



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Análisis de la Secuencia Terciaria en el Cráter
de Chicxulub, Yucatán a partir de Núcleos del
Pozo Yaxcopoil -1

T E S I S A

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERA GEÓLOGA

P R E S E N T A:

Priscila Esther Vargas Castro



Director: Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D. F. 2011



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.

La ciencia y la religión difieren en la forma como obtienen el conocimiento. En la primera se usa el método científico, mientras que la segunda se basa en la "revelación". El conflicto entre estos dos magisterios se da cuando la religión intenta explicar el mundo natural desde una óptica fundamentalista que hace caso omiso a las evidencias.

Galileo revolucionó la forma de acercarse al Universo y conocer sus secretos; significó el pisoteo a los argumentos de autoridad y el inicio de la búsqueda de evidencias como una buena razón para creer algo. Galileo dejó sentada esta nueva posición cuando dijo: "Si para suprimir del mundo una doctrina bastase con cerrar la boca a uno solo, eso sería facilísimo..., pero las cosas no van por ese camino..., porque sería necesario no sólo prohibir el libro de Copérnico y los de sus seguidores, sino toda la ciencia astronómica, e incluso más, prohibir a los hombres mirar al cielo".

Hoy bien podríamos parafrasear las palabras de Galileo: "Si para suprimir la teoría de la evolución bastase con cerrar la boca a uno solo, eso sería facilísimo..., porque sería necesario no sólo prohibir el libro de Darwin y los de sus seguidores sino toda la ciencia biológica y geológica, e incluso más, prohibir a los hombres mirar el registro fósil o comparar las secuencias de los genes"...

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del estudio de la secuencia carbonatada del Terciario que constituye la cubierta sedimentaria del cráter de impacto Chicxulub.

El cráter Chicxulub está formado dentro de la plataforma de Yucatán en el sur del Golfo de México. El cráter con un diámetro de ~200 km ha constituido un elemento importante en los controles de sedimentación y evolución de la plataforma. En la cuenca constituida por el cráter, se ha depositado un espesor importante de sedimentos terciarios y los efectos de la estructura se extienden en buena parte de la plataforma. Este trabajo se enfoca al estudio de una porción de la secuencia calcárea recuperada en el pozo exploratorio Yaxcopoil-1, ubicado a 40 km al suroeste de la ciudad de Mérida y unos 62 km a partir del centro de la estructura localizada en Chicxulub, Puerto en la costa. El pozo se perforó con un programa de recuperación continua de núcleos entre las profundidades de los 400 hasta los 1511 m.

En el pozo Yaxcopoil-1 la secuencia carbonatada terciaria tiene un espesor de aproximadamente 800 m. El objetivo general en este estudio es la determinación de variaciones petrográficas y geoquímicas a lo largo de 20 m de la secuencia intermedia de la columna entre los 404 y 424 m, esto para identificar los cambios paleoambientales presentes después del depósito. El estudio incluye descripciones de los núcleos, análisis de texturas y facies, estructuras de depositación, deformación sin- y post-depósito, descripciones petrográficas y análisis geoquímico.

Se obtuvieron 16 muestras, con intervalos variados y más representativos, la técnica usada para geoquímica fue la de Fluorescencia de Rayos X, en las que se pudieron obtener elementos mayores (muestras fundidas) y elementos traza (muestras prensadas).

A partir de los estudios petrográficos logramos diferenciar dos cambios texturales que indican cambios de niveles de energía, interpretados como cambios de profundidad de plataforma a lo largo del tiempo. Los procesos diagenéticos se ven ampliamente manifestados en esta secuencia carbonatada y reflejando una concentración variada de contenido de MgO, así como del SiO₂. La importancia del material terrígeno es de importancia ya que es un indicador de condiciones cercanas a la costa, lo que nos reafirma las condiciones someras dominantes para la secuencia.

De acuerdo a la información obtenida se documentan condiciones someras de sedimentación en este sector de la plataforma carbonatada de Yucatán, las cuales se mantienen por un largo periodo. Estas condiciones parecen estar relacionadas a ambientes relativamente estables asociados a la cuenca formada por el cráter, que resguarda de los efectos de levantamiento tectónico de la plataforma y cambios del nivel del mar.

I. INTRODUCCIÓN

El cráter Chicxulub localizado en la península de Yucatán se formó por el impacto de un meteorito de grandes dimensiones hace unos 65 millones de años (Ma). El cráter y el evento de impacto han sido sometidos a exhaustivas investigaciones por científicos mexicanos y extranjeros para obtener información sobre la caída de meteoritos y cometas a la Tierra y sobre los efectos globales en la atmósfera, hidrósfera y biósfera. El impacto y formación del cráter ha sido relacionado y considerado la causa principal de los eventos que marcan la frontera Cretácico/Terciario (Cretácico/Paleógeno K/Pg), incluyendo las extinciones masivas de organismos. El tamaño del meteorito se estima en 10 km de diámetro, y al impactar creó un cráter de 200 km de diámetro. Como parte del Proyecto Internacional de Perforación Profunda, se perforó un pozo exploratorio en la hacienda henequenera Yaxcopoil, ubicada al sur de Mérida, Yucatán. El cráter Chicxulub está cubierto por sedimentos carbonatados en la plataforma de Yucatán y no se tienen afloramientos de rocas formadas con el impacto tales como las secuencias de brechas y las rocas fundidas, por lo que el programa fue la única manera de recuperar material para estudios en el laboratorio. El pozo exploratorio Yaxcopoil - 1 (Yax - 1) se localizó en el sector sur del cráter, dentro del anillo externo en la zona de terrazas. Para localizar este sitio, se realizaron estudios de geofísica que permitieron documentar la estructura del cráter y cubierta sedimentaria en esta zona. Además de estos estudios geofísicos, se contó con información de los programas anteriores de perforación conducidos por Petróleos Mexicanos (PEMEX) y por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El programa de perforación UNAM incluyó un programa de recuperación continua de núcleos, con ocho pozos iniciales, en tres de los cuales -UNAM 5, 6 y 7- se recuperaron rocas del impacto (Urrutia Fucugauchi et al., 1996 a, b). Con el

apoyo del Programa Internacional de Perforaciones Científicas en Continentes, que financió el proyecto con un millón y medio de dólares, recursos adicionales de la propia Universidad, del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) y del gobierno de Yucatán, las excavaciones comenzaron en diciembre de 2001. Esta etapa concluyó en marzo de 2002. Desde entonces las instalaciones del Yaxcopoil-1 se mantienen para investigaciones, incluidas las mediciones de registros geofísicos.

Los estudios del cráter Chicxulub de Yucatán pueden enseñar mucho sobre la formación de cráteres de impacto, porque Chicxulub es uno de los cráteres que mejor está conservado, la península se encuentra sobre un bloque tectónico estable, el cráter es único en el mundo y las perforaciones darán respuesta a la cantidad de masa y la consistencia de material de impacto. Desde que se planteó la teoría del "meteorito" en el ámbito científico se "levantó mucho polvo", por ello, las investigaciones se han intensificado al haber otra suposición: la volcánica, que habría causado la extinción de las especies más gigantes que han poblado el planeta. La mayoría de los cuerpos que golpean la Tierra son desintegrados por fricción mientras atraviesan la atmósfera y dejan el vestigio de su llegada: el cráter de impacto. Casi todos los cráteres son erosionados, enterrados por sedimentos o deformados por tectonismo. Se han descubierto muy pocos cráteres de un diámetro superior a 150 km, por ejemplo: Vredefort, Sudbury y Chicxulub. El último es el objeto de estudio de este trabajo de investigación. El cráter de Chicxulub está clasificado como una cuenca multianillo de un diámetro aproximado de 180-200 km (Morgan *et al.*, 2002; Urrutia Fucugauchi *et al.*, 2004; Gulick *et al.*, 2008), cubierto por una secuencia carbonatada de un kilómetro de profundidad, con la ventaja de que no ha sido erosionado o deformado (Pilkington *et al.*, 1994). Esta zona ha sido estudiada desde 1940 con

mediciones gravimétricas realizadas en campañas de exploración por PEMEX, hasta la adquisición de líneas sísmicas marinas, en 2005, con el patrocinio de NSF (National Science Foundation) y NERC (Natural Environment Research Council), en trabajo conjunto con la Universidad de Texas, USA, la Universidad de Cambridge, UK y la UNAM, México (Morgan *et al.*, 2005).

El trabajo de perforación del pozo Yaxcopoil-1, considerado laboratorio de sitio, incluyó la recuperación continua de núcleos; se recuperó en promedio poco más de un metro por hora, es decir, un promedio de 25 metros diarios. Como se pretendía llegar a una profundidad mayor a mil quinientos metros, se laboraron las 24 horas del día, en tres turnos. De esta manera, se aprovecharon mejor los recursos. Una meta futura es llegar a los dos mil 500 metros.

El material se recuperó en forma continua desde los 400 metros y hasta los mil 511 metros de profundidad. A los 800 metros se encontró la llamada “brecha de impacto” que constituye el material fragmentado y eyectado en el impacto y que se depositó en el cráter durante el proceso de formación. Hasta ahora se tienen cuatro mil 500 metros de roca, con una alta cantidad de material fundido, producto de las altas temperaturas producidas por la caída, y componentes del basamento, que proviene de la parte más profunda de la corteza en la península. La investigación del cráter de unos 180-200 kilómetros de diámetro, se abre en México con una enorme oportunidad para contribuir a la ciencia porque se podrán aclarar teorías que han sido planteadas en todo el mundo y desde hace mucho tiempo sobre las extinciones masivas.

I.1 Hipótesis de Trabajo

El cráter Chicxulub formó una cuenca sedimentaria dentro de la plataforma carbonatada, la cual ha acumulado sedimentos durante el Paleógeno Neógeno. Como parte de la hipótesis de trabajo, se propone que los procesos de levantamiento y subsidencia de la plataforma y los cambios de nivel del mar han afectado los procesos de sedimentación en forma distinta dentro y fuera del cráter. En las etapas de cambios rápidos del nivel del mar y transgresiones y regresiones en la zona del cráter dentro de la plataforma, se esperarían condiciones más estables dentro de la cuenca, en comparación con las zonas externas.

El cráter tiene un diámetro de ~200 km, por lo que esta estructura constituye uno de los rasgos mayores dentro de la plataforma carbonatada y debe haber influido en los procesos de sedimentación en la región. El impacto afectó gran parte de la corteza de Yucatán, con profundidades de excavación del orden de 20-25 km. El cráter es de tipo complejo caracterizado por un conjunto de anillos y un levantamiento del basamento.

En este trabajo se estudian las condiciones de depósito dentro del cráter por medio de análisis en los núcleos de perforación del pozo Chicxulub. En la zona del cráter no hay afloramientos para estudiar los cambios de la sedimentación carbonatada en el Paleógeno y Neógeno temprano y la única fuente de material es a través de perforaciones y recuperación de núcleos.

I.2 Objetivo Principal

Investigar las condiciones de sedimentación en la cuenca Chicxulub formada por el impacto dentro de la plataforma carbonatada de Yucatán. En particular, se analizan las condiciones de depósito en las etapas avanzadas de relleno sedimentario de la cuenca.

En el trabajo se investigan muestras de núcleo de la sección carbonatada en el pozo exploratorio Yaxcopoil-1 entre los ~400 y ~420 m de profundidad, dentro de la secuencia del Neógeno temprano. El estudio de las condiciones de depósito se realizó mediante la aplicación de diversas técnicas como la petrografía y otras de tipo geoquímico.

II. PLATAFORMA CARBONATADA DE YUCATÁN

II.1 LOCALIZACIÓN

La plataforma carbonatada de Yucatán se localiza en el sector sur del Golfo de México y la parte emergida constituye la península de Yucatán. La plataforma tiene una amplia extensión y ha constituido un elemento tectónicamente estable durante buena parte del Mesozoico y Cenozoico, a partir de la apertura en el Jurásico Medio y formación del Golfo de México.

El área de estudio se encuentra entre los paralelos 16° a 22° longitud norte y 86° a 91° longitud W del meridiano de Greenwich, con una superficie de 300,000 km². (FiguraII.1)

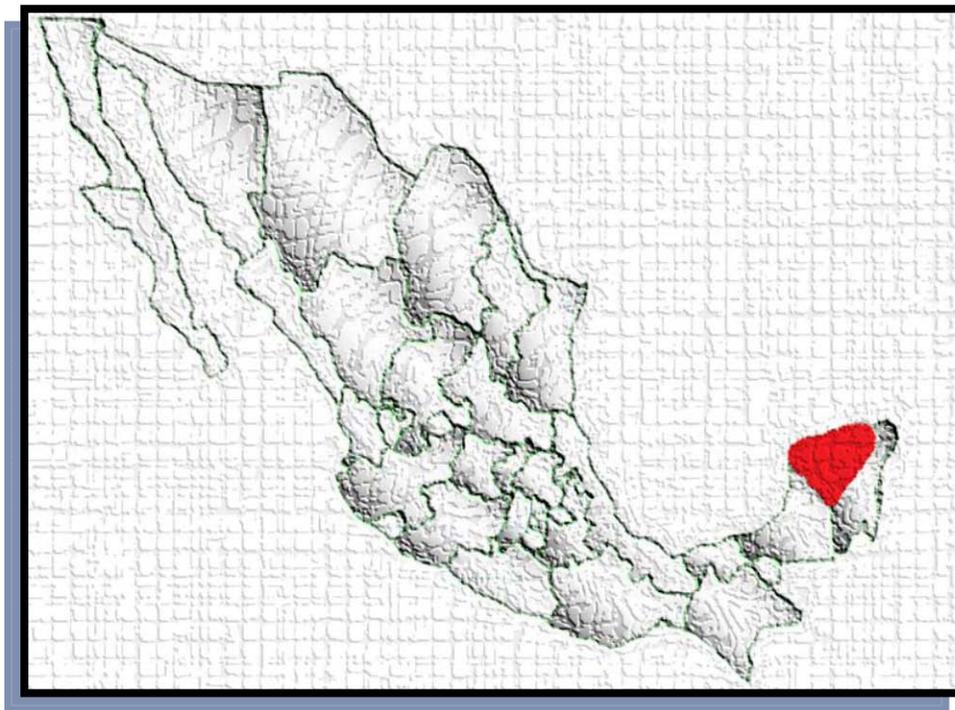


Figura. II.1 Localización de la zona estudiada (en rojo) de la República Mexicana. Morgan, J Buffler, R., 2002

Los límites geomorfológicos de la península de Yucatán se encuentran en el norte y parte noroeste del talud continental del Banco de Campeche, al sur incluye el Petén de Guatemala y las montañas Maya de Belice, al oriente por el talud continental del mar del Caribe, ya que la plataforma continental es muy angosta, al oeste la planicie costera del Golfo de México, al SE del estado de Campeche y oriente del estado de Tabasco. La región estudiada en el extremo oriental de la República Mexicana, consiste en una plataforma con potentes estratos constituida por rocas carbonatadas, donde en la superficie es reconocida como secuencia que va desde el Paleógeno hasta el Cuaternario. La topografía tiene poco contraste en altitud, carece de una red fluvial. El escurrimiento es casi totalmente subterráneo, lo que ha dado origen a un gran sistema de formas kársticas en las que se incluyen a los cenotes y sistemas de cuevas con cientos de metros de profundidad y decenas de kilómetros de longitud. (Figura II.1.1)

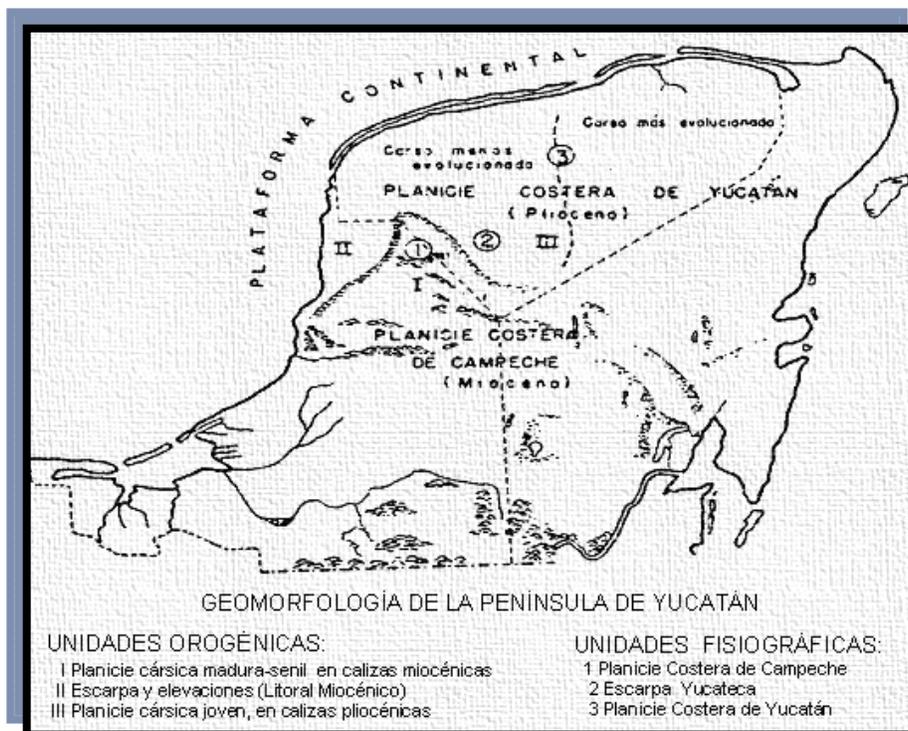


Figura II.1.1 Geomorfología de la península de Yucatán (Weidie, 1985).

II.2 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

La provincia está limitada por el litoral del Golfo de México, tiene una anchura media de 350 km y una longitud de 500 km. De esta área limitada, tres cuartas partes pertenecen a México, una octava parte a Guatemala y otra más a Belice. Sus características son diferentes a las del resto del país, tanto en la uniformidad de sus superficies como a las persistentes formaciones kársticas que le cubren y a la total ausencia de corrientes de aguas superficiales. Está considerada, la península de Yucatán, como una gran plataforma calcárea caracterizada por tener rocas de edad cenozoica y también por estar compuesta de sedimentos marinos calcáreos, depositados en un ambiente de plataforma de margen pasiva. (Figura. II.2)

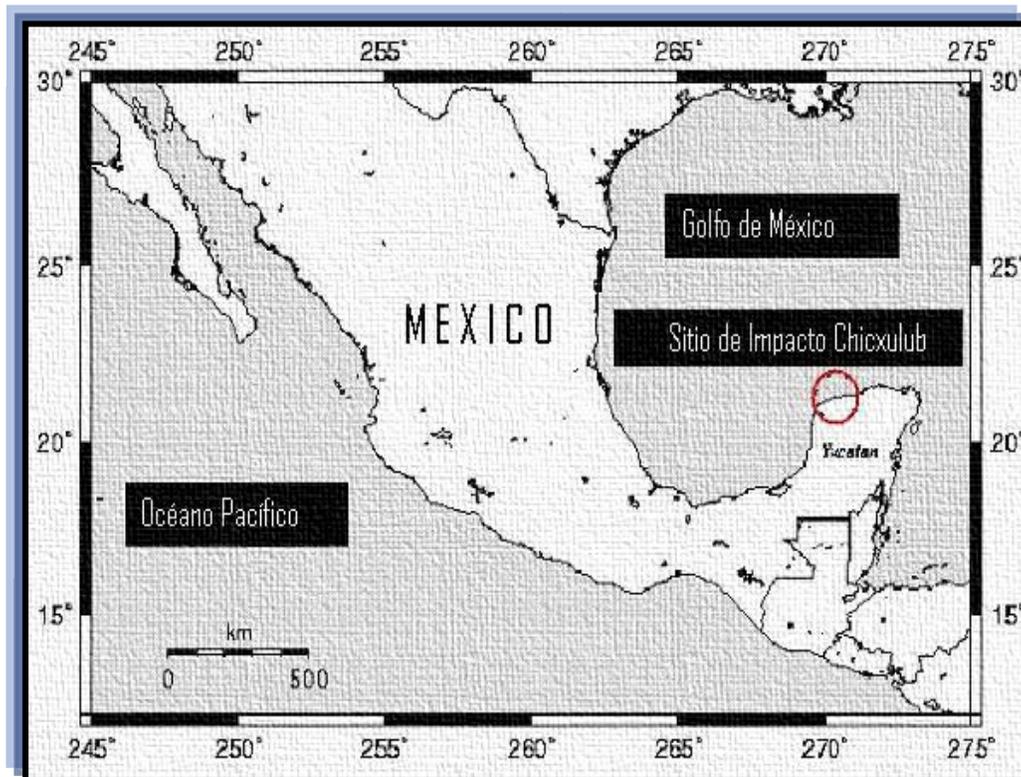


Figura. II.2 Límites de la plataforma de Yucatán (Weidie, 1985)

La superficie es bastante plana, con una suave e imperceptible inclinación de sur a norte. No hay elevaciones de importancia, sólo está una pequeña cadena de 100 km de largo y 5 km de ancho con 100 m de elevación máxima, que se extiende de Sahcabá y Muna a Ticul y Tul, que se le conoce con el nombre de Sierrita de Ticul, que se encuentra en la parte sur del Estado de Yucatán con rumbo N55°W, estos rasgos fisiográficos resultaron de un fallamiento normal y sus elevaciones máximas son de 100 a 150 metros. Así mismo, la península se le pueden reconocer cuatro regiones fisiográficas (Weidie, 1985), en donde todas sus rocas aflorantes en la superficie son carbonatos, en las que se presenta una gran variedad de rasgos kársticos que están muy relacionados con la elevación de la región y la profundidad del nivel freático, formando así las regiones fisiográficas: (Fig. II.2.1)

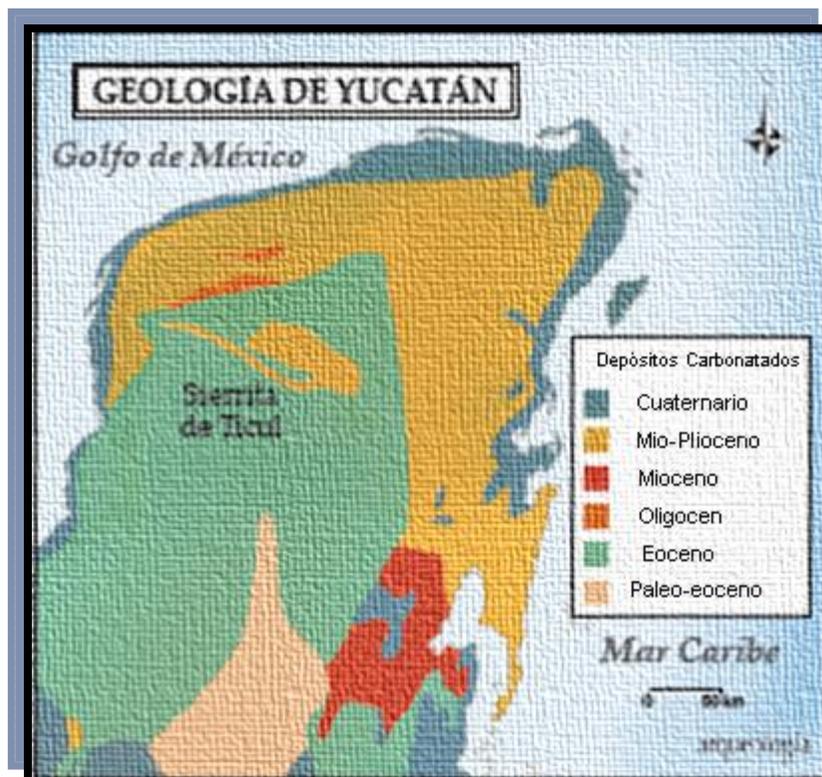


Fig. II.2.1 Geología simplificada de los carbonatos de la península de Yucatán. Se muestran las secuencias de depósitos carbonatados más jóvenes. (Weidie, 1985)

a.- Cenotes kársticos (Planicie del Norte), Esta planicie se encuentra al norte y noreste de la Sierrita de Ticul, extendiéndose hasta la línea de costa del Golfo de México y el Caribe, con 250 km desde el área de Peto hasta Cabo Catoche al noreste y un mínimo de 50 km desde Mexcanú hasta Celestúm al noreste. Las alturas se incrementan desde la costa hacia tierra adentro hasta unos 35-40 m cerca de la base de la Sierrita de Ticul. Donde el relieve local raramente excede los 10 m y disminuye hacia la costa.

b.- Sierrita de Ticul, ésta se encuentra en la parte sur del estado de Yucatán, con rumbo N 55° W y con aproximadamente 160 km de largo, extendiéndose desde Mexcanú hasta el área de Polycuc, tiene rasgos fisiográficos que son el resultado de un fallamiento normal y sus elevaciones máximas son de 100 a 150 m.

c.- Cerros kársticos (Planicie del Sur), se encuentran al sur de la Sierrita de Ticul y continúan hasta el pie de las montañas en la Sierra Madre, en los estados de Tabasco y Chiapas, el arco de la Libertad al norte de Guatemala y las montañas Maya en el norte de Belice, presentan elevaciones máximas de 300 m en la parte central al oriente de Campeche, la porción oriental de la planicie es cortada por la zona de falla del río Hondo; hacia el occidente el plegamiento de los carbonatos causa ondulaciones topográficas en las que se extiende desde el oriente de Campeche hasta el Golfo de México.

d.- Distrito del Bloque Afallado (oriente), abarca desde Belice hasta Tulum en Quintana Roo, presenta una topografía caracterizada por sierras y depresiones con rumbo N-NE, las cuales reflejan la ocurrencia de horst y grabens de la zona de falla del río Hondo, donde la mayoría del distrito presenta elevaciones de 50 a 100 m y el relieve es aproximadamente cerca de 25 m.

La geología de la plataforma de Yucatán no presenta grandes complicaciones estructurales, ésta se trata de una secuencia sub-horizontal de carbonatos y evaporitas depositadas durante el Cretácico Inferior-Cuaternario. Encontrándose sobre este basamento una acumulación de capa gruesa de sedimentos marinos del Paleozoico Tardío, seguidos por sedimentación continental en el Jurásico, que a su vez subyacen a un depósito extenso de evaporitas que corresponden a una cuenca carbonatada limitada por arrecifes del Cretácico Temprano. (Figura II.2.2)

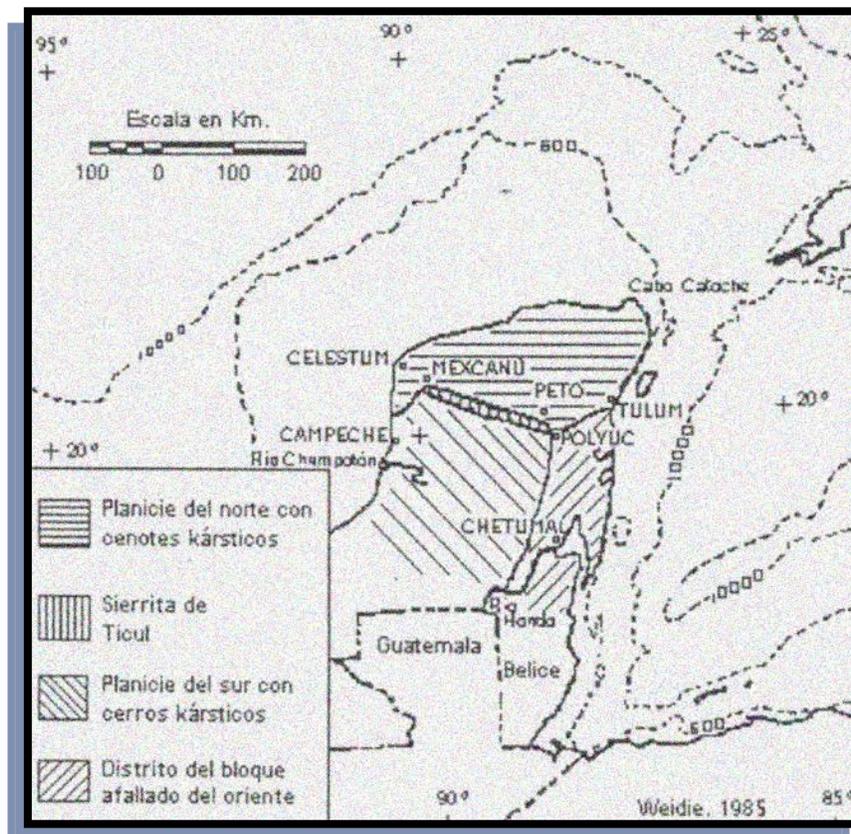


Figura II.2.2 Provincias fisiográficas de la península de Yucatán (Weidie, 1985).

II.3 GEOLOGÍA HISTÓRICA

Evaporitas Yucatán

II.3.1 Cretácico inferior (Ki) El Cretácico Temprano fue el principio de una etapa extensa de depósitos de carbonatos y evaporitas que se continuó en la plataforma de Yucatán hasta el Cuaternario. El nombre de Evaporitas Yucatán, López Ramos (1973,1975) lo propone para esta secuencia que se encuentra en los lechos rojos (Formación Todos Santos, en la que la parte norte y centro de Yucatán pertenecen al Cretácico Inferior y en la parte de Guatemala y Belice son de probable edad Cretácico Inferior a Cretácico Medio. En la parte más baja del Cretácico se tienen estratos de cuarzo, limos y dolomía, los cuales se puede decir que se acumularon en la planicie de supramarea sobre las areniscas jurásicas, esto cuando el nivel del mar transgredió el oriente. (Figura II.3)

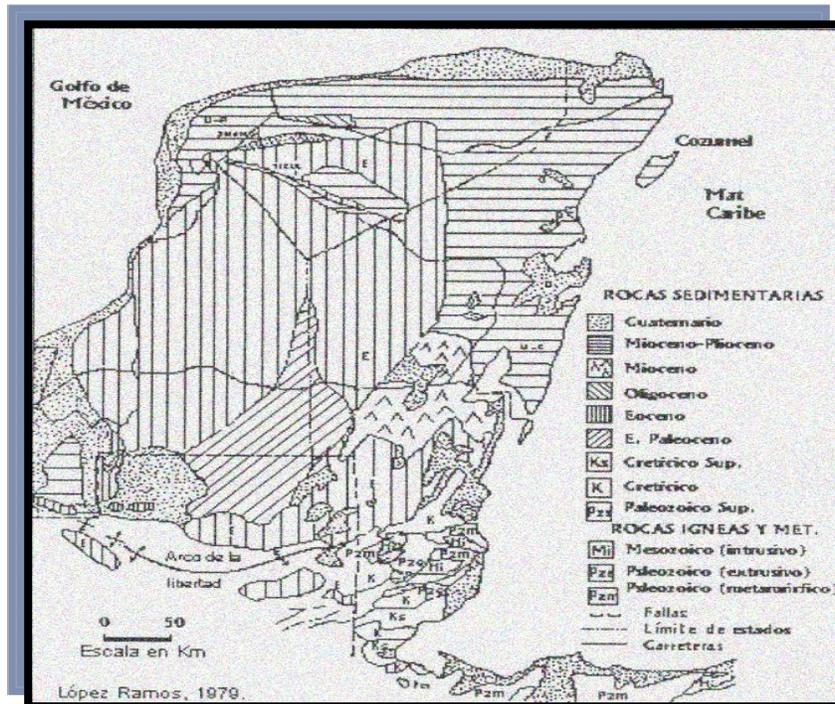


Fig.II.3 Mapa Geológico de la Península de Yucatán (López Ramos,1979).

II.3.2 Cretácico Superior (Ks). En 1952, G. Flores realizó un reconocimiento en las montañas Maya de Belice en donde encontró una serie de calizas, calizas dolomíticas y dolomías con una delgada capa de arenisca, cuya fauna pertenece desde tipo lagunal hasta depósitos de post-arrecife.

II.3.3 Cenozoico

Formación Icache (Paleoceno–Eoceno inferior, E-P)

Esta formación se encuentra formada por calizas compactas de micro a macro cristalinas, generalmente dolomitizadas, a veces silicificadas o bien simplemente recristalizadas, lo que explica la ausencia de fósiles (Álvarez, 1969). López Ramos para el año de 1975 describió que al atravesar el pozo Corinto No 1 encontró una secuencia de más de 500 metros y no llegó a la base de la misma por lo que no se sabe el espesor exacto.

Formación Chichen Itzá (Eoceno Medio–Superior, E).

Las rocas de esta formación son calizas con abundante fauna, presentan ligeras variaciones litológicas lo que permite dividirla en tres miembros: Miembro Xbacal, Miembro Pisté y Miembro Chumbec; fue depositada sobre una base casi plana, por lo que no ofrece grandes variaciones en los ambientes de depósito es decir, se depositó bajo condiciones muy similares, lo cual puede ser diferenciado sólo mediante la microfauna.

II.3.4 Oligoceno

Para el Oligoceno Inferior se presenta como una calcarenita pulverulenta, quebradiza, suave, blanca y rosácea; con caliche en bancos de 1 a 1.5 metros de espesor y su contenido faunístico principal es de Eulipidina sp. Nummulitides sp. Y Biloculina sp. El Oligoceno superior está constituido por

una caliza y calcarenita pulverulenta coquinoide, con abundantes restos de moluscos, briozoarios, algas y miliólidos.

II.3.5 Mioceno

Formación Bacalar (Mioceno Inferior)

Fue definida por J. Butterlin en 1958, consiste de calizas blandas, pero con nódulos duros que pueden formar verdaderos niveles, éstas pasan a margas blancas en los niveles inferiores y a veces se presentan finas capas de yeso. Estos datos fueron reportados por López Ramos (1975), quien consideró que su espesor debió alcanzar “varios centenares de metros”.

II.3.6 Pleistoceno–Holoceno

Calizas de Moluscos

Son calizas coquiníferas masivas con tonalidades de blanco a crema. Su fauna comprende sobre todo moluscos de aspecto moderno. Probablemente las calizas consolidadas pertenecen al Pleistoceno y las capas superiores más blandas y costeras pertenezcan al Reciente. (Figura II.3.I)

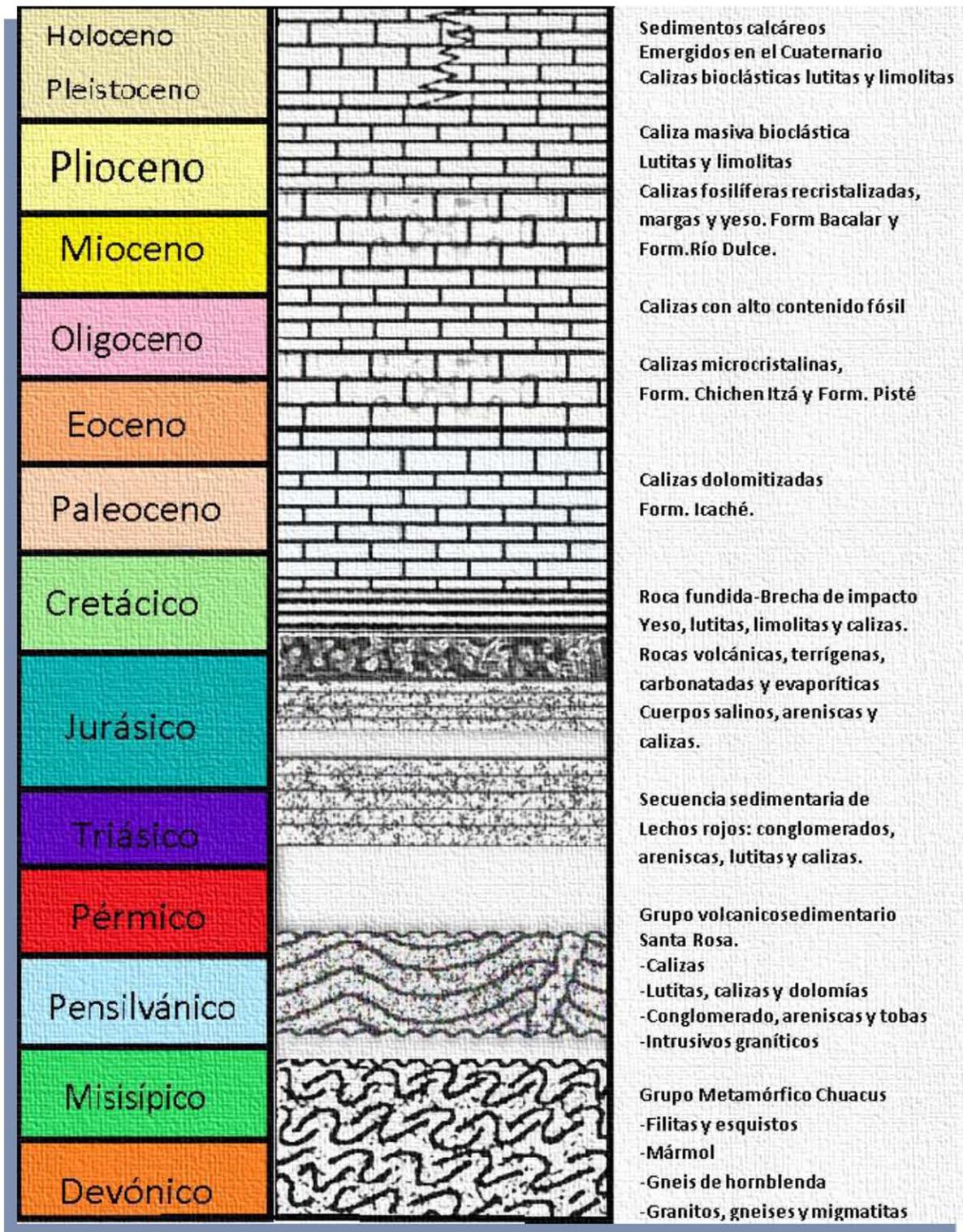


Figura II.3.1 Columna estratigráfica de la península de Yucatán López Ramos (1975)

II.4. TECTÓNICA REGIONAL

La evolución geológica del sureste mexicano es analizada en contexto regional del Golfo de México que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de la Pangea. La sedimentación en esta depresión comienza con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, después de lo cual, durante el Calloviano, se produce una invasión por aguas marinas provenientes del Pacífico que cubren una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, condiciones que favorecieron al depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de la cuenca. Desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia Laramide, evento tectónico que formó la Sierra Madre Oriental. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se fue alojando en grandes depocentros formados en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el Macizo de Chiapas aportó un gran volumen de sedimentos, mientras que sobre el Bloque de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera. En el Mioceno medio, durante el Serravaliano, la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque de Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica, formó los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal sobre el nivel de la sal del Calloviano; posteriormente estas estructuras se bascularon hacia el NNW cuando la sal se movilizó hacia el norte. El cambio de posición de la masa de sal generó nuevas antitéticas regionales, que limitan las Cuencas del Sureste. El movimiento gravitacional de los depósitos cenozoicos causó finalmente inversión tectónica

en las cuencas neógenas, siendo esta más evidente en la Cuenca de Macuspana.

El sureste mexicano se refiere a la zona comprendida al oriente del Istmo de Tehuantepec y al occidente de la Península de Yucatán, incluyendo parte del área marina meridional del Golfo de México, aproximadamente entre las coordenadas geográficas 91° a 95° de longitud al oeste de Greenwich y de 16° a 20° de latitud norte. El sureste mexicano es una de las áreas más complejas de Norteamérica. Esta complejidad se debe a que los movimientos de las placas tectónicas Norteamericana, del Caribe y de Cocos, convergen en esta región desde el Oligoceno Tardío (Morán-Zenteno et al., 2000); la Placa Norteamericana tiene un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la del Caribe, mientras que la de Cocos se mueve hacia el noroeste en dirección hacia las dos primeras. Las estructuras resultantes de esta actividad tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico presentan tendencias estructurales diversas, así como también edades de deformación diferentes. Después de este evento orogénico, como resultado del desalojo de grandes volúmenes de sal y arcilla, se formaron cuencas extensionales cuya dirección de extensión está orientada casi a 90° de los ejes de los pliegues de la cadena. Sin embargo, la Sierra de Chiapas es una cadena plegada y cabalgada que no presenta en su frente tectónico una cuenca de antepaís, como es el caso de las cadenas de la Sierra de Zangolica y de la Sierra Madre Oriental. Del borde occidental del Golfo de México.

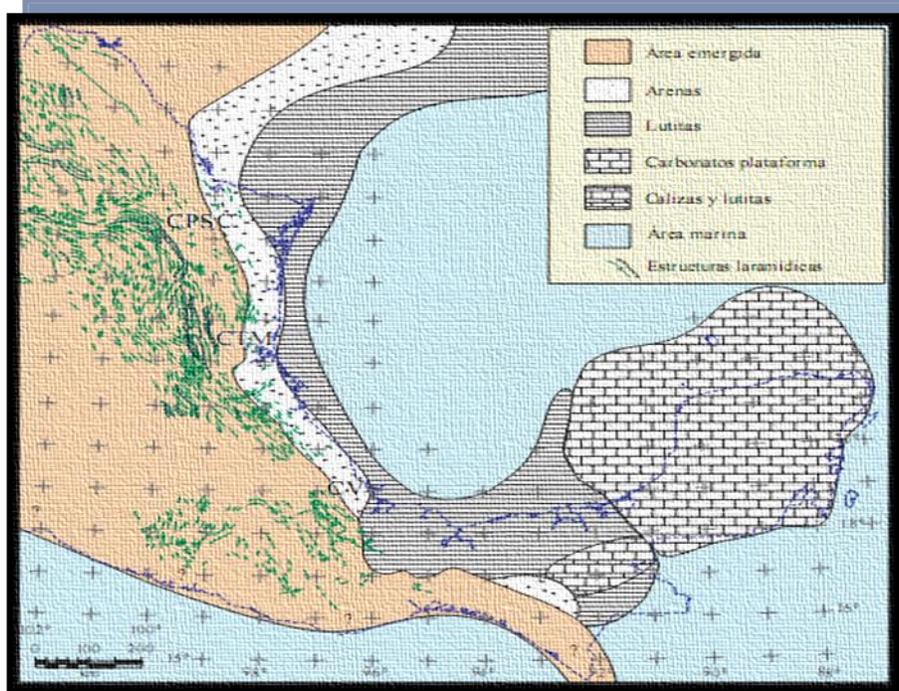


Figura II.4 Mapa Paleogeográfico, edad Paleoceno (Morán-Zenteno et al., 2000)

II.5. BLOQUE DE YUCATÁN

El bloque de Yucatán, tiene como límites, la corteza oceánica del Golfo de México al norte y al occidente. Entre el bloque estable y la corteza oceánica existe un estrecho margen de rift con pendiente hacia el norte, que se caracteriza por el rápido adelgazamiento de la corteza continental. Al noreste, en el área del sureste del Golfo de México, el Bloque de Yucatán está separado de los terrenos del sur de Florida, por un complejo sistema de rift del Jurásico Medio a Tardío de orientación noroeste (Marton, 1994).

El límite del Bloque de Yucatán se define por el margen de la plataforma carbonatada del Cretácico Inferior (Buffler y Sawyer, 1985; Buffler y Thomas, 1994). Para el sector ESE, el Bloque está limitado por el borde continental

sumergido de Yucatán. El límite sur está definido por la zona de falla Polochic-Motagua (Donnelly et al., 1990); aunque éste es un límite de placas actual y dicha zona se asume que estuvo cerca de la margen Mesozoica del Sur de Yucatán, debido a la ausencia de más datos.

Con respecto al Bloque de Yucatán se tienen dos interpretaciones, esta por Pindell (1985) en la que sugiere que la enorme área representada por el complejo Granítico del Batolito de Chiapas, donde plutones Permo-Triásicos intrusionan rocas metamórficas Precámbricas (López Ramos, 1979), en la que no forman parte del Bloque de Yucatán y está separado de éste por la falla transforme “Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas”. (Figura II.5)

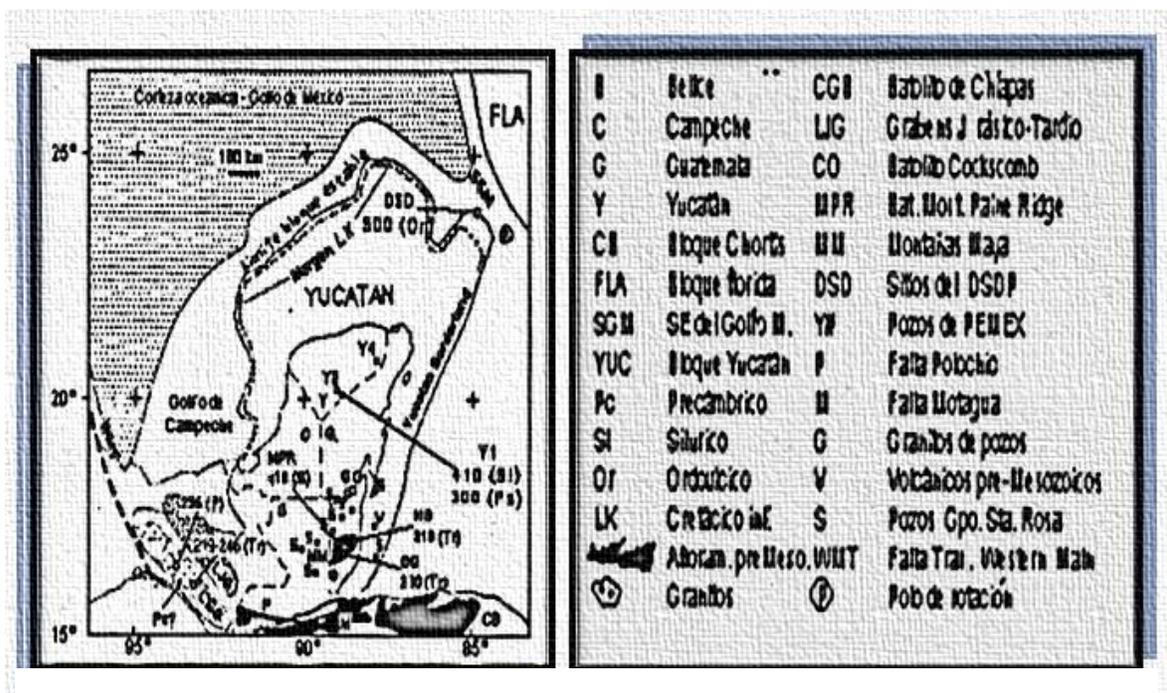


Figura II.5 Mapa del Bloque de Yucatán que muestra las principales ocurrencias de fallas, rocas pre-cámbricas y paleozoicas. (Marton y Bufler, 1994)

Sin embargo, se ha argumentado que no existe evidencia clara y precisa para dicha falla transforme (Salvador, 1991). Para 1987, el mismo autor sugirió que la transforme occidental que se requería para dar lugar a la apertura del Golfo, debería cruzar el sur de México hasta el Istmo de Tehuantepec.

Estudios paleomagnéticos en la porción sur del Bloque indican una rotación tectónica en sentido contrario a las manecillas del reloj desde una paleoposición en la parte norte del Golfo hasta su posición actual (Molina et al., 1992).

III. ROCAS CARBONATADAS

Las rocas carbonatadas se consideran aquellas que están formadas por más del 50% de minerales carbonatados. Los carbonatos están compuestos por un grupo limitado de minerales, preferentemente calcita y dolomita. Otros minerales que normalmente están menos presentes en los carbonatos son el fosfato y la glauconita.

Las rocas sedimentarias carbonatadas se diferencian de las rocas sedimentarias siliciclásticas de varias maneras. Las rocas siliciclásticas se forman a medida que los sedimentos son desplazados, se depositan y litifican, o se compactan y cementan una roca sólida, en cambio en las rocas carbonatadas se desarrollan a través de sedimentos biogénicos formados por actividad geológica, como la creación de arrecifes y la acumulación de restos de organismos en el fondo marino. Éstas también se diferencian de las rocas clásticas por factores como la textura de depósito, los tipos de grano o de poro, la composición de la roca o la diagénesis. Las clásticas se pueden distinguir por su composición y el tamaño de los granos.

Su composición mineralógica está constituida por grupos de carbonatos:

Para determinar la composición química de los carbonatos, se utilizan los análisis normativos. En función de la abundancia, se tienen:

- Elementos mayores (>1% en peso): No se observan variaciones en los CaO y CO₂; sólo se dan variaciones en el Mg. En calizas, son CaO y CO₂, y en dolomías, CaO, CO₂ y MgO.
- Elementos menores (0'1-1% en peso): Se encuentran sustituyendo a los iones de igual carga y radio iónico parecido al del Ca. Son: Mn, Fe, Mg y Sr.

➤ Elementos traza (<0'1% en peso): Pueden entrar en la estructura, aprovechando defectos en la red, en inclusiones fluidas, o absorbidos por la red.

Es importante mencionar que la estructura de una roca carbonatada, está íntimamente relacionada con los procesos formativos, constituyendo dos grandes tipos: Aloquímicos y Ortoquímicos.

➤ Los Aloquímicos ó granos esqueletales, representan a las trocas carbonatadas de origen bioquímico o químico y que normalmente han sufrido algún grado de transporte. Construyen los restos esqueléticos formados por los organismos a través de sus funciones vitales. Estos restos pasan (enteros o fragmentados) a los sedimentos. En la construcción de estos esqueletos, el proceso que interviene es la biomineralización.

- Intraclastos
- Peletes
- Oolitos
- Fósiles y sus fragmentos

Ambientes de formación: cualquier ambiente marino o continental. Los diferentes grupos, géneros o especies están restringidos a determinados sub-ambientes.

➤ Material intergranular u ortoquímicos, constituye el material calcáreo que aglutina los aloquímicos.

Micrita (matriz), material carbonatado compuesto por un agregado de cristales finos. (< 4 o 5 μm).

○ Esparita, calcita cristalina límpida, cuyo tamaño es superior a 10 μm (generalmente entre 20 y 100 μm)

Intraclastos

Fragmentos de sedimentos carbonatados débilmente consolidados y extraídos del sustrato por erosión, son transportados y sedimentados posteriormente, en la propia cuenca de sedimentación. Se origina por la erosión de un sustrato semi-consolidado (acción del oleaje o corrientes) o por la erosión de zonas expuestas (desecación). Presentan morfología irregular, microfábrica homogénea de tamaño variable, suelen ser micríticos.

- Matriz, es el lodo micrítico o micrita, considerado como un componente de depósito. Modificaciones posteriores implicarían cambios texturales; los tipos texturales más importantes, son la micrita, micrita recristalizada (microesparita) y la pseudoesparita.

Micrita:

Origen: – Precipitación química

- Precipitación Bioquímica por fotosíntesis de algas
- Desintegración de algas verdes (hamileda, penicillus)
- Degradación mecánica de esqueletos bioclásticos
- Actividad bacteriana

- Cemento o cementante, basado en los precipitados químicos (constituidos por cristales) en los poros carbonatados, cierran la porosidad inicial interviniendo en la litificación. El tamaño cristalino puede ser equidimensional, columnar y fibroso; esta morfología está constituida por los efectos del ion Mg, (presentes en las aguas del ambiente de sedimentación) y de la velocidad de cristalización.
- La Porosidad, es el porcentaje de espacios vacíos en relación con el volumen total de la roca. Tiene una gran importancia económica, ya que en los poros es donde se encuentran los principales recursos energéticos y agua.

Porosidad: $(\text{Volumen de poros})/(\text{Volumen total}) * 100$

-En los sedimentos carbonatados, la porosidad varía entre un 50 y un 80% según la textura del sedimento. Esta porosidad va a depender de la diagénesis, llegando a porcentajes menores al 5%. El cierre de la porosidad, se debe a fenómenos de presión-disolución.

-La porosidad puede ser primaria o secundaria, esto según se haya formado antes o después del sepultamiento. Puede ser efectiva (poros conectados entre sí) o no efectiva. La porosidad total, es la suma de la porosidad efectiva y no efectiva. La clasificación más aceptada para la clasificación de la porosidad es la de Choquette & Pray. (Figura III)

Clasificación de Choquette & Pray

Se basa en los tipos de porosidad, procesos modificadores de la porosidad, tiempo, tamaño de los poros y forma de los mismos.

Porosidad primaria

- Intergranular: Poros condicionados por los granos (espacios definidos entre los granos). Es una porosidad adquirida durante el depósito.
- Intragranular: Porosidad que se encuentra dentro de los granos. Va a ser más característica de los restos esqueléticos (Ej. cámaras de organismos). Es una porosidad tras el depósito.
- Condicionada o no por la fábrica

Porosidad secundaria: No relacionada con procesos de depósito.

- Intercristalina: Poros formados entre los cristales. Porosidad asociada normalmente a procesos de disolución o procesos de reemplazamiento (dolomitización).
- Móldica: Porosidad asociada a la disolución de restos esqueléticos o no esqueléticos.
- De disolución
- De fractura: Relacionada con procesos tectónicos. En etapas diagenéticas avanzadas.
- De canal: El agua circula por fracturas, disolviendo las paredes, produce cavidades mayores.
- De caverna: cavidades aún más grandes.
- De hueco "Vug": poros de morfología irregulares, no conectados entre sí, tamaño superior a 1/16 mm.

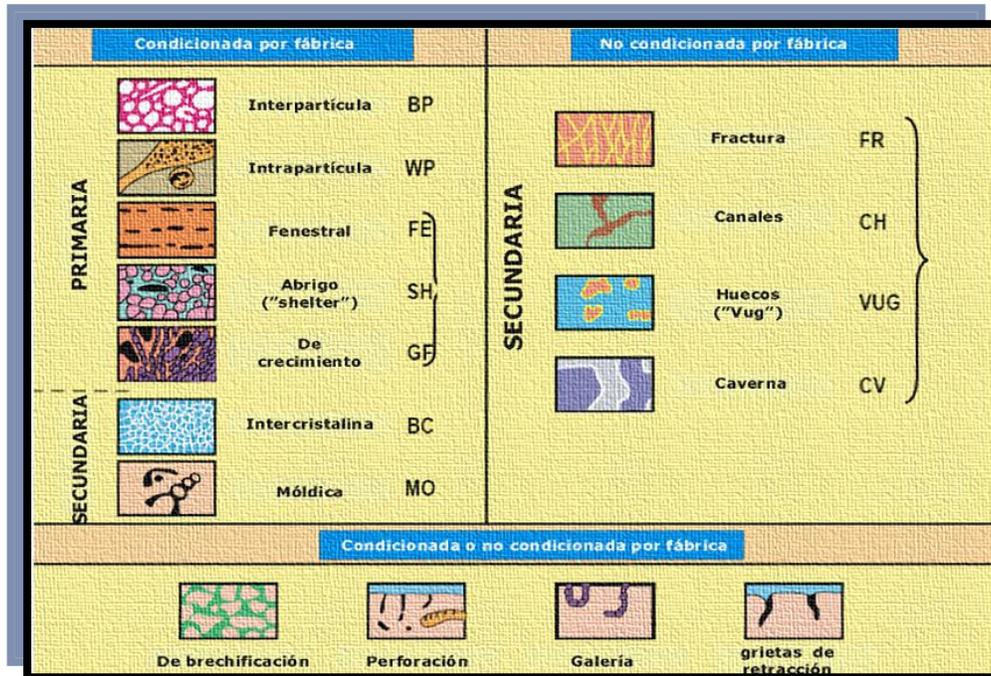


Figura III. Tipos de porosidad según la clasificación de Choquette & Pray (1970).

Las clasificaciones más utilizadas para rocas carbonatadas son las de Dunham (1962), y la de Folk (1962,)

Clasificación de Folk

Se basa en los tipos de componentes; estos componentes; pueden ser:

- Terrígenos: Granos de extra-cuenca formados por la meteorización de un área fuente; pueden ser carbonatados o no carbonatados.
- Aloquímicos: Granos de intracuenca carbonatados.
- Intraclastos, Oolitos, Bioclastos, Peloides.
- Ortoquímicos: Precipitados carbonatados.
- Micrita
- Espatita

Clasificación de Folk (1962)		Más del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO I y II		Menos del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO III		DOLOMIAS ROCAS TIPO V		
		Cemento esparítico TIPO I	Matriz micrítica TIPO II	De 1 a 10% de aloquímicos		Con "fantasmas" de aloquímicos	San fantasmas	
COMPOSICIÓN VOLUMÉTRICA DE ALOQUÍMICOS	Más del 25% de INTRACLASTOS	INTRAESPARITA Intraesparrudita	INTRAMICRITA Intramicrorrudita	Según el aloquímico dominante	MICRITA con Intraclastos	MICRITA BIOLITITO (ROCAS TIPO IV)	Dolomía con Intraclastos	
	Más del 25% de OOIDES	OESPARITA Ooesparrudita	OOMICRITA Oomicrorrudita		MICRITA con Ooides		Dolomía con Ooides	
	Menos del 25% de INTRACLASTOS Menos del 25% de OOIDES (relación de volúmenes de peloides y bioclastos b/p)	> 3	BIOESPARITA Bioesparrudita		BIOMICRITA Biomicrorrudita		MICRITA con Bioclastos	Dolomía con Bioclastos
		3 - 1/3	BIOPELSPARITA		BIOPELMICRITA		MICRITA con Peloides	Dolomía con Peloides
	< 1/3	PELSPARITA	PELMICRITA					

Figura III.1 Clasificación de rocas carbonatadas de Folk (1962).

Clasificación de Dunham

Es la clasificación más utilizada ya que se basa principalmente en la presencia o ausencia de material micrítico, porcentaje de granos y relación entre ellos, signos de unión por crecimiento in situ de organismos; éstos son rasgos muy relacionados con la energía del medio. Dunham reconoce dos grandes grupos:

Con textura reconocible:

- Mudstone: Rocas carbonatadas con lodo micrítico y menos de un 10% de granos.
- Wackestone: Presencia de material micrítico con más de un 10% de granos, Esqueleto- matriz-soportado.
- Packstone: Matriz micrítica entre los granos; más porción de granos (esqueleto grano-soportado).

- Grainstone: No se sedimenta micrita, debido a la alta energía del medio. Esqueleto clasto-soportado.
- Boundstone: Los granos se encontraban ligados (in situ) durante la sedimentación.
- Sin textura reconocible: Calizas recristalizadas y dolomías.

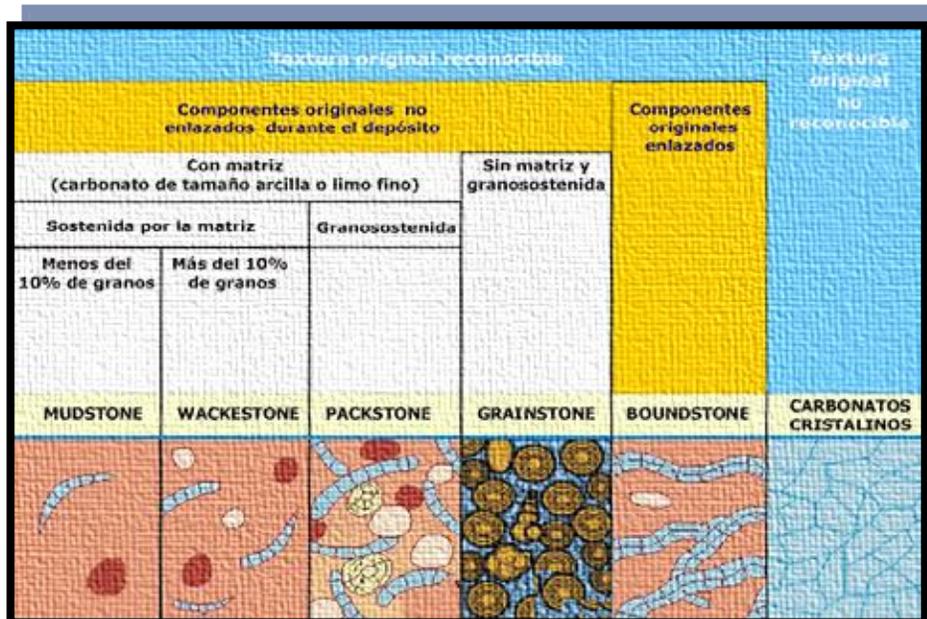


Figura III.2 Clasificación de rocas carbonatadas de Dunham (1962).

Diagénesis

Es el conjunto de procesos que actúan para modificar a los sedimentos luego de su depositación. Se produce desde condiciones superficiales (interfase sedimentaria, sustrato sedimentario de los ambientes de acumulación) hasta profundidades de soterramiento, donde la profundidad y presión a la que se llega no es uniforme y ambos parámetros están condicionados por la geodinámica interna. (Figura III.3)

Factores que Influyen sobre la diagénesis: Tipo de roca sedimentaria (textura, composición, contenido orgánico) porosidad y permeabilidad, características de los cuerpos sedimentarios y de la sucesión sedimentaria.

- Ambiente sedimentario y clima
- Tipos de organismos y procesos biológicos
- Tiempo geológico de residencia
- Profundidad
- Temperatura
- Presión

Propiedades de las aguas de los poros: pH, redox; sales disueltas

La diagénesis puede reducir la porosidad ó también puede incrementarse éstas.

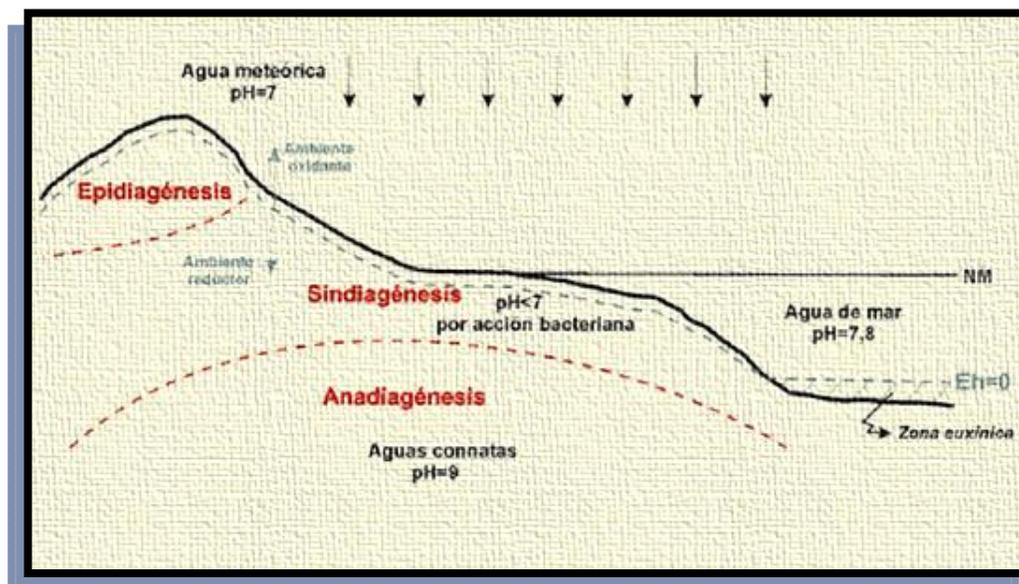


Figura III.3 Diagrama diagénesis Friedman (1978).

➤ Eogénesis o Sindiagénesis: Corresponde al ambiente de depositación y al período de soterramiento menos profundo. La diagénesis temprana puede alcanzar los 2 km de profundidad y temperaturas inferiores a 70°C.

- Meso-diagénesis o Anadiagénesis: Corresponde al ambiente de soterramiento de los sedimentos, superior a 2 km de profundidad. En este régimen se incrementa la temperatura y la presión.
- Epidiagénesis: Corresponde al ambiente diagenético generado durante la fase de ascenso tectónico y progresivo retorno de las masas sedimentarias a las condiciones superficiales. Decece la presión y la temperatura, y se produce infiltración d aguas meteóricas ácidas y oxidantes.

Las consecuencias de la diagénesis son los cambios mineralógicos y geoquímicos, cambios texturales y estructurales y litificación (compactación, cementación y recristalización

Disolución

Es el proceso causante de la porosidad secundaria en carbonatos. Está condicionada por la composición inicial, los principales factores que influyen, son la hidroquímica de las aguas y las propiedades intrínsecas (mineralogía inicial y porosidad). Como consecuencia, se crea una porosidad secundaria y se destruyen estructuras de depósito.

Compactación

Este proceso consiste en pérdida de volumen de sedimento y el decrecimiento de la porosidad producidos por fenómenos de sobrecarga y esfuerzos

tectónicos. La compactación inicial conduce a la pérdida de agua que satura a los sedimentos y a un incremento en el empaque de granos.

Son varios, los factores que determinan el desarrollo de la compactación.

La compactación física es producida por la presión litostática o de sobrecarga y se manifiesta en el reordenamiento mecánico de los granos hacia un empaque más apretado.

Teniendo las siguientes características:

- Asentamiento y reordenación de partículas
- Expulsión de agua, lo que implica un mayor empacamiento.
- Pérdida de porosidad
- Reducción del espesor
- Rotura y deformación de partículas

Compactación química

Actúa en la mesodiagénesis. Reduce el espesor (20-30%) tras actuar la compactación mecánica. El proceso más característico es la presión-disolución. La presión debida a carga o esfuerzo tectónico, transmitida y concentrada en los puntos de contacto entre granos, aumenta la solubilidad de la calcita, lo que provoca la disolución en el contacto.

Reemplazamiento

Son los cambios en la mineralogía de los depósitos carbonatados. Un mineral se disuelve gradualmente y el reemplazamiento, precipita en su lugar, sin que haya un estado intermedio de porosidad. Puede ser de un mineral carbonatado

a otro carbonatado (Ej. calcita→dolomita) o de uno carbonatado a otro no carbonatado (Ej. calcita→yeso).

Dolomitización

Es el reemplazamiento de un sedimento o roca de CaCO_3 por $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$. Se dan procesos de recristalización asociados; Importante creación de porosidad secundaria (rocas almacén). Destrucción de texturas de depósito.

La dolomita, generalmente se da como producto de reemplazamiento. Se dan fenómenos de dolomitización durante la diagénesis y la meso-diagénesis (procesos condicionados por la hidroquímica de las aguas diagenéticas).

Calizas autóctonas: Constituidas por componentes carbonatados originados principalmente por procesos químicos o bioquímicos, en un determinado ambiente de sedimentación (continental o marino). Estas constituyen la mayor parte de las rocas carbonatadas dentro del registro estratigráfico.

III.1 AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN DE CARBONATOS

Los diferentes tipos de ambientes donde se lleva a cabo los depósitos carbonatados incluyen: marinos, lacustres, depósitos de caliche, agua dulce, espeleotemas y carbonatos eólicos.

El ambiente marino somero carbonatado presenta una distribución global actual restringida comparada con los períodos geológicos de la historia de la Tierra. Mares carbonatados tan extensos como los que existieron durante el Ordovícico, Devónico, Mississípico y Cretácico no existen actualmente.

Existen diferencias fundamentales entre los depósitos carbonatados terrígenos y marinos. Mientras que los terrígenos son producto del intemperismo químico y físico de las rocas preexistentes que han sido transportados a la cuenca de depósito, los sedimentos carbonatados marinos se derivan de una precipitación “*in situ*” dentro de la misma cuenca.

En el ambiente marino hay una producción considerable de carbonato permaneciendo la mayor parte en el lugar donde se precipitó, debido a la presencia de organismos que no sólo secretan el CaCO_3 , sino que también lo utilizan para la construcción de sus conchas o esqueletos (Fig.III.1). Sin embargo, es importante considerar que parte del sedimento carbonatado producido en el ambiente marino, puede llegar a sufrir un cierto transporte por la acción del viento, oleaje, corrientes, etc., ya sea en áreas continentales, al borde de la plataforma o a las profundidades marinas.

En general, las plataformas de ambientes carbonatados se desarrollan en áreas donde el influjo de terrígenos no existe o es mínimo; esto es una de las razones por las que actualmente existen sólo algunas de estas. El aporte de terrígenos en la mayor parte de las márgenes continentales afecta directamente el crecimiento de los organismos productores de carbonatos, especialmente en los constructores de arrecifes. Como resultado, los arrecifes se desarrollan en áreas donde no existe una fuente de terrígenos, como es el caso del Golfo Pérsico, la Plataforma de Yucatán y las Bahamas.

En estas plataformas existe un equilibrio dinámico entre la producción de carbonatos y la subsidencia, para permitir acumulaciones gruesas y mantener la profundidad adecuada para favorecer continuamente el aporte de CaCO_3 . (Figura III.1)

La península de Yucatán es un banco calcáreo de estructura tabular con movimiento de emersión paulatina que cierra la configuración del Golfo de México por el oriente (Morán, 1984; Molina & Urrutia, 1992).

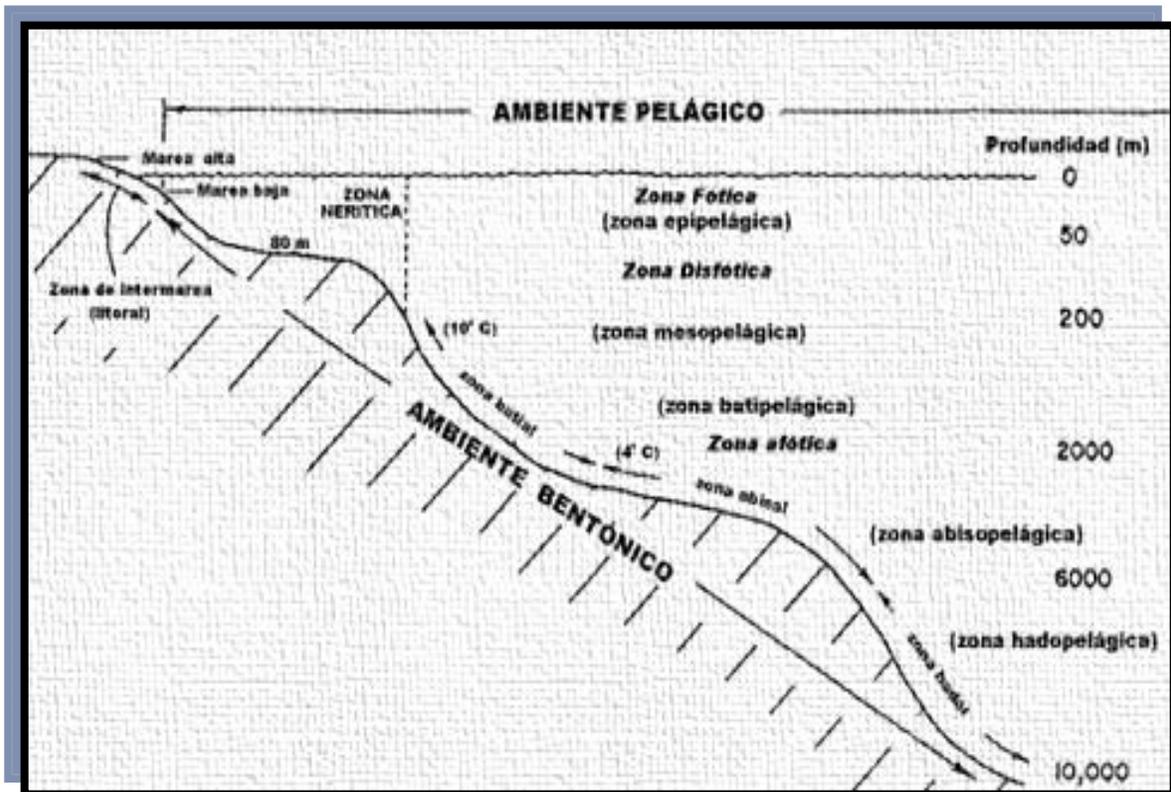


Figura III.1 Perfil esquemático mostrando las subdivisiones ecológicas tanto del piso oceánico como del cuerpo de agua. Simplificado de Friedman (1978).

IV. CRÁTERES DE IMPACTO

Uno de los temas más polémicos en los últimos tiempos es la extinción masiva que hace 65 millones de años ocurrió, desapareciendo alrededor del 65-75 % de las especies que existieron en la Tierra en esa época.

La mayoría de los cráteres de impacto observados en los planetas del Sistema Solar fueron originados por el impacto de material interestelar. En el caso de la Tierra se han documentado aproximadamente 170 cráteres de impacto, siendo los más frecuentes aquellos cuyo diámetro oscila entre 5 y 20 km. La mayoría de ellos se localizan principalmente en América del Norte, Europa y Australia. (Figura IV)

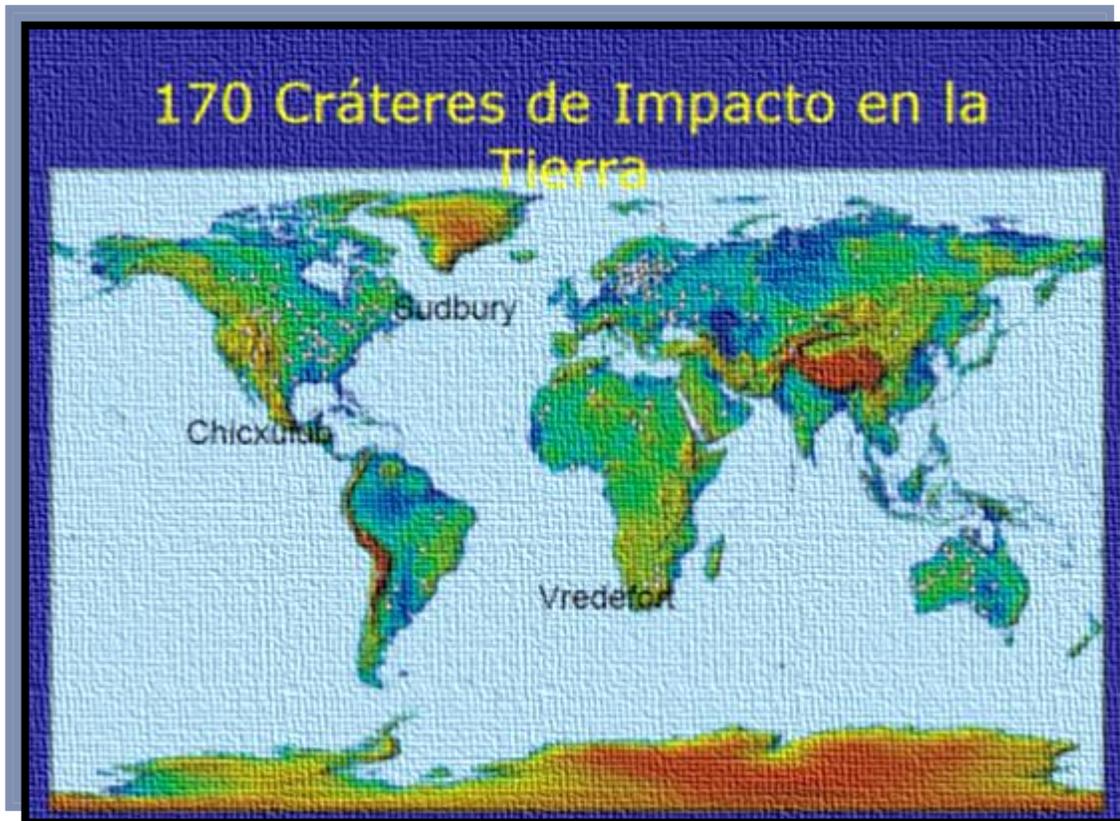


Figura IV. Representación esquemática de los diferentes tipos de impactos (Ortiz et al., 2002)

Particularmente, en terrenos de edad precámbrica es decir, más antiguos que 570 Ma en los que la mayoría han sido erosionados a través del tiempo. El proceso de colisión de un meteorito involucra varias etapas que dan como resultado la formación de cráteres de impacto en donde grandes cantidades de material son removidos de manera similar a lo que produciría una explosión nuclear subterránea. La energía depende de la velocidad y el tamaño del bólido, siendo que éstos impactan a una velocidad promedio de 25 (km) por segundo, un cuerpo cuya masa es mayor a 1000 toneladas cúbicas penetra la atmósfera y arrastra una ola de choque y vacío detrás de él. Existe una transferencia de energía cinética al terreno que es convertida en presión y calor, la magnitud de energía liberada depende principalmente de la velocidad y el tamaño del objeto impactante, la presión ejercida sobre el meteorito y la roca impactada puede llegar a sobrepasar los 100 Gpa (un millón de veces la presión atmosférica) y la temperatura puede alcanzar varios miles de grados (Grieve, 1991). (Figura V.1)



Figura IV.1 Impacto de Bólido sobre la Tierra (Grieve, 1991).

Al impactar el bólido genera un proceso de excavación del cráter y así mismo la pulverización de la roca subyacente, produce una desaceleración, al tiempo que se funde y se vaporiza junto con la roca impactada, para posteriormente salir ésta disparada a altas velocidades y forma una gran nube que rápidamente se extiende. Un cráter de impacto puede presentar algunas variaciones en cuanto a su forma y dimensiones las cuales teóricamente dependerán de tres factores fundamentales: ángulo de incidencia del asteroide sobre el terreno, la velocidad con la que se aproxime y su masa.

Para diagnosticar las características de impacto es necesario asociar los materiales que se presenten, además de los fragmentos del meteorito en si, depósitos de brechoide que representan el material eyectado por el impacto y el material fundido producto de altas temperaturas con las que ocurre el impacto (tectitas y vidrios fundidos). También se presentan rasgos característicos de metamorfismo de alto grado, con la aparición de nuevos minerales o polimorfos de los ya existentes, además de diversas estructuras a nivel macro y microscópico. Concentraciones anómalas de algunos elementos como el iridio que son típicas en los eventos de impacto. (Grieve 1992).

Como resultado del impacto de cuerpos de meteorito se producen varias estructuras características como son: las formaciones de cráteres de impacto y en algunos casos también se presentan estratigrafía invertida. Sin embargo, existen algunas estructuras menores como los astillosos o estructuras lamelares que pueden ser observadas a nivel macro y microscópico.

IV.1 CARACTERÍSTICAS DE CRÁTERES DE IMPACTO

Las características de los cráteres de impacto se deben específicamente a las estructuras que éstos dejan, en el que Melosh (1989) menciona dos formas básicas para definir la morfología de éstos, subdividiéndolos en cráteres: **Simples** y **Complejos**; toma en cuenta la morfología final del cráter va a depender de su diámetro y el espesor de sus capas.

IV.1.1 CRÁTERES SIMPLES

El diámetro de este tipo de cráter varía, dependiendo de la naturaleza de la roca impactada y del tamaño del cuerpo impactante. Se sabe que la profundidad máxima de un cráter está relacionada con la resistencia de la roca, pero hasta ahora no se han especificado todos los factores que determinan el diámetro máximo de los mismos. Cuando las rocas impactadas son sedimentarias, los cráteres simples llegan a medir hasta dos kilómetros de diámetro, si el objetivo son rocas cristalinas, entonces llegan a tener diámetros de hasta cuatro kilómetros (Dence, 1972) (Figura IV.1.1)

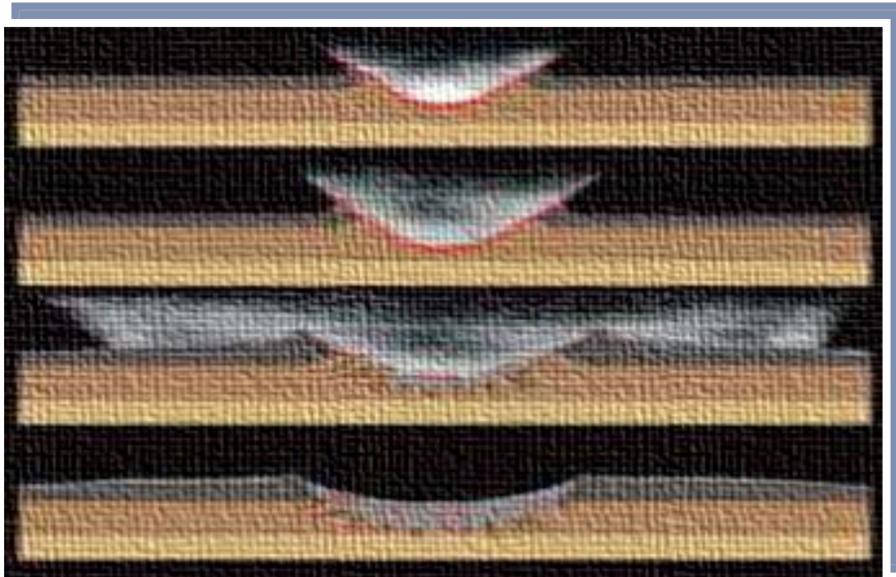


Figura IV.1.1 Cráteres Simples (Dence, 1972)

IV.1.2 CRÁTERES COMPLEJOS

Los cráteres terrestres de impacto con diámetros mayores a cuatro kilómetros, presentan rasgos característicos de los cráteres complejos ya que éstos llegan a ser cientos de veces más anchos en relación con su profundidad, poseen levantamiento topográfico central llamado pico o anillo topográfico, rodeado por una depresión anular y un borde fracturado, el cual sigue patrones de fallamiento normal que forma terrazas. Entre la estructura central y de borde existen diferentes tipos de materiales transformados por el impacto, incluyendo rocas fundidas y brechas o material fundido por el impacto. En este tipo de cráteres se ha mostrado que el pico central está compuesto de rocas que originalmente estaban bajo el piso del cráter y que por el impacto fueron levantadas a una distancia aproximadamente el 8% del diámetro del cráter, ese levantamiento del fondo del cráter, marca una gran diferencia entre los cráteres simples y los complejos.(Figura IV.1.2)

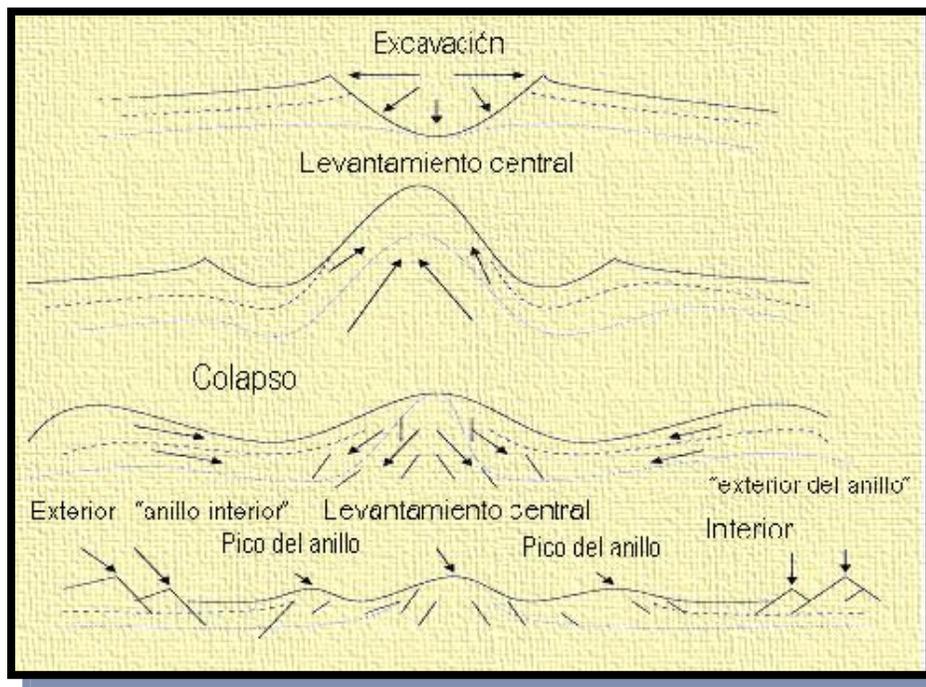


Figura IV.1.2 Formación de cráteres Complejos, (Pikington & Grieve, 1992).

Éstos se forman siguiendo la misma mecánica que el simple, sin embargo, cuando la cavidad de transición comienza a caer, algunas de las rocas del centro, rebotan hacia arriba y formando una estructura central, que llega a ser de una décima parte del centro del diámetro del cráter.

Una herramienta fundamental para el reconocimiento y estudio de los cráteres de impacto terrestres, es que aproximadamente el 20% de éstos se encuentra sepultados bajo sedimentos posteriores al impacto.

El ambiente geológico terrestre modifica y destruye parcialmente el registro de los impactos, (Pilkington & Grieve, 1992). En los cráteres complejos, se ha observado una anomalía gravimétrica central, esto debido al levantamiento central y anomalías magnéticas centrales de corta longitud de onda relacionadas a diferentes procesos (Pilkington & Hildebrand, 2000). En el caso de cráteres simples los modelos con datos gravimétricos indican que la anomalía se debe principalmente a la presencia de un lente interior de brecha alóctona (Ortiz Alemán et al., 2002). Para el caso de los cráteres complejos, la modelación sugiere que la contribución principal de la anomalía gravimétrica proviene de las rocas fracturadas para autóctonas ubicadas debajo del piso del cráter. (Pilkington & Hildebrand, 2000).

V. EL CRÁTER DE CHICXULUB Y EL POZO EXPLORATORIO YAXCOPOIL-1

V.1 LOCALIZACIÓN

El cráter Chicxulub se encuentra localizado en la porción noroeste de la península de Yucatán, sepultado por una secuencia de rocas carbonatadas y evaporíticas del Mesozoico-Cenozoico (límite K-T), entre 300 y 1100 de profundidad. La estructura tiene un diámetro aproximado de 180 a 200 y se define morfológicamente como una cuenca multianillada con un levantamiento central. El centro aproximado de esta estructura se encuentra cercano al puerto de Chicxulub, a unos kilómetros al oriente de Puerto Progreso y por ello se le ha denominado como cráter Chicxulub (Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992, 1993). (Figura V)

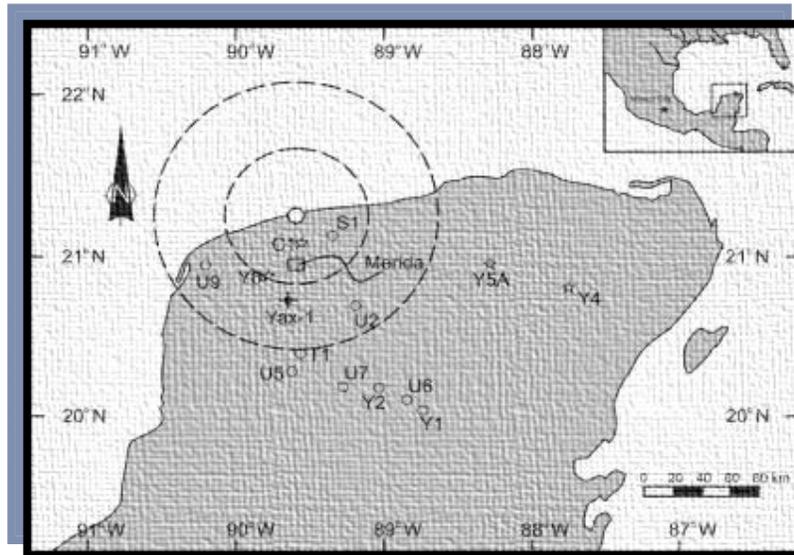


Figura V.1 Localidades de los principales pozos perforados en la península de Yucatán: C1, Chicxulub-1; S1, Sacapuc-1; Ticul-1; Y1, Yucatán-1; Y2, Yucatán-2, Yucatán-4; Y4, Y5A, Yucatán-5A y Y6, Yucatán-6, UNAM-7 U7, UNAM-6 U6, UNAM-5 U5 y UNAM-9 U9, que se encuentran al sur de la estructura 3.5 km al noreste del pueblo de Santa Elena, entre los anillos 3 y 4 del modelo gravimétrico de Sharpton et al., 1993. Las unidades en superficie son Q, Cuaternario (<2 Ma); Tu, Terciario Superior (2 a 35 Ma); Te, Eoceno (35 a 65 Ma) y Tpal, Paleoceno (55 a 65 Ma), (Urrutia et al., 1996a).

Esta estructura fue reconocida a partir de la década de los cincuenta con datos geofísicos, realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX). El programa de perforación incluyó ocho pozos exploratorios, en el cual se obtuvieron ocurrencias inusuales de rocas cristalinas y brechas del Cretácico Superior, pensándose que indicaban un gran campo volcánico (López Ramos, 1979). (Figura V.2). Para 1980, un grupo de investigadores encabezados por Álvarez et al (1980), indicaron que la extinción masiva del límite Cretácico-Terciario (K-T), fue debida a los efectos de la colisión de un bólido de grandes dimensiones (~10 km de diámetro) con la Tierra, lo cual generó una nube de polvo que cubrió el planeta por un período de varios meses, produjo efectos globales en el clima, dándose la interrupción de los rayos solares e interrumpir los procesos de fotosíntesis, lo que dio como resultado efectos mayores de la biosfera. A partir de la publicación de Álvarez y colaboradores comenzó la búsqueda del cráter (Urrutia et al., 1997).

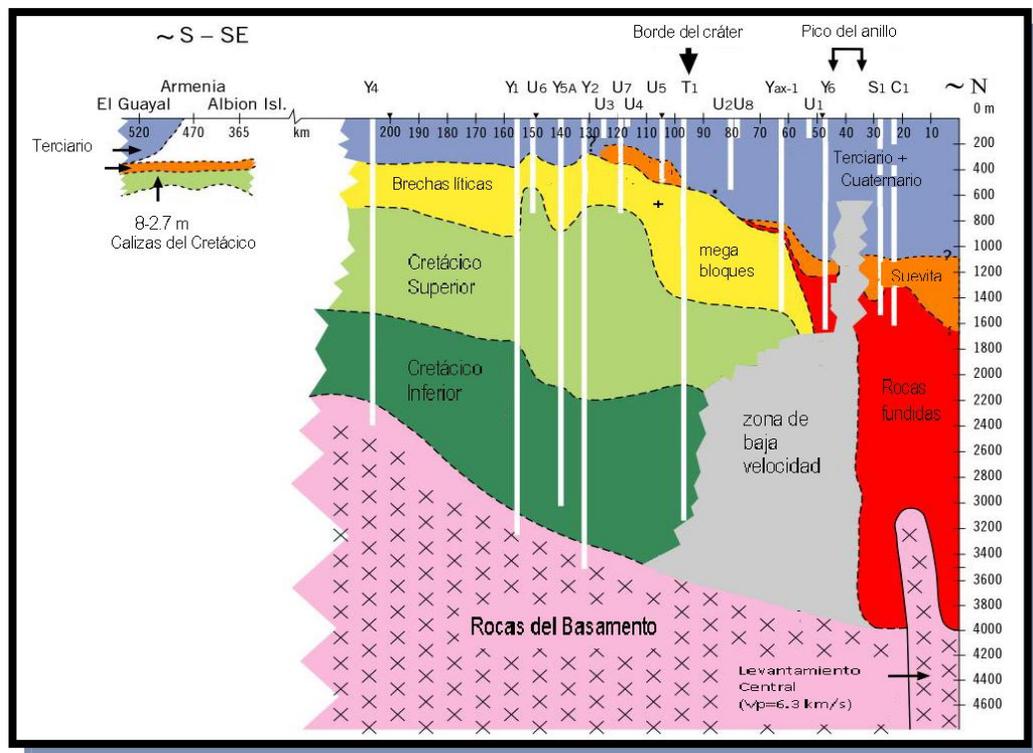


Figura V.1.1 Sección litológica de la estructura de impacto del cráter de Chicxulub Urrutia Fucugauchi 1996.

V.2 MORFOLOGÍA DEL CRÁTER

El cráter de impacto de Chicxulub se considera como una cuenca multianillada, que se encuentra completamente sepultada por una secuencia de carbonatos y evaporitas de edad cretácica, de aproximadamente cuatro kilómetros (con base en anomalías de Bouguer). Los estudios gravimétricos y magnéticos, han mostrado anomalías en forma de anillos concéntricos a la cuenca de impacto, dichos anillos son reflejados en superficie por un modelo de fracturamiento el cual ha influido en el flujo de agua subterránea, lo cual produce así un anillo de cenotes (Pope et al., 1991; Connors et al., 1996). (Figura V.2)

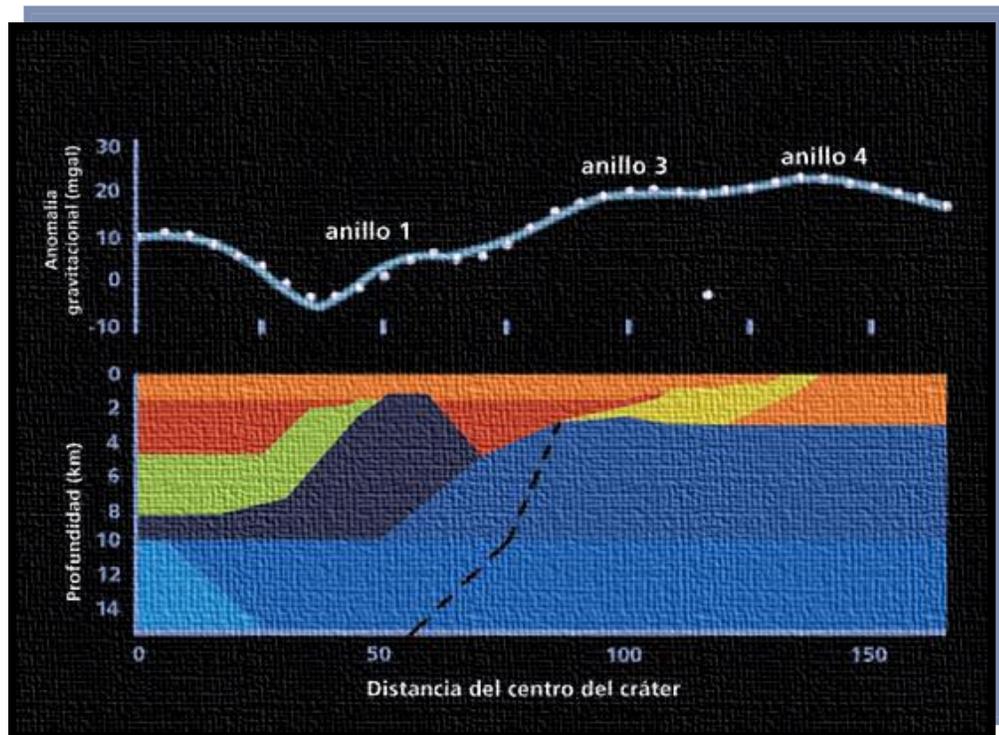


Fig. V.2 Modelo conceptual en dos dimensiones de la señal gravimétrica de un corte transversal, orientado este-oeste del cráter de Chicxulub. En azul se representan las rocas sedimentarias “preimpacto” del Mesozoico; en rojo, amarillo, verde y azul oscuro, se muestran las rocas producto del impacto. En naranja, se representan las rocas calizas postimpacto que cubren el cráter. Los puntos representan los datos obtenidos en campo; la línea continua, el comportamiento teórico del campo gravitacional, obtenido con el modelo conceptual. (Sharpton et al., 1993).

Los datos y el modelo corresponden a un perfil orientado aproximadamente este-oeste y desplazado unos 10 km al sur del centro del cráter (Pilkington & colaboradores, 1994). Las principales unidades que conforman el cráter en el modelo reportado por Sharpton & colaboradores (1993), corresponden a: (1) rojo unidad fundida de impacto y brecha de impacto, (2) verde unidad de brecha interna alógena, 3) azul oscuro basamento cristalino levantado y fracturado por el impacto, (4) rojo brecha externa alógena, (5) sedimentos cretácicos de plataforma, (6) basamento cristalino, (7) basamento de profundidad intermedia (corteza intermedia), (8) levantamiento central de basamento profundo y (9) secuencia carbonatada del Cenozoico. La unidad fundida presenta una composición y textura similares a una roca volcánica andesítica. En la unidad fundida se ha documentado la presencia de iridio y de otros elementos compatibles con un origen asociado al impacto (Sharpton et al., 1992; Koeberl et al., 1994).

La zona de anomalías de alta frecuencia y magnitud está limitada a la zona interna al primer anillo en la distribución de anomalías gravimétricas. Esta zona corresponde al levantamiento central del cráter y a la localización de las unidades de material fundido de composición ígnea intermedia (andesítica) y a las brechas de impacto (suevitas). En esta zona interna, se tiene una anomalía central de alta amplitud y relativamente baja frecuencia, que se extiende hasta unos 20 km de distancia radial. La anomalía está caracterizada por un mínimo y un máximo aproximadamente orientados este-oeste estimándose una dirección promedio de magnetización remanente para la unidad fuente con declinación de 90 grados e inclinación entre 0 y 30 grados. Esta posible fuente para la anomalía central parece corresponder con el levantamiento central del basamento del cráter.

V.3. POZO YAXCOPOIL-1

El cráter Chicxulub está cubierto por sedimentos carbonatados en la plataforma de Yucatán y no se tienen afloramientos de rocas formadas en el impacto tales como las secuencias de brechas y las rocas fundidas, por lo que el programa de perforación con recuperación continua de núcleos era la única manera de recuperar material para estudios en el laboratorio. El pozo exploratorio Yaxcopoil - 1 (Yax - 1) se localizó en el sector sur del cráter, dentro del anillo externo en la zona de terrazas (Urrutia Fucugauchi et al., 2004). Para localizar este sitio, se realizaron estudios de geofísica que permitieron documentar la estructura del cráter y cubierta sedimentaria en esta zona. Además de estos estudios geofísicos, se contó con información de los programas anteriores de perforación conducidos por Petróleos Mexicanos (PEMEX) y por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El programa de perforación UNAM incluyó un programa de recuperación continua de núcleos, con ocho pozos iniciales, en tres de los cuales -UNAM 5, 6 y 7- se recuperaron rocas del impacto (Urrutia Fucugauchi et al., 1996 a, b). (Figura V.3)

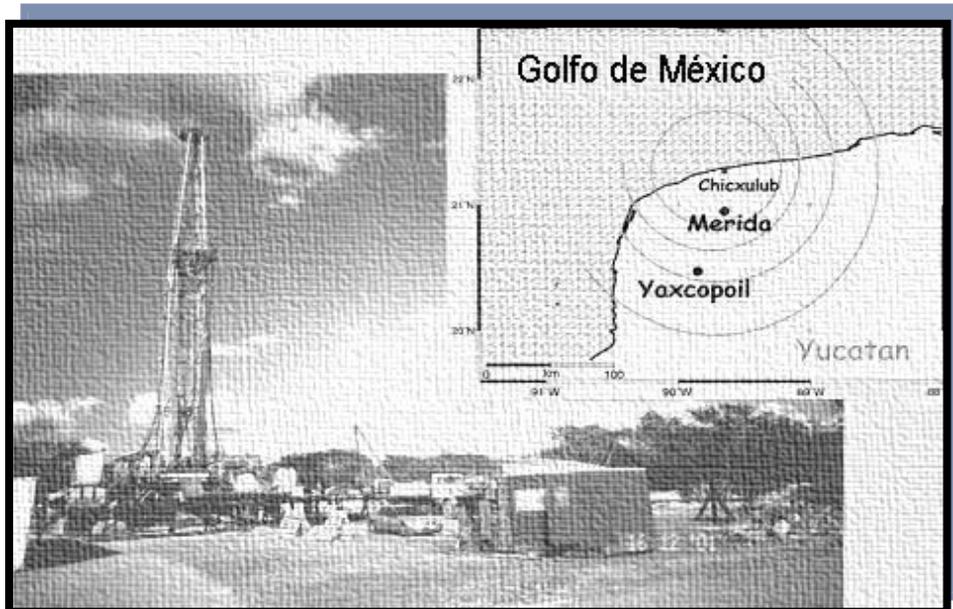


Figura V.3 La ubicación del Yaxcopoil - 1 (Yax - 1). El círculo mostrado al exterior representa el borde de cráter aproximadamente (Morgan et al., 2002).

V.3.1 PERFORACIÓN

El Yax-1 fue planeado con el propósito de recolectar datos estratigráficos dentro del cráter y perforando en el sector sur con recuperación continua de núcleos entre los 400 y 1500 m. Rocas del Cretácico fueron corridas entre los 900 y 1500 m, la secuencia de impacto fue entre los 800 y 900 m, las rocas del Terciario (Paleógeno) están por encima de los 794 m (Dressler et al. 2003; Urrutia Fucugauchi et al., 2004; Arz et al. 2004). La secuencia de rocas carbonatadas terciarias (margas calcáreas y calizas) se encuentran desde los 404 m hasta los 795 m, Las impactitas están formadas por una unidad compuesta por una serie de brechas polimícticas ricas en material fundido que aparece en los 795 m y 895 m. Se tiene por último, el Cretácico, compuesto casi en su totalidad por calizas, dolomías y anhidritas recuperadas entre los 985 y 1511 m. (Figura V.3.1).

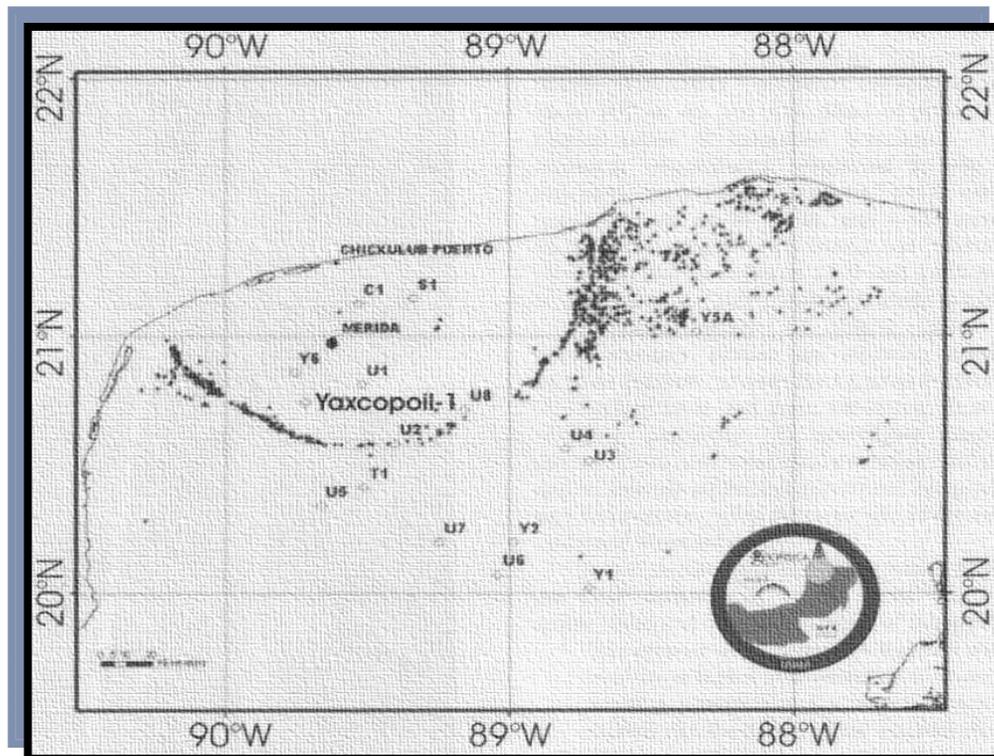


Figura V.3.1 Localización del pozo perforado Yaxcopoil-1(Dressler et al. 2003; Urrutia Fucugauchi et al., 2004; Arz et al. 2004).

V.3.2 RECUPERACIÓN DE DATOS GEOLÓGICOS

La recuperación de núcleo fue de 98,5%. El pozo fue perforado por un sistema rotatorio desde la superficie hasta los 404 metros, obteniendo una recuperación continua de núcleo a partir de esta profundidad hasta llegar a una total de 1511 metros. El trabajo consistió en dos partes, la primera en la descripción macroscópica de los núcleos de la secuencia calcárea depositada sobre el material de impacto en el pozo Yaxcopoil-1, con el objetivo de dar a conocer las posibles unidades y sub-unidades. En una segunda parte, se llevó a cabo la descripción petrográfica de dichas facies para determinar un estudio geológico de los sedimentos post-impacto del cráter. El pozo Yaxcopoil-1 comprende una unidad impactoclásticas (suevitas y brechas de impacto) de 100 m de potencia, situada entre calizas, dolomías y anhidritas pre-impacto y margas calcáreas relacionadas con la depositación del cráter. Sobre la unidad impactoclástica existen 46 cm de arenisca calcáreas dolomitizadas representando probablemente los materiales de relleno tras la catastrófica invasión marina del cráter recién formado. Las rocas carbonatadas terciarias (margas calcáreas y calizas) se han encontrado desde la cota 404 m a la 794.4m. Las impactitas están formadas por una unidad inferior de fundido de impacto (suevita) y otra compuesta por una serie de brechas polimícticas enriquecidas en material fundido, que aparecen entre las cotas 794.4 m y 894.9 m. Por último, el Cretácico está compuesto casi en su totalidad por calizas, dolomías y anhidritas recuperadas entre las cotas 985 y 1511 m. (Figura V.3.2)

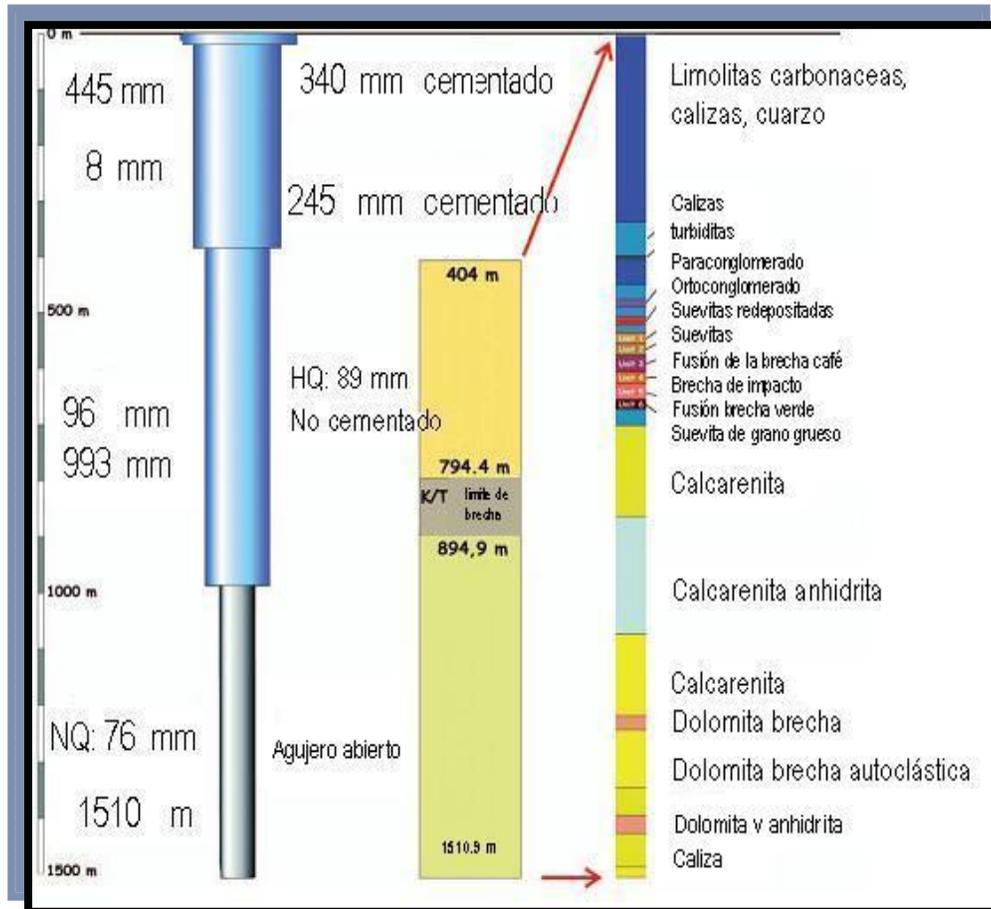


Figura V.3.2 Identificación de la secuencia en el pozo Yaxcopoil

El estudio científico de Yax-1 muestra los núcleos y los estudios complementarios que están permitiendo a los investigadores: 1) evaluar las relaciones entre ésta estructura y las extinciones masivas del final del periodo Cretácico. 2) estudiar en gran escala los procesos de formación de cráteres multianillados. 3) investigar los efectos antes, durante y después del impacto. 4) proporcionar datos, observaciones y modelos sobre deformación y fracturamiento de la corteza debido a impactos meteóricos.

V.4. SECUENCIA CARBONATADA DE YUCATÁN

El relieve de la península de Yucatán incluye el conjunto de las formas de origen cárstico; de acuerdo con diversos autores (*cf.* Raisz, 1959), se trata de una provincia fisiográfica, que carece de red fluvial ya que el escurrimiento es casi totalmente subterráneo y da origen a los cenotes y sistemas de cuevas con cientos de metros de profundidad y decenas de kilómetros de longitud.

Las secuencias de rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas presentan un grosor de más de 3,500 m, descansan sobre un basamento paleozoico. Teniendo por encima una columna de rocas Jurásicas (López Ramos, 1975). El Cretácico forma parte de toda la plataforma, en especial con la formación llamada Evaporitas de Yucatán (López Ramos, *op. cit.*). El espesor de las Evaporitas de Yucatán demuestra que éstas tuvieron su origen en dos cuencas principales. La primera en el sur de la península y con extensión hacia Guatemala, donde el grosor de más de 2000 m refleja un prolongado hundimiento (subsistencia), que reduce gradualmente hacia el norte, siendo el espesor de unos 1000 m hacia el centro de la península y menor a 500 m en el oriente de la misma.

La secuencia de rocas pelágicas se encuentra en todo el subsuelo y consiste principalmente en calizas, areniscas y evaporitas (López Ramos, *op. cit.*) del Paleoceno y Eoceno. El Oligoceno está ausente, excepto en la parte nororiental (calizas y lutitas), donde se reconocen a los depósitos marinos del Neógeno y las calizas de la Formación Carrillo Puerto. Durante el Mioceno fueron depositados los sedimentos calcáreos de la Formación Río Dulce, en el oriente

Para las zonas de relieve más alto, las capas características y la planicie nororiental están a menor profundidad (500m). En zonas interiores continentales, estos valores aumentan a 1000-1500 m. lo que probablemente se deba a irregularidades de la configuración de los bloques del basamento, de acuerdo con López Ramos (1975). (Figura V.4)

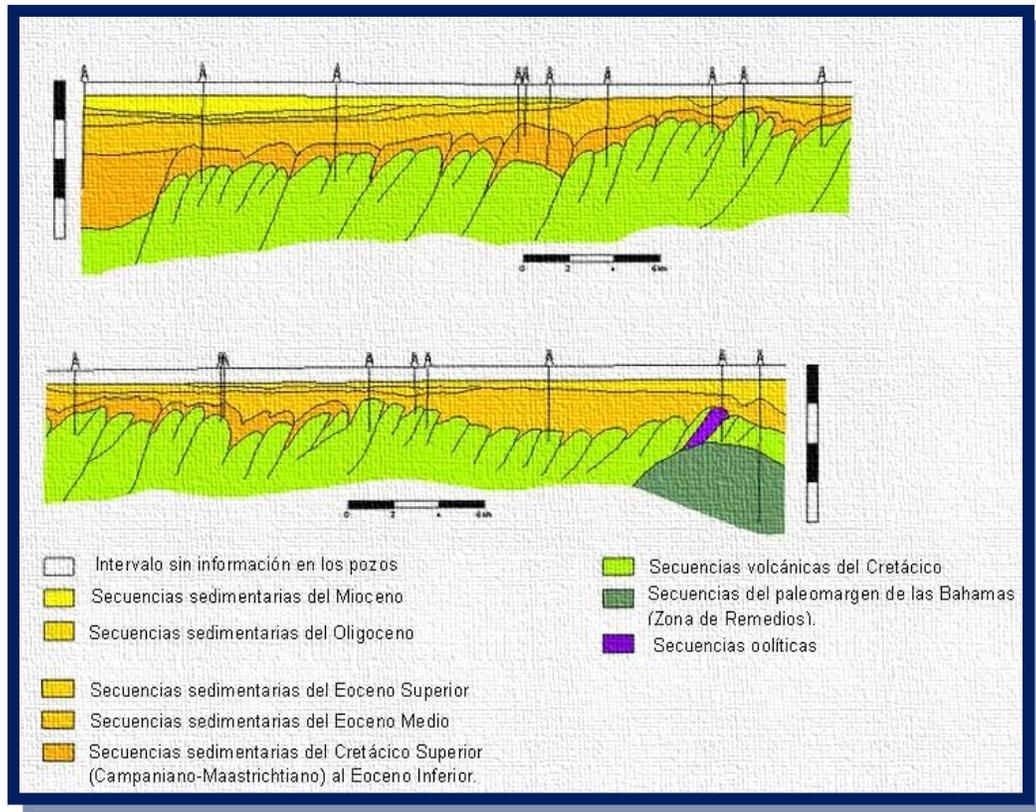


Figura V.4 Secuencia carbonatada (López Ramos 1975).

La península de Yucatán muestra dos unidades morfológicas principales: la primera está ubicada en el norte y en ella predominan las planicies y las rocas sedimentarias Neogénicas; al sur, las planicies alternan con lomeríos de hasta 400 m s.n.m en rocas sedimentarias Oligocénicas

VI. METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Para los estudios del presente trabajo se incluyeron los estudios petrográficos, así como los estudios geoquímicos. Los análisis geoquímicos se hicieron a través de técnicas de fluorescencia de rayos X (elementos mayores y traza). A partir de la documentación y análisis de las características petrológicas y geoquímicas se desarrollaron modelos y correlaciones para explicar la evolución en cuanto al depósito y eventos geológicos en la península de Yucatán y sur del Golfo de México.

VI. 1. PETROGRAFÍA

Uno de los estudios más importantes y fundamentales para la interpretación geológica es la petrografía, en la cual se basó la clasificación del núcleo recuperado del pozo Yaxcopoil-1 del que se elaboraron láminas delgadas de diez muestras (núcleos), estas se estudiaron en el laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los resultados permitieron definir el tipo de roca y los organismos encontrados.

El estudio petrográfico consistió en la determinación de las características litológicas de los primeros 20 metros provenientes del pozo Yaxcopoil-1, de los que se estudiaron 16 láminas delgadas, con la ayuda del microscopio petrográfico Olympus BX60 con cámara integrada y con los objetivos de 5X, 10X, 20X, 40X.

Para la clasificación de rocas carbonatadas se subdividieron de acuerdo a:

- a) Composición química y mineralógica: clasificación de Pettijohn (1957).
- b) Características de la fábrica: porcentaje de matriz clasificación de Dunham (1962), Folk (1962)
- c) Parámetros físicos: porosidad; clasificación de Choquete & Pray (1970).

Donde todos los sistemas de clasificación están basados en características de las rocas carbonatadas en secciones delgadas y muestra de mano, tales como matriz, cemento y partículas.

Aunque existen muchos sistemas de clasificación de las rocas carbonatadas, las clasificaciones de Dunham (1962) y Folk (1962) son las más usadas, ya que la clasificación es una manera de describir la composición de las rocas calcáreas de manera más simple teniendo en cuenta las descripciones que detallan los componentes texturales de los sedimentos. (Figura VI.1)

Para este trabajo se utilizaron la clasificación de Dunham ya que ésta nos permite la identificación y clasificación de las rocas debido al porcentaje de matriz y más precisa su identificación por los datos de textura y presencia de aloquímicos.

Clasificación de Dunham (1962)

Textura original reconocible					
Componentes originales no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados	
Con matriz (carbonato de tamaño arcilla o limo fino)			Sin matriz y grano sostenido		
Sostenida por la matriz		Granosostenida			
Menos de 10% de granos	Menos de 10% de granos				
Mudstone	Siltstone	Sandstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline Carbonate

Figura VI.1 Clasificación de Dunham (1962).

Es importante hacer notar que las texturas, cuando se estudian bajo el microscopio llegan a tener un papel muy importante ya que tanto la clasificación como la determinación de ambientes de depósito son elementos que proporcionan mayores datos en el presente trabajo.

VI.2. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA

La secuencia carbonatada que se encuentran en la parte más somera del pozo Yaxcopoil-1 se caracteriza por un conjunto de calizas de matriz micritica y aporte de terrígenos, con presencia de clastos evaporíticos esencialmente de cristales de dolomita de formas euedrales de manera aislada en pocas proporciones y de microorganismos fósiles.

Se observa una porosidad secundaria, esta es originada tras el depósito (diagénesis) usando la clasificación de Choquette y Pray (1970), descrita en el Capítulo III.

VI.3. FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Una de las técnicas utilizadas en este trabajo es la técnica de análisis químicos en muestras de roca, entre las cuales se tiene la fluorescencia de rayos X (FRX), la cual tiene mayor confiabilidad de los resultados.

El presente estudio fue realizado en un espectómetro secuencial de FRX Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be 125 μm . Las muestras fueron preparadas en sistemas computarizados; muestras fundidas (para la determinación de muestras mayores) y prensadas (determinación de elementos traza); ambos de Corporation Scientifique Claisse (Lozano Santa Cruz, et al., 1995). El sistema de FRX se encuentra instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología de la UNAM que se encuentra en condiciones específicas tales como un clima controlado y sistema de recalibración, tal que proporciona condiciones óptimas para obtener resultados con confiabilidad y rapidez.

VI.3.1 CONSTITUYENTES DEL ESPECTÓMETRO DE FRX

Un espectrómetro de FRX consta de tres aditamentos o partes principales: sistemas de producción de la radiación primaria y excitación de la muestra, sistema óptico para manejo de la radiación secundaria (radiación propia de la muestra) y sistema de detección (medida y registro de la radiación característica).

Equipamiento para preparación de muestras

Muestras fundidas:

- Sistema automático de fusión operado con micro procesador, tres quemadores y temperatura ajustable hasta 1100 °C



Muestras prensadas:

- Prensa con capacidad de presión de 30 Tons y diámetro de pastillas de 37 mm.



Características del espectrómetro de FRX.

- Tubo de rayos X: Ánodo de radio con ventana frontal de Be
- Cristales analizadores: LiF200, LiF220, Ge, PET, PX1.

- Filtros: bronce 100,300, aluminio 200.
- Detectores: Flujo y Centelleo
- Generador: 60kV,125mA,4kW.
- Software Super Q: Análisis Cualitativo y Cuantitativo.
- Software IQ+ : Análisis semicuantitativo.

Ventajas del Análisis por FRX

Cuenta con un amplio campo de aplicación, ya que es aplicable a cualquier elemento químico con número atómico mayor al Fluor. Se tiene relativa simplicidad del espectro de emisión de rayos X, ya que en general cada elemento presenta pocas líneas y su posición no depende del tipo de compuesto en el que se encuentre el elemento y las interferencias espectrales se pueden detectar y corregir.

VI.3.2 PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS EN FRX

Para la realización de este estudio se necesitó por lo menos contar con 10 gramos de muestra molida hasta 200 mallas para comenzar la preparación requerida. La preparación de las muestras se lleva a cabo mediante dos procedimientos separados: uno es el de muestras fundidas, ésto para la determinación de los elementos mayores: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , y el otro es el de muestras prensadas para elementos traza Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb.

VI.3.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES (MUESTRAS FUNDIDAS)

Se seleccionaron 9 muestras para la técnica, a lo largo del intervalo de estudio. Para este análisis se contó con aproximadamente 10 gramos de roca

molida. Estas muestras fueron elegidas tomando en cuenta los extremos de la columna y los del centro así como la cantidad de gramos de cada una de ellas. El procedimiento fue el moler a 200 mallas, en un mortero de ágata, posteriormente se deseca el material en una mufla a 400 °C. La fusión se lleva a cabo en crisoles de una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5) bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un período total de 10 minutos aproximadamente.

VI.3.4 GEOQUÍMICA PARA ELEMENTOS TRAZA (MUESTRAS PRENSADAS)

Para la preparación de prensado, en principio se prensan 5 gramos de cada una de las muestras con 0.5 gramos (10%) de aglutinante constituido por cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Surendra et al., 1996). Una vez que la muestra ha sido pesada, se coloca en un mortero de ágata junto con el aglutinante para lograr una mezcla homogénea. En seguida se lleva a una prensa automática GRASEBY-SPECAC, modelo T-40 aotopress, en donde se compacta a una presión de 30 ton/cm², con un tiempo de sujeción de 30 segundos que es el recomendado para todo tipo de muestras. Cuando las muestras se tienen fundidas y prensadas, son llevadas a un espectrómetro secuencial, marca Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 mm. El análisis cuantitativo es eficiente siempre y cuando se disponga de patrones de calibración que se aproximen considerablemente a las muestras en su composición química y física, y de métodos adecuados para resolver los efectos que provienen de la propia matriz de la muestra. Si se cumple con los requisitos antes mencionados los resultados se obtienen con mucha mayor rapidez.

VII. ANÁLISIS DE RESULTADOS

VII.1 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA

Se muestran a continuación los resultados obtenidos de los estudios realizados por petrografía y fluorescencia de rayos X (FRX). Los primeros estudios se enfocaron en la interpretación de 16 láminas delgadas. Todas estas láminas resultaron ser de origen calcáreo y contenido de foraminíferos en su mayoría plantónicos.

Con base en lo mencionado (capítulo VI.2), relacionado a la petrografía y a la descripción de parámetros para la identificación de las rocas carbonatadas, se observaron dos variaciones texturales que reflejan condiciones de depósito en un ambiente de baja energía.

La secuencia comienza con un wackestone con matriz micrítica donde la cantidad de organismos varía de menos a más hacia la base.

A partir de los 404.57 m se pudo observar una caliza tipo de color grisáceo a pardo clara con una porosidad de un 15% del total de la roca presentando algunos fragmentos de color negro (pedernal).

Conforme se fue avanzando, el incremento del pedernal fue en aumento, la caliza se presenta de color blanco a cremoso.

A partir de los 410.83 m la caliza tipo sigue siendo de color gris clara o gris oscura. En esta secuencia se presenta una fractura recristalizada por calcita. El pedernal concentrado en la caliza tiene espesores de 1 a 2 cm

Para los 414.35 m la caliza tipo sigue siendo de color gris clara a gris oscura, sólo que el pedernal comienza a reducir sus espesores de 0.5 a 1 cm y comienzan a aparecer incrustaciones de calcita recristalizada.

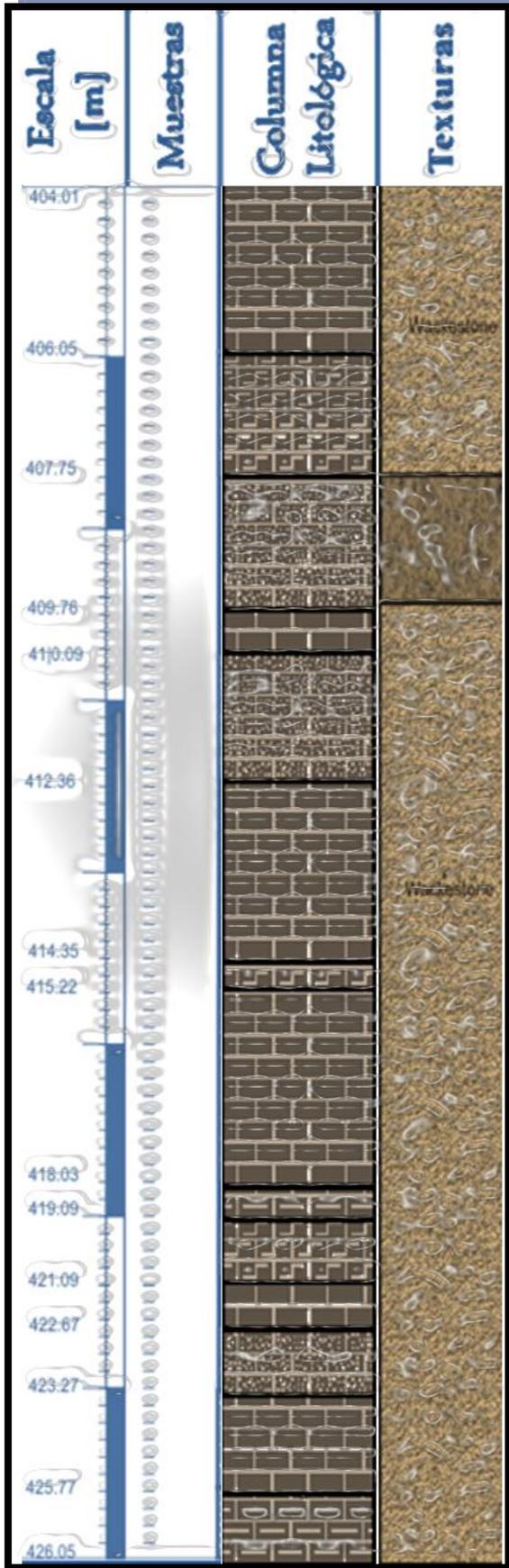
En el metro 418.3 la caliza es de color gris oscuro con pequeños fragmentos de pedernal.

Cerca de los 426 m el pedernal comienza a cubrir gran parte de la caliza.

Esta secuencia de roca cambia de mudstone a wackestone, donde los fragmentos de foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos se presentan en la columna.

Debido a que los microorganismos observados en las láminas delgadas de este trabajo, se encuentran fragmentados fue difícil la identificación de los mismos.

A continuación se presentan y describen a detalle la columna litológica analizada y las fotomicrografías obtenidas en el laboratorio.



1.-Caliza de color gris claro donde se observa un incremento de procesos de silicificación en forma de horizontes irregulares y macrofósiles.

2.-Caliza de color gris claro con incremento de material silíceo (pedernal) con estructura laminar y lenticular.

3.-Caliza con cambios de coloración (con respecto a la caliza anterior) y segregaciones de pedernal

4.-Se presentan intercalaciones de caliza con arenisca calcárea. La roca cambia de color a blanco grisáceo, incrementando el contenido de carbonato de calcio.

5.-Intercalaciones de caliza de color oscuro con caliza de color blanco grisáceo en donde se encuentran estructuras alargadas que indican rasgos de Bioclastos. Algunas oquedades están rellenas por calcita.

6.-Aumento del proceso de silicificación.

7.-Presencia en la roca de manchas de aceite y menos contenido de carbonato de calcio. Cambiando a una caliza masiva de color negro a caliza de color blanco con contenido arcilloso.

8.-Horizonte arcilloso con 3 cm de espesor aproximadamente.

9.-Caliza con sílice que presenta estructura reticular.

10.-Caliza de color blanco.

11.-Arenisca de grano fino (arenisca de grano fino)

12.-Se observan concreciones de caliza masiva con aureolas de color gris oscuro con rasgos de porosidad. Se incrementa el contenido de sílice (PYAX217).

13.-Caliza de color gris claro

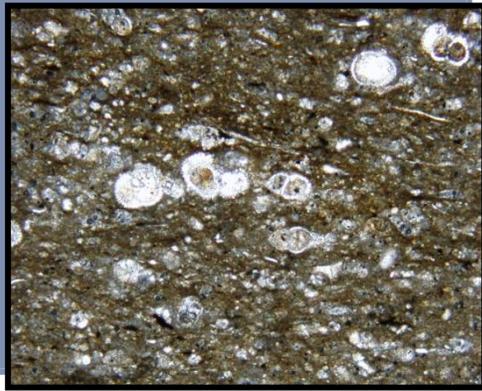
14.-Unidad con mayor contenido de arcilla.

VII.2. ANALISIS DE MICROFOTOGRAFÍAS

No de Muestra: **Pyax-216**

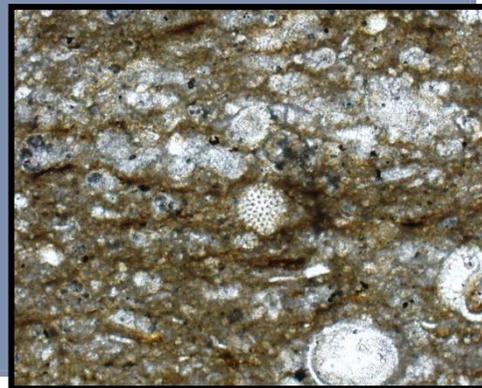
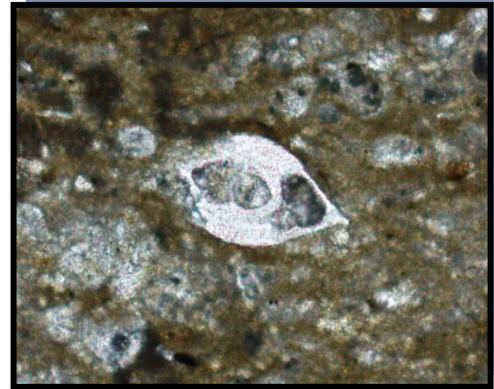
Profundidad: 426.17 m

Nombre: **Wackestone de bioclastos de foraminíferos planctónicos**



Wackestone en matriz micrítica con algunos bioclastos con cámaras de foraminíferos.
(luz polarizada paralela 5X)

Cámaras de foraminífero rellenos de material micrítico.
(luz polarizada paralela 10X)



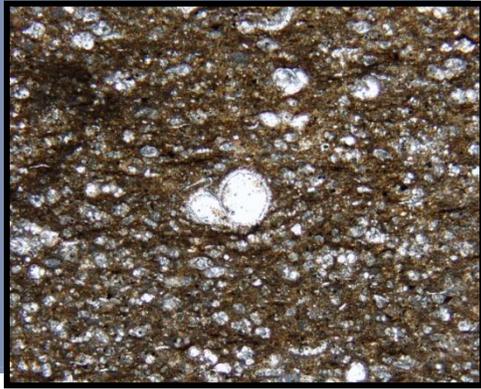
Foraminífero planctónico, tipo globigerínido.
(luz paralela 10X, S/N)

OBSERVACIONES: Se encontraron en lámina, foraminíferos planctónicos tipo globigerínidos y radiolarios en cortes transversales. Presentan pequeños fragmentos de óxidos de Fe.

No de Muestra: Pyax-217

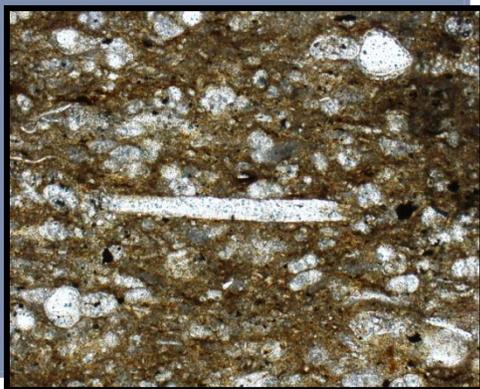
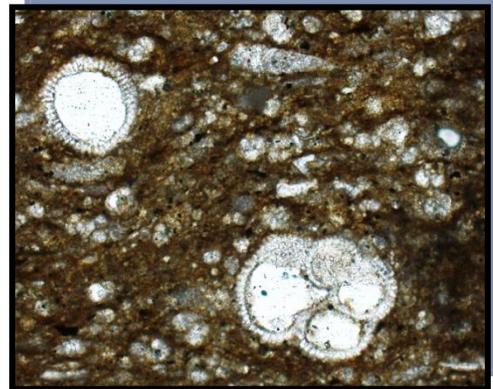
Profundidad: 425.77 m

Nombre: Wackestone de foraminíferos planctónicos



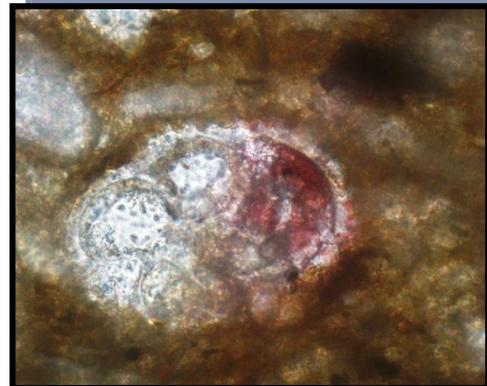
Textura general de wackestone de foraminífero planctónico
(luz polarizada paralela, 5X)

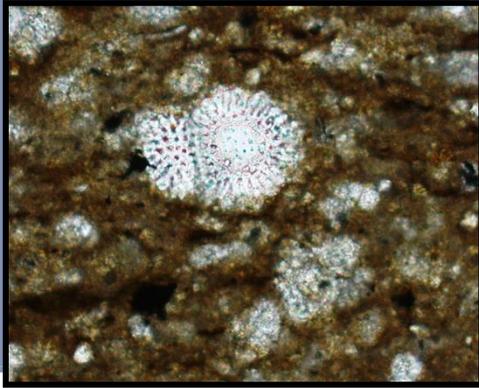
Foraminíferos planctónicos tipo *Globigerínido*,
(luz paralela, 10X)



Fragmento de espícula de *Equinodermo*
(luz paralela, 10X)

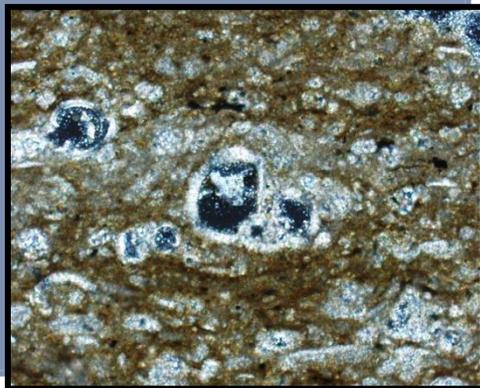
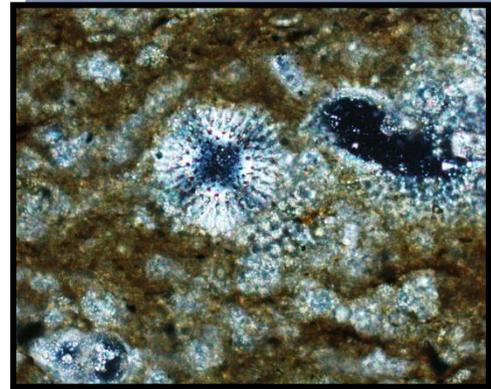
Foraminífero planctónico tipo *Globigerínido*
(luz paralela, 20X)





Foraminífero planctónico tipo *Globigerinido*,
presentando reemplazamiento de Si.
(luz paralela, 10X)

Cámara foraminífero planctónico
(luz paralela 20X)



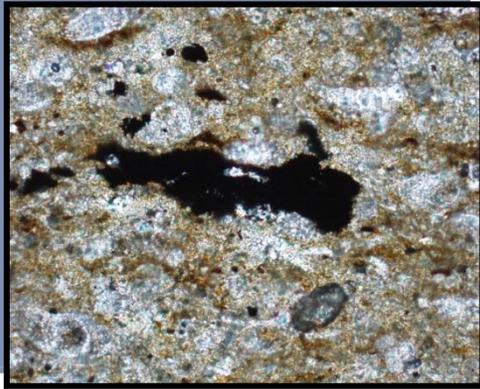
Foraminífero planctónico tipo Globigerinido
(luz paralela, 10X)

Observaciones: En esta lámina se pueden encontrar Foraminíferos planctónicos, con pequeños fragmentos de óxidos de Fierro. De la misma forma se observan tanto microforaminíferos y macroforaminíferos; predominan en este intervalo los microforaminíferos.

No de Muestra: Pyax-219

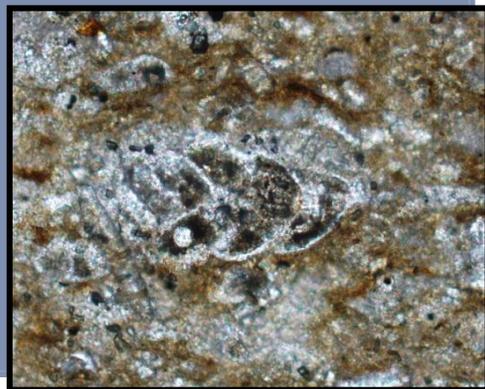
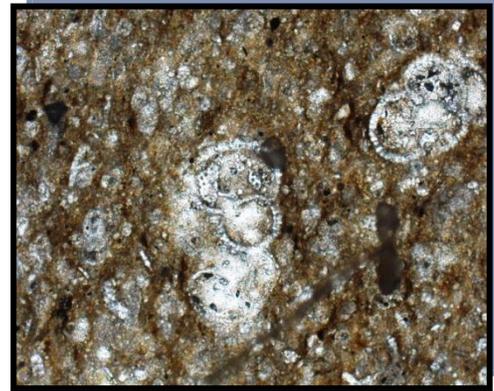
Profundidad: 421.9 m

Nombre: Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos



Textura general de Wackestone con segregaciones de minerales de hierro en una matriz arcillosa

Foraminífero planctónico con dos cámaras tipo *Globigerínido*.
(luz paralela, 10X)



Foraminífero con varias cámaras, se incrementa el contenido de matriz
(luz paralela, 10X)

Observaciones: Textura de Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos donde en la matriz se encuentran diseminados sedimentos de FeO; esto por reemplazamiento de la matriz original, los foraminíferos planctónicos predominan. Hay incremento de material arcilloso. Presencia de laminaciones de óxidos de hierro.

No de Muestra: Pyax-220

No de Muestra: Pyax-221

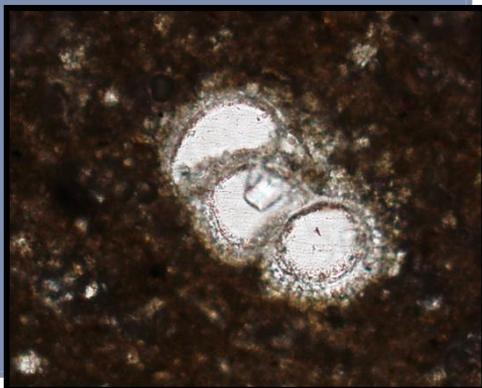
Profundidad: 418.3 m

Nombre: Wackestone de foraminíferos planctónicos

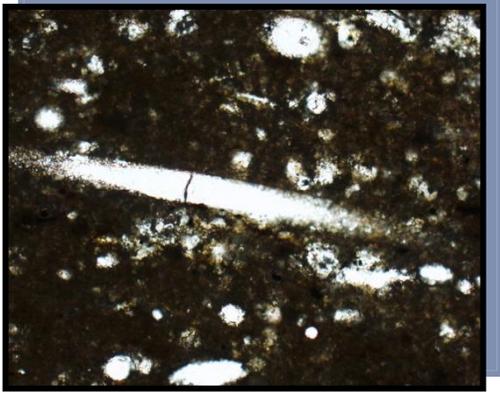


Textura general de Wackestone
(luz paralela, 5X)

Macroforaminífero tipo Bivalvo (luz
paralela, 10X)

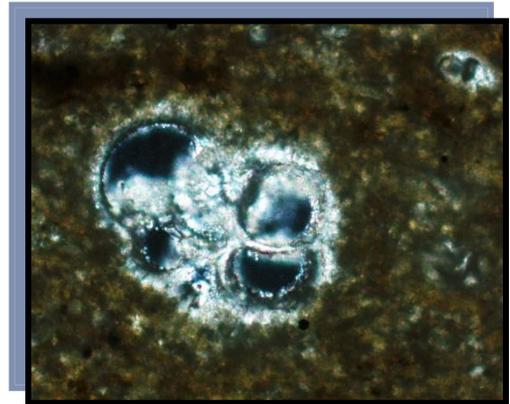


Foraminífero planctónico con tres cámaras tipo
Globigerínido. (luz paralela, 10X)



Otros rasgos de bioclastos de mayor tamaño como Espícula de Equinodermo (luz paralela, 5X)

Foraminífero planctónico con tres cámaras tipo Globigerínido, en una matriz arcillosa (luz paralela, 5X)

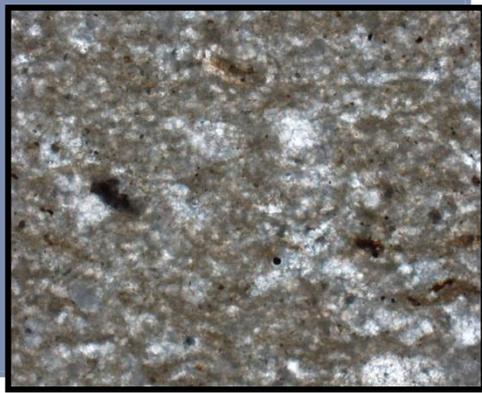


Observaciones: Esta lámina presenta filamentos de FeO, los bioclastos se encuentran remplazados por Si, posiblemente por diagénesis, encontrándose los foraminíferos planctónicos en su mayoría.

No de Muestra: **Pyax-223**

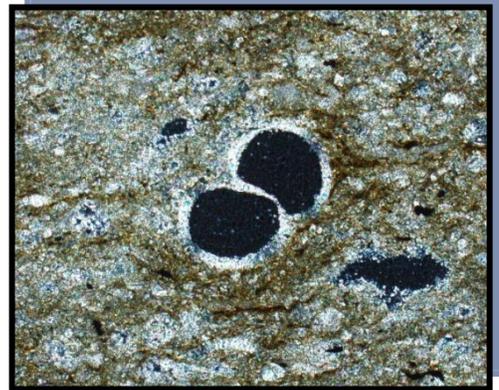
Profundidad: 417.13 m

Nombre: **Wackestone de foraminíferos planctónicos**

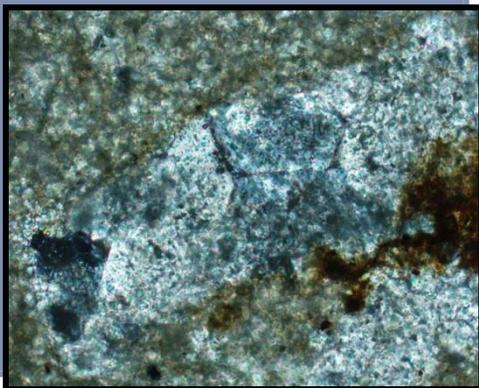


Textura general de Wackestone
(luz paralela, 5X)

Molde de cámaras de foraminíferos
plantónicos, con porosidad móldica
(luz paralela, 10X)



Presencia de FeO por efectos de la
diagénesis, en la matriz arcillosa.
(luz paralela, 5X)

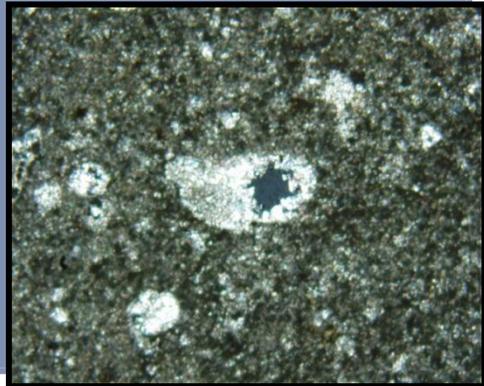


Observaciones: Las características de esta lámina son las diferentes laminaciones que se notan a simple vista. La matriz es muy arcillosa en lo que la micrita prevalece en cámaras de bioclastos sin rellenar (incremento de porosidad). Caliza muy arcillosa. Los clastos de sílice se encuentran en las laminaciones del material micrítico.

No de Muestra: Pyax-225

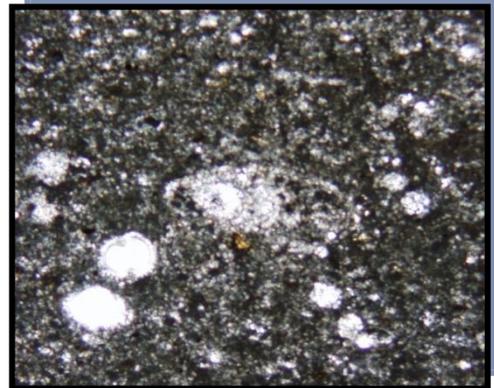
Profundidad: 414.35 m

Nombre: Wackestone de bioclastos con foraminíferos planctónicos



Molde de cámaras de foraminíferos, presentando oquedades rellenas por micrita (luz paralela, 5X)

Presencia de macrofósil con varias microfósiles. Presencia de FeO (luz paralela, 10X)



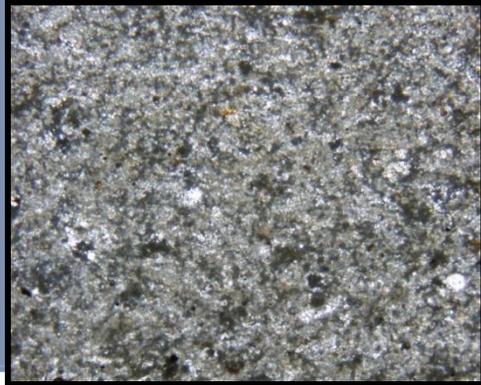
Textura arcillosa con intrusiones de FeO (luz paralela, 5X, S/N)

Observaciones: En esta lámina hay presencia de material evaporítico. La diagénesis es posterior a la depositación, se incrementa el material ferroso; existen sólo los moldes de los bioclastos ya que presentan oquedades rellenas de micrita y silice.

No de Muestra: Pyax-227

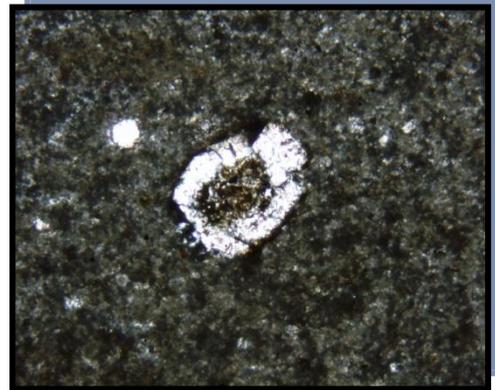
Profundidad: 410.83 m

Nombre: Wackestone de bioclastos con intercalaciones de sílice

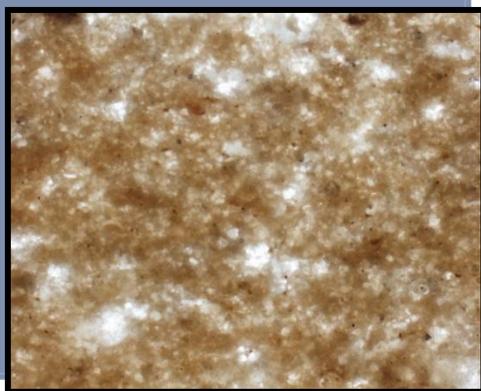


Textura general de Wackestone
(luz paralela, 5X)

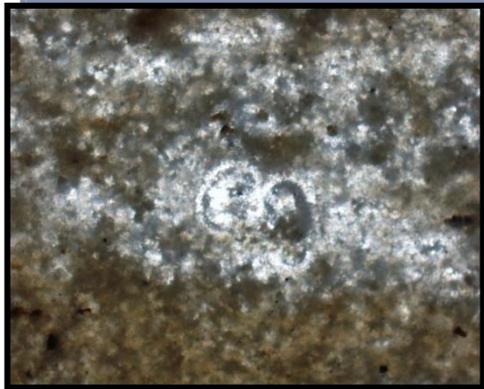
Mineral de Cuarzo retrabajado.
(luz paralela, 5X, C/N)



Segunda Textura



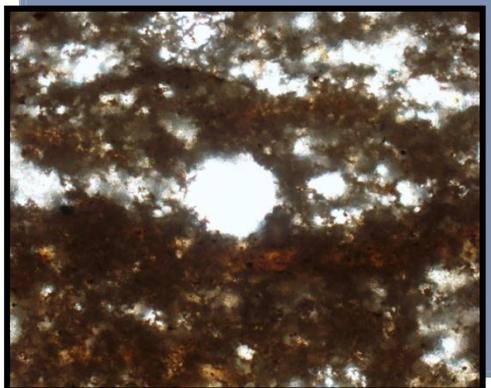
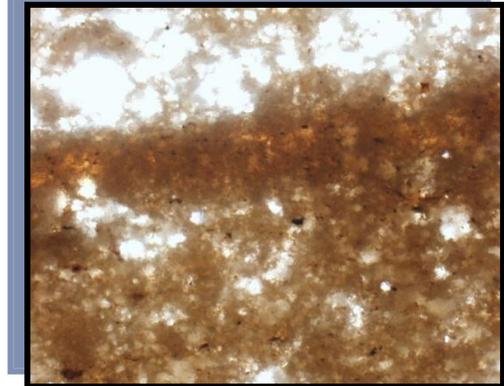
Silicita con matriz calcárea (introducción del Si)



Bioclastos de foraminíferos planctónicos rellenos por sílice.

Tercer Textura

Wackestone de bioclastos con matriz silícea
(luz paralela, 5X)



Proceso de diagénesis por reemplazamiento de sílice en las cámaras de foraminíferos
(luz paralela, 5X)

Observaciones: Esta lámina presenta tres cambios texturales; 1) El wackestone de textura principal, 2) Proceso de diagénesis con infiltraciones de sílice 3) El sílice al introducirse al wackestone entra como fluido y lo separa formando la silicita.

La parte más profunda tiene la misma secuencia que la roca anterior, siendo la parte más somera.

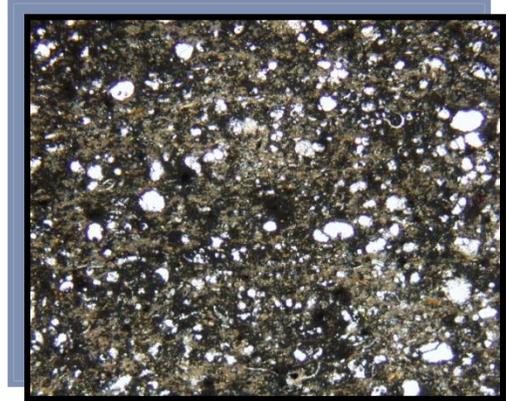
Dentro de la parte del sílice hay fracturamiento en forma: a) Horizontal, b) discontinua, afectando la parte de la caliza pero con menor grado. La presencia de los Bioclastos es menor ya que el Si los recubrió o simplemente al introducirse este los elimino de la muestra.

No de Muestra: **Pyax-229**

Profundidad: 407.24 m

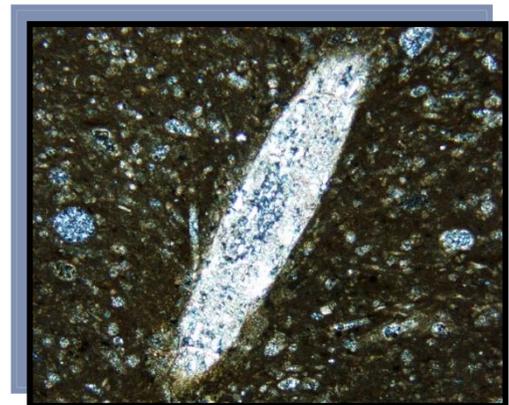
Nombre: **Wackestone-Packestone de bioclaastos de foraminíferos planctónicos**

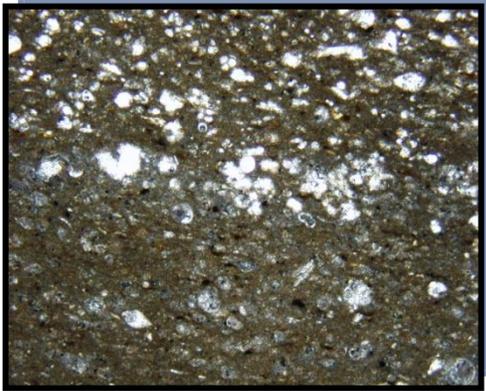
Textura en General (luz paralela, 5X)



Macrofósil relleno de Sílice (luz paralela, 5X)

Fragmento de Braquiópodo (luz paralela, 5X)





Textura de wackestone a packestone de foraminíferos planctónicos. (luz paralela, 5X)

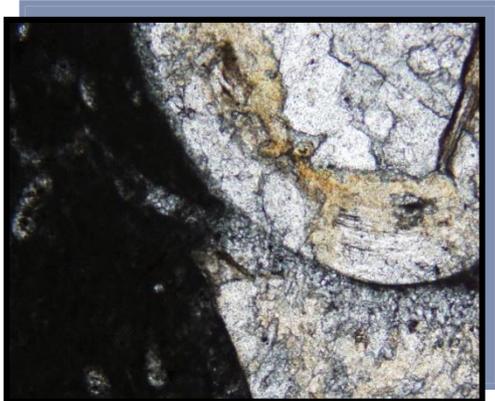
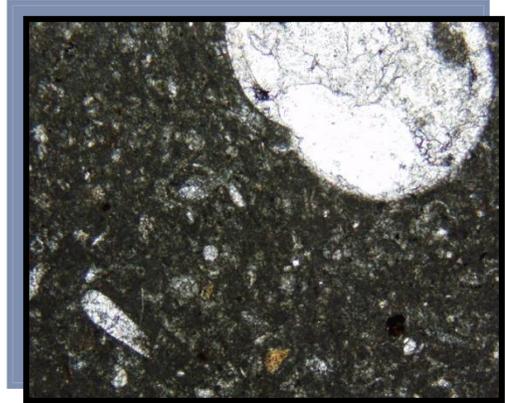
Observaciones: Esta lamina presenta dos texturas de wackestone de foraminíferos planctónicos a packestone de foraminíferos planctónicos donde la parte de Wackestone los bioclastos son pocos en comparación con la parte textural del packestone.

No de Muestra: Pyax-231

Profundidad: 404.57 m

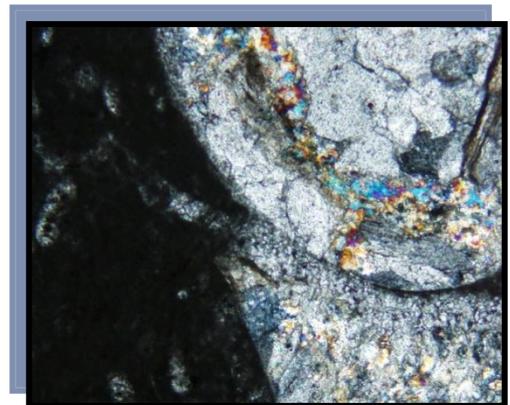
Nombre: Wackestone de bioclastos con macroforaminíferos y fragmentos de braquiópodos

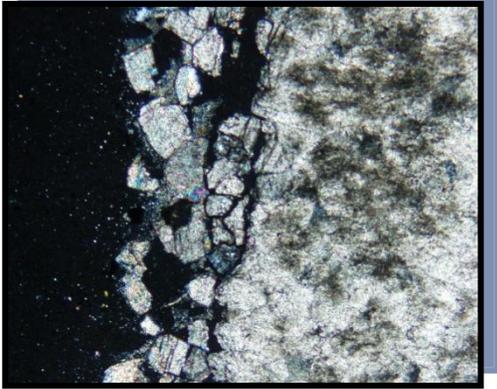
Textura en General de wackestone



Tipo Braquiópodo con proceso de Cementación (luz paralela, 5X)

Tipo Braquiópodo con proceso de cementación.
(luz paralela, 5X)





(luz paralela, 5X, S/N)

Fragmento alargado de bioclasto reemplazado por sílice.(luz paralela, 5X)



Observaciones: Los macrofósiles predominan en esta lámina, en donde la presencia del Braquiópodo de 2 cm de ancho muestra un proceso de cementación y silicificación, la presencia de material ferroso es casi nula para esta parte de la columna.

VII.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

En lo que respecta a los análisis químicos de fluorescencia de rayos X, para la determinación de los elementos mayores se utilizó el programa de cómputo MIRMOD.QAN con muestra fundida y para la determinación de los elementos traza el programa TRZ98.QAN con muestra prensada, obteniéndose los resultados mostrados en las siguientes tablas.

Conforme a esta técnica se puede obtener la composición general para cada una de las muestras en términos de sus óxidos mayores y de algunos elementos traza. En las tablas (I y II) se presentan los resultados de FRX para 9 muestras obtenidas del intervalo en estudio.

Los elementos mayores, que se analizaron son: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅.

En donde CaO es el principal componente en las muestras, el MgO y SiO₂, siendo los siguientes en proporción y en general los demás restantes se presentan en proporciones bajas menores a 2% (en peso) con un comportamiento muy similar.

Tabla (I). Resultados de los análisis por FRX para elementos mayores en 9 muestras de la secuencia carbonatada el pozo Yaxcopoil-1.

Profundidad [m]	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
*	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
404.57	YAX231	1.704	0.012	0.543	0.207	0.003	3.19	51.069	0.1	0.038	0.035
407.24	YAX229	24.847	0.016	1.194	0.313	0.01	0.819	38.516	0.428	0.141	0.068
410.83	YAX227	26.991	0.017	0.614	0.163	0.001	1.641	37.792	0.332	0.076	0.047
414.35	YAX225	12.825	0.046	3.937	0.485	0.019	1.798	42.225	0.65	0.28	0.046
417.13	YAX223	9.124	0.042	1.652	0.442	0.014	4.016	42.335	0.446	0.303	0.482
418.3	YAX221	29.958	0.02	0.727	0.249	0.006	2.547	35.002	0.219	0.114	0.043

421.9	YAX219	16.845	0.043	1.595	0.542	0.011	1.497	41.425	0.505	0.315	0.173
425.77	YAX217	14.584	0.039	1.764	0.5	0.01	1.846	42.106	0.644	0.261	0.133
426.17	YAX216	47.729	0.012	0.646	0.178	0.009	0.776	27.39	0.132	0.084	0.038

Tomando en cuenta que el objetivo principal para este trabajo es el conocer las variaciones verticales de estos elementos desde la cima a la base de la secuencia, se pueden hacer dos importantes observaciones:

1.- El CaO se mantiene en un comportamiento constante desde la cima ~404.57 m, en donde se pueden observar las variaciones en la concentración y la disminución en la parte base de la columna ~426.17

2.- El contenido de MgO tiene un comportamiento inverso al CaO y el SiO₂ muestra diversas variaciones. (Figuras Geoquímica I)

En cuanto a los resultados obtenidos para los elementos traza: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Th y Pb (Tabla II), el elemento más abundante y característico de rocas carbonatadas es el Sr, el cual se presenta con 1299 ppm en la cima y 561 en la base de la columna.

Tabla (II) Resultados de los análisis por FRX para elementos traza en 9 muestras de la secuencia carbonatada del pozo Yaxcopoil-1.

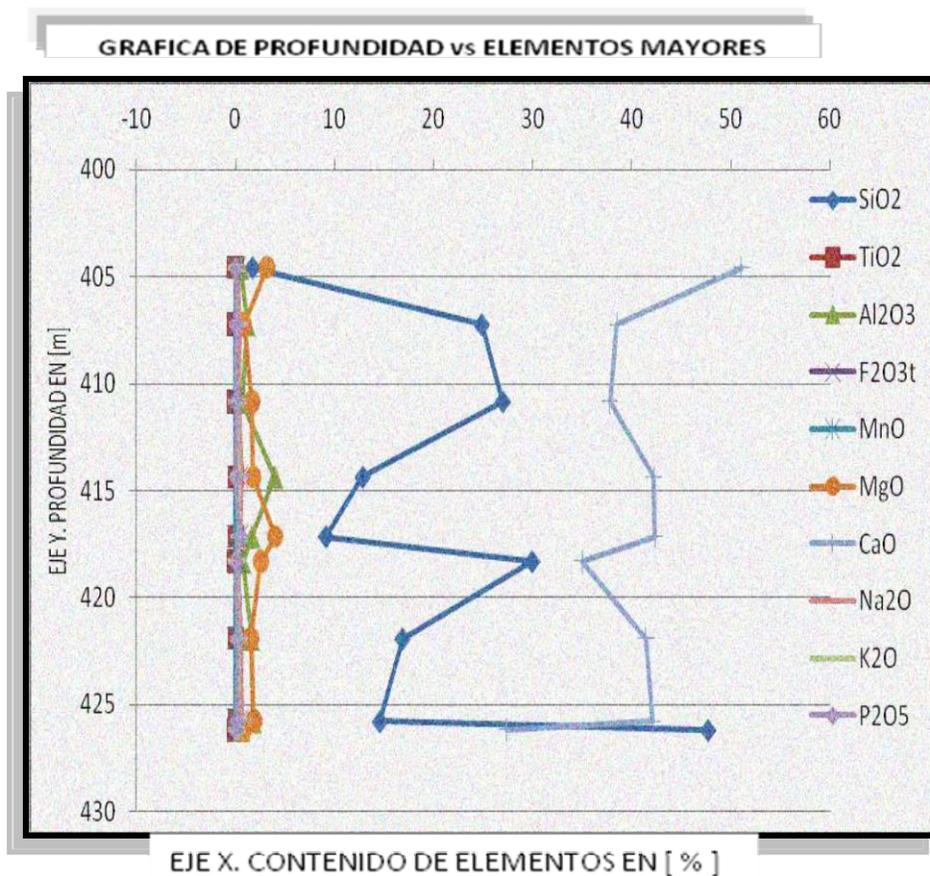
Profundidad [m]	Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
404.57	YAX231	3	1299	4	1	108	< 1	27	-8	6	4	<1	1	<3	<5
407.24	YAX229	6	919	25	5	87	< 1	32	18	6	22	10	32	<3	<5
410.83	YAX227	4	1289	12	2	119	< 1	30	13	4	14	6	18	<3	<5
414.35	YAX225	6	2548	2097	3	203	< 1	31	5	8	11	3	14	<3	<5
417.13	YAX223	7	1112	9	8	98	< 1	101	60	7	28	11	40	<3	<5
418.3	YAX221	5	936	8	5	86	< 1	34	21	6	21	9	36	<3	<5

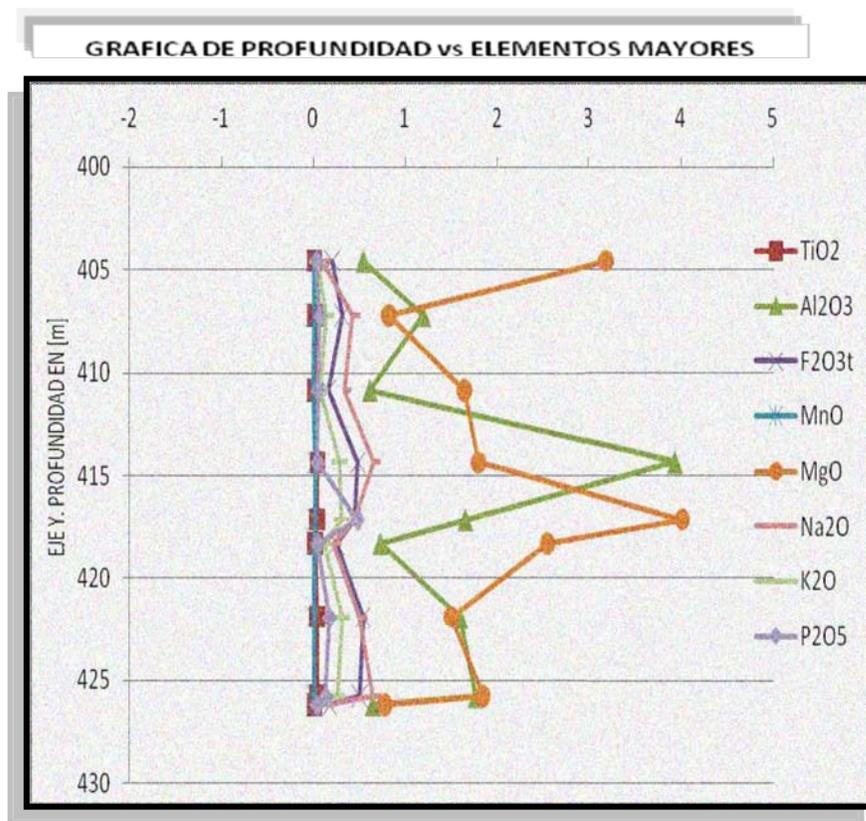
421.9	YAX219	9	960	7	7	87	< 1	64	43	9	33	13	61	<3	<5
425.77	YAX217	8	732	13	7	81	< 1	74	46	7	34	13	61	<3	<5
426.17	YAX216	4	561	9	3	73	< 1	25	15	9	14	9	16	<3	5

Nota: Los valores dados en partes por millón (ppm). El símbolo < indica los valores obtenidos por debajo del límite de detección. Profundidad (Prof.).

Para el caso de los elementos traza restantes: Zn, Cr, V, Cu, Zr y Rb, se observa un proceso de variaciones y en particular en la parte de en medio de la columna (414m; Yax 225), hay cambios notables en cuanto a las ppm que se tiene en los demás elementos. Este aumento es bastante considerable que los demás, como podemos observar a continuación.(Figuras Geoquímica II)

ELEMENTOS MAYORES(Figuras Geoq. II)





EJE X. CONTENIDO DE ELEMENTOS EN [%]

Los principales componentes de acuerdo a este estudio en base a los elementos mayores muestran una relación entre los elementos CaO, MgO y el SiO₂ en el que se muestra las variaciones de estos elementos en tanto base, cima como en la parte central de la columna.

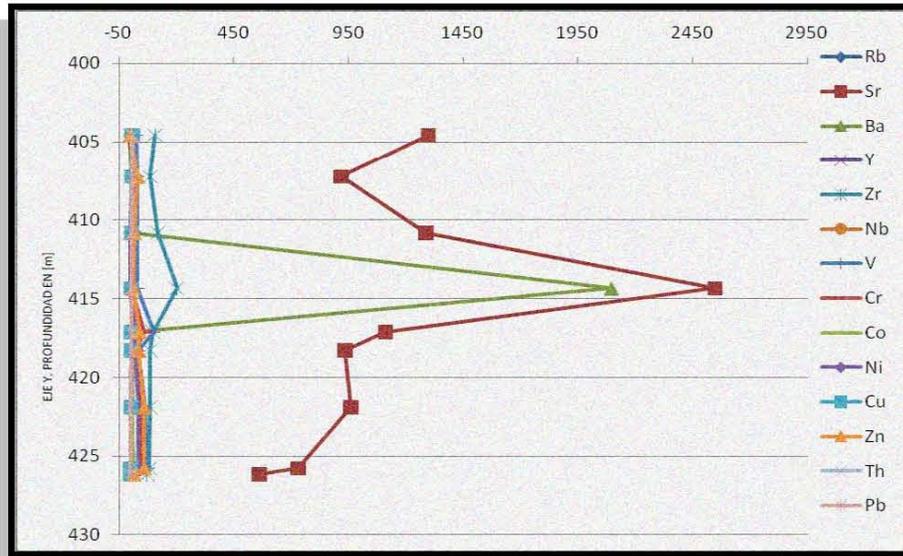
➤ Yax 231; el contenido de CaO tiene un mayor porcentaje (51.069) en relación con el SiO₂ lo que nos indica una mayor aportación de material calcáreo esto por caparazones y esqueletos de animales marinos, así como la desintegración y acumulación de algas. En cuanto al material SiO₂, se observa un bajo aporte ya que en la parte más somera el aporte de este componente es de entre 2 y 4 mg de Si/l.

- Yax 223; el contenido de CaO (42.335) se mantiene con un alto porcentaje que los otros dos componentes SiO₂ (9.124) y Mg (4.016). Para el caso del SiO₂ la presencia de material de FeO nos determina un proceso diagenético lo cual pudiera ser por sepultamiento de lagunas rocas o por la descomposición mineralógica de algunos elementos. Al entrar en contacto el magnesio desplaza al calcio presentando una mayor porosidad.
- Yax 216; La concentración del SiO₂ en la parte mas profunda de la secuencia nos indica un proceso diagenético.

En cuanto a la petrografía de estas muestras se observan considerablemente los cambios en cuanto a los procesos de dolomitización y procesos diagenéticos ya que los cambios texturales en estas nos indican diversos cambios de base a cima. El conjunto de valores de los elementos traza están influenciados por la procedencia, grado de alteración y diagénesis, grado de selección de la roca, como de factores paleoceanográficos y paleoclimáticos. También por posibles actividades hidrotermales y cambios en los aportes. Estos cambios químicos probablemente ocurren durante el transporte, algunos elementos llegan a ser concentrados en los componentes arcillosos.

ELEMENTOS TRAZA (Figuras Geoquímica I)

GRAFICA DE PROFUNDIDAD vs ELEMENTOS TRAZAS.



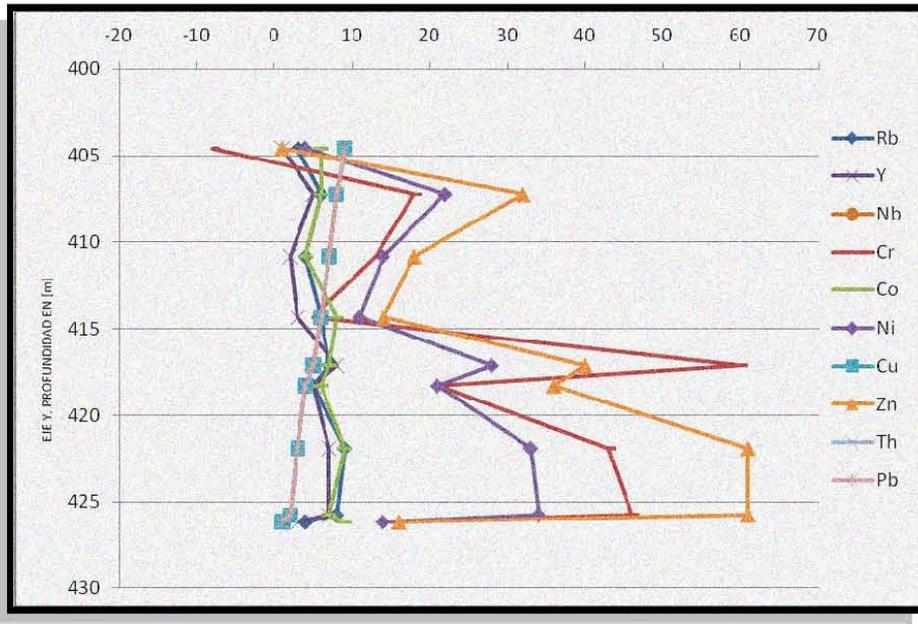
EJE X. TRAZAS EN [ppm]

GRAFICA DE PROFUNDIDAD vs ELEMENTOS TRAZAS.



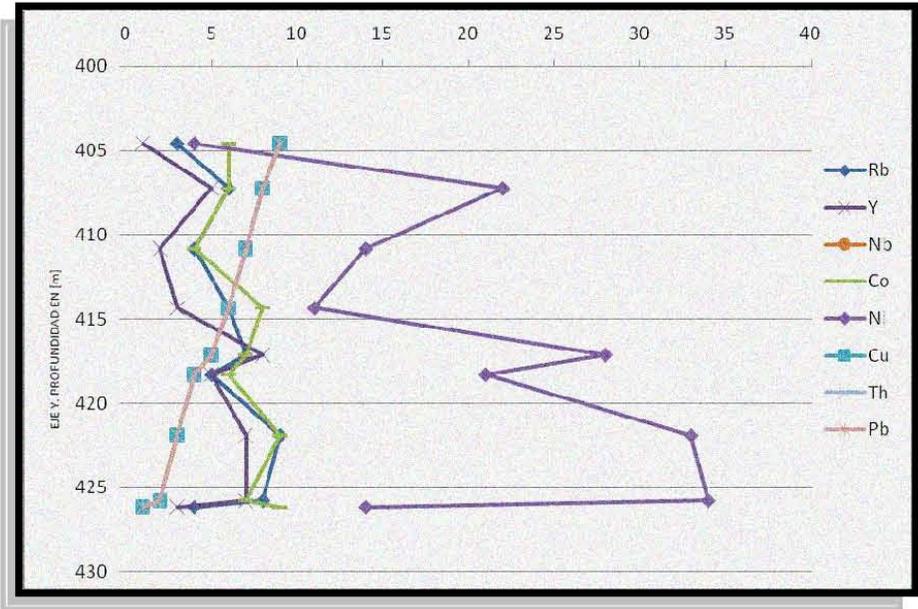
EJE X. TRAZAS EN [ppm]

GRAFICA DE PROFUNDIDAD vs ELEMENTOS TRAZAS.



EJE X. TRAZAS EN [ppm]

GRAFICA DE PROFUNDIDAD vs ELEMENTOS TRAZAS.



EJE X. TRAZAS EN [ppm]

VIII. CONCLUSIONES

El principal objetivo de este trabajo fue investigar las condiciones de sedimentación en la cuenca de Chicxulub formada por el impacto dentro de la plataforma carbonatada de Yucatán. En el estudio, se analizan las condiciones de depósito en etapas avanzadas de relleno sedimentario de la cuenca. En el presente trabajo se investigan las muestras de núcleo de la sección carbonatada en el pozo exploratorio Yaxcopoil-1 entre los ~400 y ~420 m de profundidad, dentro de la secuencia Terciaria Media.

El impacto de un asteroide ocurrido hace unos 65 Ma., en la plataforma carbonatada de Yucatán formando un cráter con un diámetro de ~200 km. El impacto afectó gran parte de la corteza de Yucatán, con profundidades de excavación del orden del 20-25 km. El cráter es de tipo complejo caracterizado por un anillo central y un levantamiento del basamento. El cráter formó una cuenca sedimentaria durante el Paleógeno y Neógeno. Como parte de la hipótesis de trabajo, se propone que los procesos de levantamiento y subsidencia de la plataforma y los cambios de nivel del mar, transgresiones y regresiones en la zona del cráter dentro de la plataforma, se esperarían condiciones más estables dentro de la cuenca, en comparación con las zonas externas. En este trabajo se estudian las condiciones de depósito dentro del cráter por medio de análisis de núcleos de perforación del pozo Chicxulub. Esto se realizó mediante la aplicación de diversas técnicas como la petrografía y otras de tipo geoquímico.

A partir del empleo de técnicas como la petrografía y la fluorescencia de rayos X, aplicada a 9 muestras de las 16, donde se tomaron las más representativas del intervalo en estudio, se lograron determinar las características litológicas y geoquímicas de las mismas.

El estudio de las microfacies indica un ambiente de estabilidad, debido a las variaciones en las texturas, todas están dentro de un ambiente somero de rampa media a externa, con posibles subsidencias locales y profundizaciones dentro de las facies.(Escobar Sánchez et al.2009; Urrutia Fucugauchi et al. 2009).

Conforme a los resultados de las descripciones petrográficas se observaron variaciones texturales en algunas láminas de la columna, donde indica condiciones de baja energía en el depósito, la presencia de calizas con bioclastos formadas posiblemente en el Mioceno.

En cuanto a los elementos mayores y traza se pudo observar como el contenido de SiO_2 es mayor hacia la base y el MgO tiene un comportamiento variado en la secuencia. En relación al SiO_2 , es posible que este comportamiento se deba a la presencia de arcillas y en cuanto al MgO posiblemente esté relacionado a los procesos de dolomitización originados por la diagénesis.

Para el caso del contenido de CaO así como el de Sr se presentan en comportamientos similares donde va aumentando hacia la cima, en lo que se puede deducir que está relacionado con procesos diagenéticos que ocasionan el remplazamiento de CaO por MgO .

Las rocas carbonatadas corresponden a una plataforma carbonatada de rampa interna en el que los cambios de un levantamiento tectónico que continuó por millones de años, hasta el periodo actual han resultado en una porción emergida y la otra bajo el mar.

BIBLIOGRAFIA

Kring, D.A., Friedrich Hörz, Lukas Zurcher, Jaime Urrutia Fucugauchi. April 2004. "Impact lithologies and their emplacement in the Chicxulub impact crater: Initial results from the Chicxulub Scientific Drilling Project, Yaxcopoil, Mexico". *Meteoritics & Planetary Science* 39, No 6; pag. 879-897.

Bintakies, E., Jochem Kück, Ronald Conze, Ulrich Harms, 19 April 2004. "Integrated deep drilling, coring, downhole logging, and data management in the Chicxulub Scientific Drilling Project (CSDP), Mexico.

Dunham, R. J. 1962. "Classification of carbonate rocks according to depositional texture". In Ham, W. E.. *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108-121.

Pierazzo, E., H. Jay Melosh. 1999. "Hydrocode modeling of Chicxulub as an oblique impact event". *Earth and Planetary Science Letters* 165, 163-176.

Arz, J.A., L. Arenillas. 2008 " Los foraminíferos planctónicos del Pozo Yaxcopoil-1 (Cráter de Chicxulub): evidencia de un impacto meteorítico pre-K/T?. Depto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza. Tomo 10

Bralower Timothy, Charles K. Paull, April 1996. "The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows". Department of Geology, University of North Carolina. Vol. 26 No 4; pag. 331-334.

Pope, K.O., 2002. Geo Eco Arc Research, 16305 St. Mary's Church Road, Aquasco, Maryland 20608, USA "Impact dust not the cause of the Cretaceous-Tertiary mass extinction" Feb. 2002.

Lugo José, Aceves-Quesada José Fernando Espinosa-Pereña Ramón, 1992. "Rasgos Geomorfológicos Mayores de la Península de Yucatán". Universidad Nacional Autónoma de México, Revista, volumen 10, número 2. Pag 143-150 Instituto de Geología

López-Ramos, E., 1973, Estudio geológico de la península de Yucatán, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, 25, 23-76.

Mackenzie G.D., P.K.H. Maguire, P. Denton, J. Morgan, M. Warner. May 2001. "Shallow seismic velocity structure of the Chicxchulub impact crater from modeling of Rg dispersion using a genetic algorithm". Department of Geology, University of Leicester, pag. 97-112.

Mihai Lefticariu, Eugene C. Perry, William C. Ward, Liliana Lefticariu. 2005. "Post-Chicxchulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico". Sedimentary Geology 183, 51-69.

Morgan, J., Buffler, R., Urrutia Fucugauchi, J., Grieve, R. 2002. Chicxulub "Drilling The K/T Impact Crater". Serie: Infraestructura Científica Y Desarrollo Tecnológico, Instituto de Geofísica. UNAM. p. 9-28.

Urrutia Fucugauchi, J., Morán Zenteno, D., Sharpton, V., Buffler, R., Smit, Jan. 2001. "The Chicxulub Scientific Drilling Project". Serie: Infraestructura Científica Y Desarrollo Tecnológico, Instituto de Geofísica. UNAM. p. 9-39.

Urrutia-Fucugauchi J., L. Marin and A. Trejo-Garcia, June 15, 1996. "UNAM Scientific drilling program of Chicxulub impact structure- Evidence for a 300 kilometer crater diameter". Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Vol. 23, No 13, pag 1565-1668.

Urrutia-Fucugauchi J., Ligia L. Pérez-Cruz. 2007. "Deep drilling into the Chicxulub Impact crater-Pemex Oil Exploration Boreholes Revisited". AGU Joint Assembly of the Americas Acapulco, Mexico

Y. Popov, R. Romushkevich, I. Bayuk, D. Korobkov, S. Mayr, H. Burkhardt, and H. Wilhelm. 2004. "Physical properties of rocks from the upper part of the Yaxcopoil-1 drill hole, Chicxulub crater" Meteoritics & Planetary Science 39 No 6, pag. 799-812.

INDICE

I. INTRODUCCION	03
I.1 Hipótesis de Trabajo	06
I.2 Objetivo Principal	07
II. PLATAFORMA CARBONATADA DE YUCATÁN	08
II.1 Localización	08
II.2 Características Geológicas	10
II.3 Geología Histórica	14
II.3.1 Cretácico Inferior	14
II.3.2 Cretácico Superior	15
II.3.3 Cenozoico	15
II.3.4 Oligoceno (O)	15
II.3.5 Mioceno (M)	16
II.3.6 Pleistoceno–Holoceno (O)	16
II.4 Tectónica Regional	18
II.5 Bloque de Yucatán	20
III. ROCAS CARBONATADAS	23
III.1 Ambientes de sedimentación carbonatada	34
IV. CRÁTERES DE IMPACTO	37
IV.1 Características de los Cráteres de Impacto	40
IV.1.1 Cráteres Simples	40
IV.1.2 Cráteres Complejos	41
V. EL CRÁTER DE CHICXULUB Y EL POZO EXPLORATORIO	43

V.1 Localización	43
V.2 Morfología del Cráter	45
V.3 Pozo Yaxcopoil-1	47
V.3.1 Perforación	48
V.3.2 Recuperación y datos Geológicos	49
V.4 Secuencia carbonatada de Yucatán	51
VI METODOLOGIA y RESULTADOS	53
VI.1 Petrografía	53
VI.2 Descripción Macroscópica de la Columna Litológica	56
VI.3 Fluorescencia de Rayos X	56
VI.3.1 Constituyentes del Espectrómetro de FRX	57
VI.3.2 Preparación de las Muestras en FRX	58
VI.3.3 Metodología de los elementos mayores (muestras fundidas).	58
VI.3.4 Metodología de los elementos mayores (muestras prensadas)	59
VII ANÁLISIS Y RESULTADOS	60
VII.1 Descripción Microscópica de la columna	60
VII.2 Análisis de Microfotografías	63
VII.3 Análisis Geoquímicas	78
VIII CONCLUSIONES	85
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87