate (Zachos *et al.*, 2008); sin embargo, para esta zona el aumento de  $\text{CO}_2$  que produjo estos cambios podría estar relacionado con una fuente de vulcanismo activo que se encontraba en esa época en la región del Caribe (Bralower *et al.*, 1997).

## Capítulo 7. Conclusiones

Los resultados de este estudio permiten evidenciar cambios ambientales durante el Paleoceno Temprano a partir del estudio geoquímico de una secuencia carbonatada en el pozo Santa Elena en el cráter de impacto del Chicxulub.

Se estudió una secuencia conformada por calizas, con horizontes de calizas arcillosas, evaporitas y calizas dolomitizadas con una longitud de de aproximadamente 100 m.

Se realizaron mediciones de las concentraciones de elementos mayores Ca, Si, Al, Fe, K, Ti y traza Zr en 966 puntos.

El elemento que predominó en la secuencia fue el Ca, el cual es mayormente de origen biogénico y mostró una correlación negativa con el Al.

Los elementos Si, K, Fe, Ti y Zr presentaron una correlación positiva con el Al, por lo cual se sugiere un origen terrígeno.

Con base en los cambios en las concentraciones elementales, se interpretan cambios en las condiciones ambientales durante el Paleógeno Temprano para esta región, posiblemente como resultados de cambios climáticos.

Se proponen 4 escenarios con condiciones ambientales contrastantes, marcadas principalmente por las fluctuaciones en las concentraciones de Ca. En sentido estratigráfico son:

Escenario 1. Está representado en los primeros metros de la secuencia estudiada 335.05 a 331.05 m, la cual se caracteriza por un incremento gradual en las concentraciones de los elementos químicos considerados en este estudio. Se sugiere que este intervalo representa un periodo de estabilización de las condiciones ambientales marinas de la plataforma de Yucatán, posterior al impacto del meteorito Chicxulub.

Escenario 2. El aumento en los valores de Ca durante el intervalo de 331.05 a 287.50 m sugiere una mayor proliferación y/o preservación de organismos con testas de  $\text{CaCO}_3$ , por lo cual se propone que las condiciones ambientales marinas fueron

relativamente cálidas, lo cual propició la proliferación de organismos carbonatados como coccolitofóridos y foraminíferos.

Escenario 3. En el intervalo de 287.50 a 245.15 m, las fluctuaciones en las concentraciones de los diferentes elementos sugieren un ambiente poco favorable para la proliferación y/o preservación de testas de organismos carbonatados. Lo cual puede ser el resultado de cambios en la temperatura, salinidad, pH del agua, debido a la variabilidad climática, lo cual también se refleja en un mayor aporte detrital.

Escenario 4. Se propone que este intervalo de 10 m (de 245.15 a 236 m) corresponde al Máximo Termal del Paleoceno Eoceno, debido al descenso abrupto de las concentraciones del Ca, relacionado con una mayor disolución resultado de gran cambio en las condiciones marinas que han sido documentadas en la literatura, como el aumento en las concentraciones de CO<sub>2</sub>, el aumento en la temperatura del agua, y la acidificación de los océanos. Con ello se contribuye a la identificación de este evento en regiones tropicales.

## Literatura citada

**Álvarez, L.W., Álvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V.,** 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* 208(4448): 1095-1108.

**Allaby, M.,** 2008. *Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press, 3era ed. 654 pp.

**Aplin, A.C.,** 2000. Mineralogy of modern marine sediments: A geochemical framework. En: Vaughan, D.J., Wogelius, R.A., (eds.), *Environmental mineralogy*. European Mineralogical Union Notes in Mineralogy: 125-172.

**Auge, M.,** 2003. Lacertilian faunal change across the Paleocene-Eocene boundary in Europe. Pp. 441-453, En: Wing S.L., Gingerich, P.D., Schmitz, B., Thomas, E., (eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder Colorado. Geological Society of America. Special Paper 369.

**Barash, M.S.,** 2008. Response of oceanic organism to abiotic events in Paleogene. *Oceanology* 49(3): 385-395.

**Bralower, T.J., Thomas, D.J., Zachos, J.C., Hirschmann, M.M., Röhl, U., Sigurdsson, H., Thomas, E., Whitney, D.L.,** 1997. High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: is there a causal link? *Geology* 25(11): 963-966.

**Burke, K.,** 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16: 201-230.

**Chester, R.,** 2000. *Marine geochemistry*. Blackwell Science, 2da ed. 506 pp.

**Chester, S.G.B., Bloch, J. I., Secord, R., Boyer, D. M.,** 2010. A new small-bodied species of *Palaeonictis* (Creodonta, Oxyaenidae) from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Journal of Mammalian Evolution*. 17: 227-243.

**Cronin, T.M.,** 2010. *Paleoclimates Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press. 441 pp.

**Cubillas, P., Kholer, S., Prieto, M., Chairat C., Oelkers, E.H.,** 2005. Experimental termination of the dissolution rates of calcite, aragonite, and bivalves. *Chemical Geology* 216: 59-77.

**Dean, W.E.,** 2006. Sediment geochemical records of productivity and oxygen depletion along the margin of western North America during the past 60,000 years: teleconnections with Greenland Ice and the Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews* 26: 98-114.

**Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.R., Owen, R.M.,** 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10(6): 965-971.

**Dickens, G.R.,** 2004. Hydrocarbon-driven warming. *Nature* 429: 513-515.

**Escobar-Sánchez, J.E.,** 2005. Caracterización petrológica y geoquímica de la secuencia carbonatada sobreyacente a la brecha de impacto en el Pozo UNAM-5, Cráter Chicxulub. Tesis profesional de M. en C. Instituto de Geofísica Posgrado en Ciencias de la Tierra Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. 106 pp.

**Escobar-Sánchez, J.E., Urrutia-Fucugauchi, J.,** 2010. Chicxulub crater post-impact hydrothermal activity – evidence from Paleocene carbonates in the Santa Elena borehole. *Geofísica Internacional* 49(2): 97-106.

**Geologic Time Scale.** 2009. Geological Society of America.

**Gibbs, J.B., Stoll, H.M., Bown, P.R., Bralower, T.J.,** 2010. Ocean acidification and surface water carbonate production across the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 295: 583-592.

**Gingerich, P.D.,** 2006. Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Trends in Ecology and Evolution* 21(5): 246-253.

**González, M.D., González, A., Pérez, G.,** 2012. Práctica 9 (Correlación). Estadística e Introducción a la Econometría. Departamento de Economía General y Estadística. En: <http://www.uhu.es/45110/Ficheros%20de%20datos/curso%202007%202008/spss/PRACTICA%209.pdf> Fecha de consulta 1/02/2012.

**Gonzales-Mora, B., Sierro, F.J., Schonfeld, J.,** 2008. Temperature and stable isotope in different water masses from the Alboran Sea (Western Mediterranean) between 250 and 150 ka. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9(10): 1-14.

**Govin, A., Hulzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L.F., Zabel, M., Molitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M.,** 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36° N-49° S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 13(1): 1-23.

**Henderson, G.M.,** 2002. New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters* 203: 1-13.

**Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, D.A., Pilkington, M., Camargo, A., Jacobsen, S.B., Boynton, W.V.,** 1991. Chicxulub crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, México. *Geology* 19: 867-871.

**Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D.N., Thomas, E., Gibbs, S.J., Sluijs, A., Zeebe, R., Kump, L., Zachos, J.C., Royer, D.L., Barker, S., Marchitto-Jr, T.M., Moyer, R., Pelejero, C., Ziveri, P., Foster, G.L., Williams, B.,** 2012. The Geological Record of Ocean Acidification. *Science* 335: 1058-1063.

**Hooker, J.J.,** 2005a. Paleocene. Vol. 5 Pp.459-465, En: Selley R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R.,(eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press.

**Hooker, J.J.,** 2005b. Eocene. Vol. 5 Pp.466-472. En: Selley R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R., (eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press.

**Iturralde-Vinent, M.A.,** 2004-2005. La paleogeografía del Caribe y sus implicaciones para la biogeografía histórica. *Revista del Jardín Botánico Nacional* 25-26: 49-78.

**Jehle, M.,** 2011. En: [www.paleocen-mammals.de](http://www.paleocen-mammals.de) Fecha de consulta 5/12/2011.

**Kaiho, K., Takeda, K., Petrizzo, M.R., Zachos, J.C.,** 2006. Anomalous shifts in tropical Pacific planktonic and benthic foraminiferal test size during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237: 456-464.

**Kennett, J.P., Stott, L.D.,** 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature* 353: 225-229.

**Koch, P. L., Zachos, J.C., Gingerich, P.D.,** 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene/Eocene boundary. *Nature* 358: 319-322.

**Libes, S.,** 2009. *Introduction to Marine Biogeochemistry*. Elsevier Academic Press. 2da ed. 893 pp.

**López-Ramos, E.,** 1973. Estudio Geológico de la Península de Yucatán. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 25(1-3):23-76

**López-Ramos, E.,** 1975. Estudio Geológico de Yucatán. Pp. 33-70, En: García, C.A., Irigoyen, R.R., Ruz, M.R., Lara, L.H., (eds.), *Enciclopedia Yucatesca*. Tomo X. Edición del Gobierno del Estado de Yucatán.

**Mackenzie, F.T.,** 1975. Sedimentary cycling and evolution of sea water. Pp. 309-364, En: Riley, J.P., Skirrow, G., (eds.), *Chemical Oceanography*. Vol.1, 2da ed. Academic Press.

**Manual del Curso de capacitación.** Niton XL3t GOLDD 900 Analyzer. 2011. 56 pp.

**Mason, R.L., Gunst, R.F., Hess, J.L.,** 1989. *Statistical Design and Analysis of Experiments with Applications to Engineering and Science*. Wiley 692 pp.

- Montellano-Ballesteros, M.**, 1997. ¿Qué paso con los mamíferos en el límite Cretácico-Terciario? Pp. 85-90, En: Carreño, A. L., Montellano-Ballesteros, M., (eds.), *Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario; mitos y realidades*. Unión Geofísica Mexicana Monografía No.4.
- Morrow, D.W.**, 1990. Diagenesis general introduction. Pp.1-8, En: McIlreath, I.A., Morrow, D., (eds.), *Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Series 4, 338 pp.
- Morse, J.W., Wang, Q., Tsio, M.Y.**, 1997. Influences of temperature and Mg:Ca ratio on CaCO<sub>3</sub> precipitates from seawater. *Geology* 25: 85-87.
- Morse, J.W.**, 2003. Formation and Diagenesis of Carbonates Sediments. *Treatise on Geochemistry* 7: 67-85.
- Newton, D.E.**, 2010. *Chemical elements*. Gale Cengage Learning. 2da ed. 688 pp.
- Pérez-Cruz, L., Urrutia-Fucugauchi, J.**, 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science* 25: 989-1000.
- Peterson, L.C., Haug, G.H.**, 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243: 97-113
- Petrizzo, M.R.**, 2006. The onset of Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) at Sites 1209 and 1210 (Shatsky Rise, Pacific Ocean) as recorded by planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 63: 187-200.
- Prothero, D.R.**, 2003. *Bringing Fossils to Life An Introduction to Paleobiology*. 2da ed. McGraw-Hill. 503 pp.
- Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Marín, L.E., Trejo-García, A., Sharpton, V.L., Arechalde, A.M.**, 2000. UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact cráter. *International Geology Review* 42: 928-940.
- Rebolledo-Vieyra, M.**, 2001. Magnetoestratigrafía y paleomagnetismo del cráter de impacto de Chicxulub. Tesis profesional de Dr. en C. Instituto de Geofísica Posgrado en Ciencias de la Tierra Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. 104 pp.
- Ragueneau, O., Treguer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Fischer, G., Francois, R., Heinze, C., Maier-Reimer, E., Martin-Jézéquel, V., Nelson, D.M., Quéguiner, B.**, A review of Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26: 317-365.

**Röhl, U., Bralower, T.J., Norris, R.D., Wefer, G.,** 2000. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology* 28(10): 927-930.

**Rull, V.,** 1999. Palaeofloristic and palaeovegetational changes across the Paleocene/Eocene boundary in northern South America. *Review of Palaeobotany and Palynology* 107: 83:95.

**Schouten, S., Woltering, M., Rijpstra, W.I.C., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S.,** 2007. The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: Differential fractionation of angiosperms and conifers in the Arctic. *Earth and Planetary Science Letters* 258: 581-592.

**Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S, Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T., Willumsen P.S.,** 2010. The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science* 327:1214-1218.

**Selley, R.C.,** 2005. Sedimentary rocks. Mineralogy and classification. Pp. 25-37, En: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R., (eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press.

**Shackleton, N.J.,** 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 57: 91-102.

**Sluijs, A., S. Schouten, M. Paganini, M. Woltering, H. Brinkhuis, J.S.S. Damsté, G.R. Dickens, M. Huber, G.J. Reichart, R. Stein, J. Matthiessen, L.J. Lourens, N. Pedentchouk, J. Backman y K. Moran.** 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature* 441: 610-613.

**Sluijs, A., Bowen, G.J., Brinkhaus, H., Lourens, L.J., Thomas E.,** 2007. The Paleocene Thermal Maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. Pp. 323-349, En: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. The Geological Society of London.

**Smith, F.A., Wing, S.L., Freeman, K.H.,** 2007. Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene-Eocene thermal maximum: The role of plant community change. *Earth and Planetary Science Letters* 262: 50-65.

- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P.D., Caballero, M.,** 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62(3): 437-451.
- Sverdrup, K.A., Duxbury, A.B., Duxbury, A.C.,** 2004. *An Introduction to The World's Oceans*. 8va ed. McGraw-Hill. 514 pp.
- Tarback, E.J., Lutgens, F.K.,** 2005. *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. 8va ed. Pearson Prentice Hill. 686 pp.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., Dickson, J.A.D.,** 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science. 482 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Pérez-Cruz, L.,** 2008. Post-impact carbonate deposition in the Chicxulub impact crater region, Yucatan platform, Mexico. *Current Science* 25(2): 248-252.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Pérez-Cruz, L., Morales-Puente, P., Escobar-Sánchez, J.E.,** 2008. Stratigraphy of the basal Paleocene carbonate sequence and the impact breccias-carbonate contact in the Chicxulub Crater: stable isotopes study of the Santa Ana borehole rocks. *International Geology Review* 50: 75-83.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Camargo-Zanoguera, A., Pérez-Cruz, L., Pérez-Cruz, G.,** 2011. The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional* 50(1): 99-127.
- Walter, M.R., Allwood, A.C.,** 2005. Biosediments and biofilms. Pp.279-294, En: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R., (eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press.
- Weedon, G.P., Shackleton, N.J.,** 1997. Inorganic geochemical composition of Oligocene to Miocene sediments and productivity variations in the western Equatorial Atlantic: Results from sites 926 and 929. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 154: 507-526.
- Wei, G., Liu, Y., Li, X., Shao, L., Fang, D.,** 2004. Major and trace element variations of the sediments at ODP Site 1144, South China Sea, during the last 230 ka and their paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212: 331-342.
- Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H.,** 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene/Eocene boundary. *Science* 310: 993-996.

**Worden, R.H.**, 2005. Geochemical analysis (Including X-ray). Pp. 54-76, En: Selley R.C., Cocks, L.R.M., Plimer I.R., (eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press.

**Yan, Y., Xia, B., Lin, G., Cui, X., Hu, X., Yan P., Zhang, F.**, 2007. Geochemistry of the sedimentary rocks from the Nanxiong Basin, South China and implications for provenance, paleoenvironment and paleoclimate at the K/T boundary. *Sedimentary Geology* 197: 127-140.

**Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K.**, 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292: 686-693.

**Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S., Delaney, M.L., Petrizzo, M.R., Brill, A., Bralower, T.J., Premoli-Silva, I.**, 2003. A Transient Rise in Tropical Sea Surface Temperature During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature* 302: 1551-1554.

**Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E.**, 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 145(17): 279-283.

**Zeebe, R.E., Zachos, J.C., Dickens, G.R.**, 2009. Carbon Dioxide forcing alone insufficient to explain Paleocene-Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience* 2: 576-580.