



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**“ANÁLISIS DE MICROFACIES EN LOS POZOS UNAM-5, 6 Y 7 DE YUCATÁN;  
SECUENCIA CARBONATADA DEL PALEOCENO – EOCENO”**

**T E S I S**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**

**ALEJANDRO ORTEGA NIETO**

**TUTOR:**

**DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI**  
(INSTITUTO DE GEOFÍSICA)

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:**

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO  
(FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM)

DR. JOSÉ CARLOS ORTIZ ALEMÁN  
(INSTITUTO MEXICANO DEL PETRÓLEO)

DR. HÉCTOR VÍCTOR CABADAS BÁEZ  
(UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO)

DR. TIMOTHY LAWTON  
(CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)

**MÉXICO, D. F. FEBRERO 2015**



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.



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

### ANÁLISIS DE MICROFACIES EN LOS POZOS UNAM-5, 6 Y 7 DE YUCATÁN; SECUENCIA CARBONATADA DEL PALEOCENO - EOCENO

#### T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

**Alejandro Ortega Nieto**

DIRECTOR DE TESIS:

**Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi**

## **Agradecimientos.**

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por sus orientaciones, su apoyo, su entusiasmo en el trabajo académico y especialmente la amistad invaluable que me ha brindado en estos años.

Al Dr. J. Eduardo Aguayo Camargo, por su vocación docente ejemplar y por el tiempo y minuciosidad que dedicó a mi proyecto de tesis.

Al Dr. H. Víctor Cabadas Báez, por su dedicación, apoyo personal y estímulo académico permanentes.

Al Dr. José Carlos Ortiz Alemán, por su generoso análisis y evaluación que realizó a mi proyecto de tesis.

Al Dr. Timothy Lawton, por su análisis y evaluación que realizó a mi proyecto de tesis.

A la Dra. Elena Centeno García por sus consejos, por su pasión por las ciencias de la tierra y por su enorme capacidad para transmitir el amor por el conocimiento.

A la Dra. Teresa Pi Puig, por transmitirme en todo momento su orientación, entusiasmo y alegría ante mis inquietudes académicas.

A mi padre Florencio Ortega, por su cariño y por el apoyo de su experiencia profesional y personal en todo momento.

A mi madre Ma. Teresa Nieto, por impulsarme siempre, por su confianza sin reservas y porque nunca dejó de creer en mí.

A mis hermanos María Teresa y Jorge Fernando por su afecto, enseñanzas y cariño que sólo pueden dar los hermano mayores.

A mis tíos Leticia Nieto y Enrique Solano por su afecto, su optimismo y por su apoyo en mi desarrollo personal y profesional.

A mi tío Jorge Nieto Obregón por sus invaluable consejos y por su ejemplo profesional.

A Ana Pilar Marín, por su apoyo profesional y por alentarme en todo momento a superar los obstáculos con su disciplina personal y su enorme cariño.

A la Mtra. Elia Escobar, sus consejos y amistad que me ha brindado siempre.

A mis profesores de la licenciatura y la maestría de nuestra universidad, quienes me dieron la formación profesional para afrontar este y futuros retos.

A la Lic. Graciela Solache y a Araceli Chamán, por su invaluable disposición y apoyo a los estudiantes, que como yo, tuvimos el privilegio de ser atendidos por ellas con la mayor atención y espíritu de servicio universitarios.

A mis amigos siempre solidarios, con quienes también compartí muy gratas experiencias que contribuyeron a mi formación profesional: Pedro Alejandro L., Alberto García (Betillo), Julio Alberto Pavón, Marisol Escorza, Daniel, Gabriel Vázquez, Dimitri Herrera, Fernando Núñez, José Unda, Isabel y Damián.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica, al Instituto de Geología y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por haberme permitido cursar en sus aulas la presente maestría.

Agradezco al CONACYT por haberme otorgado la beca, sin cuyos recursos me hubiera sido imposible estudiar la Maestría en Ciencias de la Tierra.

# Índice

<b>Resumen</b> .....	1
<b>Introducción</b> .....	2
<b>Problemática, Objetivos y Justificación</b> .....	3
<b>Marco Geológico de la Península de Yucatán</b> .....	5
Localización .....	5
Fisiografía .....	5
Estratigrafía .....	6
Localización de los pozos analizados .....	13
Paleoclimatología del Cenozoico .....	13
<b>Metodos</b> .....	15
Muestreo.....	16
Análisis Petrográfico .....	16
Método Geoquímico .....	19
Preparación de la muestra para difracción de rayos X.....	21
<b>Resultados</b> .....	21
Descripciones Macroscópicas .....	21
Pozo UNAM-5 .....	21
Pozo UNAM-6 .....	27
Pozo UNAM-7 .....	34
Petrografía y Asociación de Microfacies .....	39
Petrografía Pozo UNAM-5.....	39
Petrografía Pozo UNAM-6.....	47
Petrografía Pozo UNAM-7.....	54
Técnica complementaria.....	61
Resultados por Difracción de Rayos X.....	61
<b>Discusión</b> .....	63
Significado de las asociaciones de microfacies depositacionales. ....	64
Microfacies Diagenéticas .....	72
Disolución.....	73
Disolución Selectiva.....	73
Disolución no selectiva .....	73
Disolución Parcial y recristalización .....	75
Dolomitización .....	75

Dolomitización pervasiva o penetrante .....	76
Dolomitización Selectiva .....	78
Dedolomitización .....	78
Dolomitización Mímica.....	79
Dolomitización incipiente .....	80
Arcillas .....	85
Paligorskita, Esmectita y diversas concentraciones arcillosas en los pozos UNAM.....	86
<b>Conclusiones</b> .....	101
<b>Bibliografía</b> .....	129

## Resumen

*Se presentan los resultados del estudio estratigráfico-paleoambiental de la secuencia carbonatada del Paleógeno de la plataforma de Yucatán, sureste del golfo de México. Esta investigación se realizó con muestras de núcleos de pozo del programa exploratorio Chicxulub, en los pozos Santa Elena, Peto y Tekax (UNAM-5, 6 y 7). Los objetivos principales se centran en investigar la evolución, paleoambientes y procesos sedimentarios y diagenéticos en las secuencias carbonatadas de plataforma, Y se identificaron varias capas de minerales de arcilla en la secuencia. Considerando la importancia e implicaciones potenciales para la evolución de la plataforma, se abrió una nueva línea de trabajo enfocada a estos minerales, sus relaciones con el impacto Chicxulub y los eventos climáticos y ambientales en el Paleoceno y Eoceno.*

*Mediante el análisis de núcleos y de láminas delgadas se identificaron ambientes de rampa interna, específicamente de tipo lagunar, en la zona protegida, que cambia a intermareal y a submareal en zonas de mayor energía. En el pozo UNAM-5 se hallaron evidencias de un ambiente limítrofe con la plataforma media, con condiciones anóxicas justo al inicio de los estratos arcillosos. Todos los ambientes identificados tienden a ser someros ligeramente a medida que se asciende estratigráficamente. Los procesos diagenéticos identificados son intensos y se sitúan hacia la cima de los tres pozos donde se encontraron zonas de disolución, dolomitización y brechas de colapso, probablemente debidas a la proximidad de los pozos UNAM estudiados con el anillo de cenotes, la falla de Ticul y la influencia de aguas marinas y meteóricas. Las facies kársticas y de caliche sobreyacen a las zonas arcillosas. Las zonas evaporíticas, más profundas y adyacentes a la brecha de impacto presentan una dolomitización incipiente con presencia de desdolomitización o dedolomitización. Lo anterior descarta modelos de dolomitización por enterramiento y sugiere un proceso relacionado con modelos de mezcla de aguas meteóricas con salinas.*

*El análisis de difracción de rayos X documenta cinco tipos de minerales de arcilla en cantidades dominantes (esmeclita, paligorskita, interestratificados de esmeclita/ilita, caolinita y vermiculita). Estos minerales de arcilla parecen tener una relación genética y de alteración común, ocurrida antes de su depositación, lo que se evidencia en la textura y en el contenido fósil preservado. En la secuencia carbonatada se han documentado depósitos de paligorskita y esmeclita ubicados en las mismas temporalidades (Paleoceno-Eoceno). Igualmente, la presencia de estos minerales ha sido identificada por diversos autores en áreas cercanas del Golfo de México y en otras localidades del mundo como indicadora de paleoclimas, coincidentes con el máximo térmico del límite Paleoceno/Eoceno. Los horizontes arcillosos de paligorskita e inclusive de esmeclita poseen una distribución más amplia de lo que anteriormente se creía, habiéndose encontrado estratos a profundidades de al menos 200 a 100 metros en los tres pozos. Esto parece descartar también los planteamientos sobre las arcillas de la zona estudiada que se hayan formado por procesos independientes (esmeclita por la alteración de ceniza y palygorskita por cristalización directa) y en diferentes temporalidades.*

## Introducción

En México y en otras regiones en el mundo, se han documentado extensas áreas de decenas a cientos de kilómetros cuadrados, con gruesas secuencias de decenas a cientos de metros de sedimentación carbonatada de agua marina somera, conocidas como plataformas carbonatadas (Schlager, 2005). Gran parte de las rocas sedimentarias carbonatadas se forman dentro de este ambiente de depósito marino somero. La mayor parte del carbonato de calcio que conforma a estas rocas proviene de suministros biogénicos (esqueletos de organismos autótrofos y heterótrofos) que van desde grandes fragmentos de conchas de invertebrados, como son los moluscos y otros, hasta diminutas partículas de calcita y aragonita, formadas por algas. La acumulación del sedimento dentro del ambiente carbonatado, está fuertemente determinada por factores que influyen el tipo y abundancia de los organismos que en ella viven, como son: profundidad del agua, suministro de luz, temperatura, salinidad, disponibilidad de nutrientes, aporte sedimentario terrígeno (que generalmente inhibe la producción carbonatada), régimen de energía del oleaje, corrientes oceánicas, ambiente tectónico que controla la forma y profundidad de la plataforma y las condiciones climáticas, que generalmente controlan el tipo de organismos y su evolución.

Existen diversos tipos de plataformas en el mundo, que se pueden distinguir entre sí por la morfología de su perfil, tipo de facies y la evolución de su secuencia. Los modelos actuales engloban al menos ocho grandes grupos (Flügel, 2009) como son: plataformas carbonatadas bordeadas, plataformas carbonatadas de rampa, plataformas abiertas o sin borde, plataformas aisladas, atolones, plataformas ahogadas y plataformas epicontinentales.

Debido a su morfología, la plataforma de Yucatán pertenece al grupo de las plataformas carbonatadas de rampa. Las plataformas de acuerdo con Ahr (1973) son sistemas simples de depositación de carbonatos, caracterizadas por poseer una pendiente suave ( $<1^\circ$ ) desde la línea de costa hacia la cuenca. Se pueden subdividir en dos grandes grupos: rampas homoclinales y rampas con inclinación distal (Read, 1985).

Las plataformas carbonatadas de rampa con inclinación distal, como es el caso de Yucatán, poseen características tanto de plataformas de rampa homoclinal como de plataformas bordeadas. Contienen una pendiente suave de extensas áreas con una buena transición de la facies de aguas marinas someras agitadas, a facies de sub-oleaje o submareales. En la plataforma de rampa con inclinación distal, la zona de ruptura en la pendiente se localiza a varios kilómetros en dirección del mar y alejada de los depósitos de alta energía someros (10 a 100 km). Las facies de talud con abundantes deslizamientos, contenido de brechas y areniscas alóctonas, difieren en gran medida de las facies pertenecientes a las plataformas bordeadas, ya que carecen de clastos provenientes de zonas someras, debido su gran distancia. Generalmente los clastos en estas facies provienen de la rampa profunda o inicio del talud.

## Problemática

Los estudios de la plataforma de Yucatán, en su conjunto, son escasos y la mayoría de éstos se concentran en el cráter de impacto de Chicxulub. Los primeros estudios con respecto a la plataforma fueron abordados por Sapper (1896), por Petróles Mexicanos (PEMEX) desde los años setentas del siglo XX, con López-Ramos (1973; 1983), Aguayo-Camargo (1987) y Penfield y Camargo (1981), en pozos exploratorios, por métodos geofísicos y en superficie. Gran parte de estos estudios representan los primeros esfuerzos sistemáticos en la geología de la península, algunos de ellos fueron realizados con un objetivo “práctico” relacionados con la prospección de los recursos del subsuelo (petroleros, minerales e hidrológicos). Aún se desconocía la existencia del cráter Chicxulub o no había sido reconocida la teoría del impacto meteorítico.

A partir del descubrimiento del cráter de impacto Chicxulub, se han realizado numerosos estudios relacionados con éste, como son, Penfield y Camargo (1981), Hildebrand et al. (1991; 1998), Álvarez et al. (1995), Bralower et al. (1998), Sharpton et al. (1992; 1993), Smith et al. (1992), Urrutia-Fucugauchi et al. (1996; 2004; 2008; 2011), Rebolledo-Vieyra et al. (2004; 2010), entre muchos otros, sin duda debido a la relevancia de este evento en la historia de nuestro planeta.

Sin embargo, en la actualidad los estudios relacionados tanto con el basamento panafricano, como con la cubierta Cenozoica de la plataforma carbonatada de Yucatán son escasos. En relación con las secuencias carbonatadas que sobreyacen al límite K/Pg, recientes o en superficie, hay estudios realizados por Escobar-Sánchez *et al* (2010), Aguayo-Camargo (2005), Urrutia-Fucugauchi *et al.* (2004, 2008), y por parte del Servicio Geológico Mexicano (2007). Actualmente, son poco conocidos los principales procesos bajo los cuales se formó la plataforma de Yucatán, los registros acerca de transgresiones y regresiones marinas, su evolución paleoambiental, sus procesos sedimentarios y depositacionales, el origen de sus depósitos arcillosos, así como los procesos diagenéticos ocurridos. También es poco conocido el momento en el cual emergió y basculó la plataforma hasta su actual posición, ni las causas que dieron lugar directa e indirectamente a la acumulación de la gruesa capa de sedimento carbonatado, que se supone es de aproximadamente 3 km sin alguna aparente afectación tectónica del basamento.

## Objetivo General

- Identificar los cambios paleoambientales y sus procesos de depositación del Paleoceno al Eoceno en la secuencia carbonatada hallada en los núcleos de los pozos UNAM-5, 6 y 7 de la plataforma de Yucatán.

## Objetivos Particulares

- Identificación de facies y los procesos depositacionales en la zona, por medio de análisis textural y del contenido fósil en láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico.
- Distinguir los principales factores que actuaron de manera intensiva en la evolución de las rocas carbonatadas en la zona estudiada.
- Contribuir a la explicación de los procesos diagenéticos actuantes en la formación de las rocas carbonatadas en la plataforma de Yucatán.
- Caracterizar la mineralogía de las capas de arcilla intercaladas en la secuencia carbonatada y relacionarla con los principales procesos climáticos y ambientales en la zona de estudio.

## Justificación

Nuestro país tiene una superficie continental expuesta de más de 1, 972,000 km<sup>2</sup> y cientos de islas, así como 200 millas náuticas de mar patrimonial. Las riquezas que ofrece nuestra geografía constituyen un patrimonio. El conocimiento de esta parte del planeta es aún limitado pero conocerlo mejor sin duda es compromiso de quienes nos formamos en el campo de la geología en nuestra universidad y de otras instituciones de educación superior en nuestro país.

La plataforma de Yucatán representa un 15.21 % de la superficie de nuestro país con un área de 300,000 km<sup>2</sup> aproximadamente, que bajo sus 3 km de espesor carbonatado encierra una parte importante de la historia geológica. Destacan dos aspectos de gran relevancia: 1) la ocurrencia del cráter de impacto Chicxulub que cambió la evolución de la vida y que permitió la acumulación de grandes yacimientos de petróleo en la regiones cercanas; 2) la naturaleza del basamento que guarda información relevante acerca de la apertura del Golfo de México y de su relativa estabilidad tectónica desde el Jurásico y; 3) los grandes volúmenes de depósitos carbonatados del Cretácico–Terciario (~1,500,000 km<sup>3</sup>) que guardan el registro de la sedimentación asociada a la subsidencia de la cuenca del Golfo de México.

Desde el descubrimiento del cráter Chicxulub en la década de 1980 del siglo XX, la Universidad Nacional Autónoma de México en conjunto con Petróleos Mexicanos (PEMEX) ha realizado un programa de investigación, que incluye la perforación de pozos con la finalidad de muestrear e interpretar las litologías de impacto. Actualmente, en la UNAM, se dispone de núcleos continuos de 8 pozos de profundidad variable, que en conjunto suman unos 6 kilómetros, que abarcan desde el Cretácico Superior hasta el Reciente. Estos núcleos, constituyen una fuente importante de investigación porque representan el registro de la evolución de la plataforma durante el Cenozoico hasta el Cretácico Superior. Su obtención en términos económicos representó enormes costos que solamente pudieron ser enfrentados con recursos institucionales, nacionales e internacionales. Esto significa que los núcleos constituyen una gran riqueza geológica que es necesaria

estudiar desde diversos enfoques geológicos ya que constituyen una parte de la historia de nuestro planeta incluyendo, desde luego, al cráter de impacto.

## **Marco Geológico de la Península de Yucatán**

### **Localización**

La Península de Yucatán se encuentra comprendida entre los paralelos 16° a 22° latitud Norte y 86° a 91° longitud W del meridiano de Greenwich y cubre una superficie de 300,000 km<sup>2</sup> aproximadamente (489 000 km<sup>2</sup>, aprox., medidos hasta el talud continental mediante el software Google Earth Pro, versión 7.1.2.2041, figura M de anexos).

### **Fisiografía**

El bloque de Yucatán se encuentra limitado al norte y al noreste por el talud continental, al sur por el relieve positivo del Arco de la Libertad que incluye la región del Petén en Guatemala y las Montañas Maya de Belice. Su límite oriente limita con el talud continental del Mar Caribe y al oeste con la planicie costera del Golfo de México, al suroeste por el Estado de Campeche y por el Estado de Tabasco. En su parte norte, la Península se caracteriza por una amplia planicie de pendiente suave de norte a sur con pocos metros de elevación sobre el nivel del mar, característica de rampa carbonatada con inclinación distal. Al Sur se hallan un conjunto de lomas pertenecientes a la Sierra de Ticul, cuya altura varía de 50 a 100 m y que únicamente en el área de Tekax alcanza los 150 m (figura M de anexos). Esta Sierra posee un rumbo NW-SE, con un ligero escarpe en uno de los flancos y que da origen a un terreno ligeramente ondulado en su flanco opuesto (López-Ramos, 1973). Las zonas Sur y Suroeste de la Sierra de Ticul, representan un terreno rugoso y ligeramente ondulado que colinda con el límite norte de la región del Petén y las montañas mayas al sureste dentro del territorio guatemalteco.

Los escurrimientos superficiales de la región son escasos y comprenden principalmente a los ríos Champotón, Escondido y Candelaria, ubicados al oeste de la Península de Yucatán, y otros ríos de menor caudal hacia la parte sur. Todos ellos asociados con el sistema de fallas Bacalar o Rio Hondo.

El manto freático de la región presenta una tabla del agua no mayor a los 20 m de profundidad (Perry et., al 2002), en promedio. El manto freático se asocia a la percolación tanto de agua de lluvia como de agua de mar a través de las zonas de fractura y los suelos superficiales (López-Ramos, 1973; Perry et al., 2002). La Península se caracteriza por sus numerosas zonas de cenotes que se ubican principalmente con una disposición semicircular y que sobreyacen al sistema de fallas normales de la cuenca del cráter de impacto Chicxulub (Hildebrand et al., 1991, 1995; Pope et al., 1993, 1996; Perry et al., 1995, 2002; entre otros).

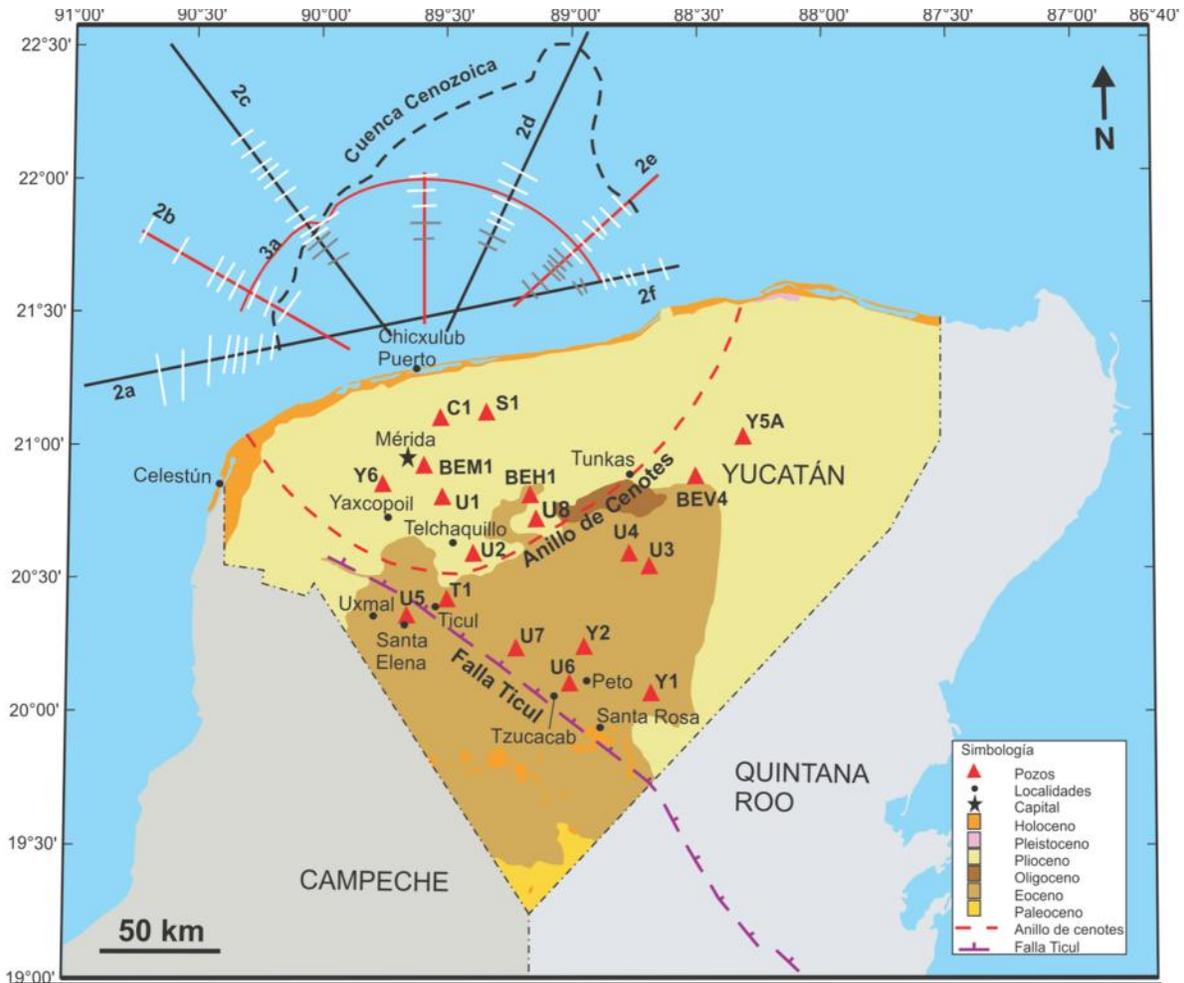


Figura 1. Mapa de Yucatán que integra la localización de cada uno de los pozos perforados, la geología superficial, la falla de Ticul y la ubicación de los estudios sísmicos realizados al norte del cráter Chicxulub.

## Estratigrafía

Existen pocos estudios estratigráficos en el área de la Península de Yucatán a causa de la escasez de afloramientos que develen las diversas sucesiones estratigráficas. Gran parte de la geología del subsuelo, cuyos trabajos se emplearon en este trabajo, han sido descritos a partir de datos de perforaciones de pozo realizadas por Petróleos Mexicanos (PEMEX), dentro del Programa de Perforación Científica Continental Internacional (ICDP), Proyecto de Perforación de Océanos Profundos (DSDP, en ambos casos por sus siglas en inglés) y en perforaciones con recuperación de núcleo continuo por parte de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La mayoría de las rocas del subsuelo de la Península se encuentran cubiertas por gruesas capas de caliche reciente (López-Ramos, 1973; Reading G. H., 2009). La secuencia de rocas calcáreas que afloran en la plataforma no presenta

deformación significativa, los estratos en general muestran una tendencia horizontal a sub-horizontal. En ocasiones es común encontrar ondulaciones en la zona de la Sierra de Ticul, todas pertenecientes al Cenozoico de acuerdo con López-Ramos (1973). Las unidades cartografiadas por el Servicio Geológico Mexicano y por Petróleos Mexicanos reportan desde el centro hacia el sur de la plataforma, la presencia de rocas del Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Cuaternario. En la parte norte y este, se hallan rocas principalmente del Plioceno y escasa presencia del Pleistoceno y Holoceno, como se observa en la Figura 1.

Los escasos rasgos tectónicos de la región de la Península de Yucatán corresponden a las fallas Ticul y Bacalar. La primera ha sido registrada como de tipo normal (López-Ramos, 1973), con una longitud expuesta de 110 km y una dirección NW-SE que separa las rocas marinas del Mioceno, expuestas en el lado sur de las del Eoceno, que afloran en el lado norte. La segunda, falla Bacalar, posee una dirección NE-SW y una longitud de 140 km, separando el Neógeno marino ubicado al Este, del Eoceno marino situado al Oeste.

Para fines descriptivos a continuación se presentan las unidades litológicas iniciando con las más antiguas a las más jóvenes, empleando la Tabla Cronoestratigráfica del 2012 de la Comisión Internacional en Estratigrafía.

### **Precámbrico–Paleozoico (Basamento)**

El basamento de la plataforma de Yucatán no aflora en México, por lo que existe un amplio debate acerca de su origen, composición y edad. Diversos estudios sugieren que el basamento de la plataforma Yucatán probablemente incluya dos o más provincias tectónicas en razón de las litologías, edades y lugares en los que éste ha sido identificado (López-Ramos, 1973; Dellmeyer, 1988; Krogh et al., 1993; Kettrup et al., 1993; Sharpton et al., 1992, 1996, entre otros).

A través de perforaciones profundas, marítimas y continentales, así como en material eyectado se han reconocido fragmentos del basamento que fueron afectados por el impacto meteorítico Chicxulub ocurrido hace 65 Ma (millones de años). Estos fragmentos llamados impactitas, consisten de rocas fundidas y brechas de tipo suevíticas o bunte, producto de la colisión del meteorito con las rocas de la plataforma, lo que produjo la eyección de este material. Las litologías identificadas dentro de estas impactitas consisten de rocas volcánicas, volcanoclásticas, metamórficas de bajo grado así como graníticas (Sharpton et al 1992, 1996; Krogh et al 1993). Los fechamientos del Precámbrico (Ediacára) y del Paleozoico (Silúrico), han sido encontrados en perforaciones marinas y en zircones de choque provenientes del cráter de impacto Chicxulub. Krogh et al. (1993 a y b) y Rebolledo-Vieyra et al. (2001) encontraron edades de  $544 \pm 5$  Ma y  $418 \pm 6$  Ma con el método de U-Pb en zircones producto del impacto meteorítico, ya sea en zircones del eyecta como en los provenientes de la brecha de impacto del pozo Yucatán 6, 5 y 7. Las edades medidas en zircones depositados en Caravaca, España y Petricio, Italia indican una edad de  $549.5 \pm 5$  Ma (Kamo et al., 2011). Parte de las litologías encontradas en la brecha de impacto de los pozos UNAM 5 y 7 corresponde a fragmentos de rocas graníticas. Otras litologías presentes son la reportadas por Sharpton et al. (1990) que corresponden a metacuarcitas y milonitas. Sharpton et

al. (1992 y 1996) sugieren otra posible composición de estas rocas, predominantemente de gneis cuarzo feldespático de grano medio a grueso.

Dentro del continente, gracias a las perforaciones realizadas por parte de Pemex, se han reconocido dos litologías basales que fueron cortadas por los pozos Yucatán 1 y 4, ubicados al centro y norte de la Península de Yucatán. El pozo Yucatán 1, cortó una riolita porfídica a los 3200 m con una edad de 410 Ma (Devoniano Inferior) por el método de Rb-Sr, con un posible evento metamórfico a los 330 Ma (Misisípico Superior). En el mismo pozo, a una profundidad de 3219 m se alcanzó un pórfido que aparentemente se encontraba alojado dentro de un esquisto de cuarzo y clorita. El pozo Yucatán 4, cortó 8 metros de una cuarcita ligeramente metamorfizada ubicada justo por debajo de lechos rojos de edad jurásica a una profundidad de 2390 m (Lopez-Ramos, 1973).

Las perforaciones realizadas en el océano por parte del (DSDP), al noroeste de la Península de Yucatán, ubicaron rocas metamórficas foliadas con una asociación variable de gneis félsico a milonitas, interestratificadas por anfibolitas que a su vez, se encontraron intrusionadas por diques post tectónicos. Las edades registradas por medio de argón-argón ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) en las hornblendas de las anfibolitas datan de  $500 \pm 8$  Ma pertenecientes a inicios del Paleozoico o del Periodo Cámbrico, indicando un metamorfismo ubicado en los inicios del Paleozoico. Las edades obtenidas en las biotitas del gneis datan de los 350 Ma aproximadamente, las cuales se sitúan a finales del Paleozoico o de la Época Mississípico (Dallmeyer, 1988). Por otra parte, las edades obtenidas mediante radio de isótopos de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) y de Neodimio ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) en la roca fundida por el impacto, de tipo andesítica, en fragmentos de la brecha de impacto y esferulitas pertenecientes al material de "ejecta" arrojaron edades pertenecientes al Paleozoico medio (Kettrup et al., 2003).

En el extremo sureste de la Sierra de Soconusco, aflora una secuencia sedimentaria de finales del Paleozoico en el área de Chicomuselo (Hernández-García, 1973) y que se extiende hacia Guatemala. El estrato en la base de la secuencia comprende a la Formación Santa Rosa y consiste de una secuencia de pizarras con intercalaciones de metacuarcitas. El miembro superior está formado por pizarras, areniscas y algunas capas de caliza fosilífera. Esta Formación aparentemente presenta algo de metamorfismo y se le asignado una edad de la Época Misisípico–Pensilvánico, basado en registros fósiles (Hernández-García, 1973).

Al sur, de la Península, en el Estado de Chiapas, en los Altos Cuchumatanes y Sierra de Chuacús en Guatemala, aflora una secuencia de rocas metamórficas de tipo metasedimentario y metaígneo denominada como grupo Chuacús. Este grupo consta de varios miembros, a la unidad inferior compuesta por granitos, gneises y migmatitas conocido como formación San Agustín. La formación anterior subyace a un miembro de gneises de hornblenda y mármoles nombrado como San Lorenzo. En la parte superior descansa la Formación Jones compuesta de filita y esquistos de mica (Roper, 1978).

Aparentemente, la parte norte del basamento pudiera correlacionarse hacia el sur con las unidades de los grupos Chacus y Chicomuselo (Paleozoico) que afloran en Guatemala y Belice (Ortega, durante una conversación personal, 2011), aunque esto sigue siendo materia de debate. Vera-Sánchez (2000), estableció una

correlación geoquímica, estratigráfica y geocronológica de los fragmentos de brecha del basamento encontrados en los pozos con las montañas Mayas y los batolitos graníticos del Norte del Golfo. Esta correlación se estableció con los fragmentos de rocas graníticas recuperados de los pozos UNAM 5 y 7 mismos que aportaron los zircones fechados por Krogh et al. (1993). Vera-Sánchez (2000), sugiere que el basamento de Yucatán pudiese estar representado por un orógeno de tipo colisional de origen Panafricano (Neoproterozoico) que involucró a Belice, Yucatán, Alabama, Georgia y una parte de África.

## **Mesozoico**

### **Triásico (?) - Jurásico**

#### **Formación Todos Santos**

Esta formación está constituida por una secuencia de lechos rojos de afinidad continental, aflora en los estados de Chiapas y Oaxaca dentro de la República Mexicana, así como en Guatemala y Belice. Sapper (1896), definió a esta unidad como estratos de conglomerados rojos, areniscas y lutitas arcillosas (Tomado de Vera-Sánchez, 2000). El contenido de los conglomerados varía de acuerdo al ambiente, pero consiste de material metamórfico, granitos y calizas paleozoicas. En los pozos Yucatán 1, 2 y 4, a una profundidad de 3140, 3298 y 2349 m respectivamente, se localizó una secuencia de lechos rojos continentales de areniscas de grano fino a muy fino así como de limolitas. En el pozo 1 se halla una secuencia de gravas de cuarzo y fragmentos gruesos de arena cuarzosa intercalados con bentonita y caliza dolomítica. Debido a la existencia de horizontes carbonatados, se cree que la unidad no es exclusivamente continental y representa episodios de transgresión marina (López- Ramos, 1979). Diversos autores, como menciona López-Ramos (1973 y 1983), han asignado a esta formación, intervalos estratigráficos que abarcan desde el Triásico hasta el Jurásico.

#### **Jurásico Superior**

Está representada por grandes cuerpos evaporíticos, calizas y dolomías de Edad Caloviano que afectan a una secuencia del Jurásico Superior, la cual presenta areniscas formadas en ambiente de dunas costeras y de playa, así como calizas oolíticas, depositadas como bancos en plataforma somera durante el Oxfordiano (Formación Ekbalam), Kimmeridgiano (Formación Akimpech) y Tithoniano (Formación Edzná), depositadas en un ambiente transgresivo de los mares jurásicos.

## **Cretácico**

PEMEX localizó sedimentos cretácicos compuestos principalmente por anhidritas, calizas y dolomías así como intercalaciones de bentonitas y materiales piroclásticos. Especialmente hacia la base se ubican las evaporitas Yucatán (López-Ramos, 1979). Esto sugiere que durante el Cretácico Inferior hasta inicios del Cretácico superior, prevalecieron en la región condiciones someras que propiciaron el depósito de potentes cuerpos evaporíticos, las cuales jugaron un papel muy importante en la tectónica del país (Meneses *et al.*, 1980).

Para el Cretácico Superior y la mayor parte del Cenozoico, se cree que la Península de Yucatán y la plataforma marina formaron un banco calcáreo que se extendió hasta los estados de Chiapas y el sur de Veracruz (Morán Zenteno, Wilson *et al.* 1994).

### **Límite Cretácico – Paleógeno (Brecha de impacto)**

Se trata de un paquete de brechas dividida en dos cuerpos, la brecha inferior constituida principalmente por fragmentos de caliza, yeso y anhidrita, y la brecha superior constituida por fragmentos de basamento cristalino y de caliza, en menor cantidad (Vázquez, 2000; Vera, 2000; Escobar, 2002). Ésta brecha fue generada por el impacto de un meteorito, formando el cráter Chicxulub en la porción noroeste de la Península de Yucatán. La brecha puede reconocerse en toda Península, aunque en algunas zonas, como en la Sonda de Campeche, se ha considerado que se originó por efectos combinados, tanto del impacto meteorítico, como por la sismicidad asociada que sacudió el frente de la plataforma desprendiendo bloques de caliza, así como por oleaje gigantesco o tsunamis (Grajales *et al.*, 2000).

## **Cenozoico**

### **Paleoceno – Eoceno inferior (indiferenciado)**

#### **Formación Icaiché**

Álvarez (1969), describió calizas compactas, micro a macro cristalinas, de color amarillo a blanco, generalmente dolomitizadas, a veces silicificadas o recristalizadas, con ausencia de fósiles determinables con exactitud, pero de origen marino. En el pozo Corinto No.1 se localizó una fauna típica del Eoceno medio a los 500 m sin llegar a la base (López-Ramos, 1973). Las rocas son de ambiente marino, con facies bentónica de mares someros. La edad que se le asigna corresponde al Paleoceno-Eoceno Inferior y se le ha denominado como Formación Icaiché (Sapper, 1896).

#### **Eoceno inferior y medio**

Calizas microcristalinas, en parte pulvurentas o travertinizadas, de color blanco a gris crema, a veces manchadas de color café por óxidos de hierro; no se

aprecia estratificación. La fauna correspondiente es: *Dictyoconus sp.*, *Amphistegina sp.*, *Lituonell sp.*, *Epistomella sp.* y *Quinqueloculina* (López-Ramos, 1983).

## **Eoceno medio – superior**

### **Formación Chichen Itzá**

La formación consiste de calizas fosilíferas, con ligeras variaciones fosilíferas que han sido subdivididas en tres miembros:

1° Miembro Xbacal: Calizas amarillas e impuras a veces blancas o grises con microfauna representada por *Operculinoides catenula*, *Dyscocycina*, *cristenesis*, *Borelis floridanus*, *Helicostegindimorpha*, con abundantes *miliolidae*.

2° Miembro Pisté: Calizas blancas e amarillentas a menudo masivas, posee microfauna característica del Eoceno medio con algas calcáreas, foraminíferos planctónicos de la familia de las *valvulinidae* (*orbitolinidae*): *Coskolina floridana*, y abundantes *miliolidae* (*Quinqueloculina sp.*, *Triloculina sp.* y *Pyrgo sp.*) (López, 1975). Estas calizas cubren al miembro anterior, probablemente concordante con el miembro anterior al sur de Champotón (Álvarez, 1969)

3° Miembro Chumbec: Calizas masivas blancas, muy cristalinas con aspecto a mármoles sacaroides y en ocasiones metamorfizadas que descansa concordantemente con el miembro Pisté. La microfauna encontrada en este miembro consiste de *Operculinoides Willcoxi* (*Heilprin*), *Lepidocyclina* (*Pliolepidina*) *Pustulosa Douville*, *Amphistegina sp.* Cf. *A. Lopeztrigo* Palmer: *Miliolidae*.

Son las rocas más abundantes en la Península de Yucatán y cubren de manera concordante a las rocas de la Formación Icaiché (López-Ramos, 1973).

## **Eoceno superior**

Calizas blancas masivas, sacaroides con la siguiente microfauna del Eoceno superior: *Operculina Willcoxi* (*Heilprin*), *Lepidocyclina* (*Pliolepidina*), *Postuliosa Douville*, *Amphistegina cf. A. Parvula* (*Cushman*), así como abundantes miliólidos (López-Ramos, 1973).

## **Oligoceno**

El Oligoceno aflora principalmente en la región central y sur de Yucatán, consiste de:

### **Oligoceno inferior**

Calcarenita pulvurienta, quebradiza, blanca y rosada con caliche, su contenido faunístico principal son las *Eulepidina sp.*, *Nummulitides sp.* y *Biloculina sp.*

## Oligoceno superior

Caliza y calcarenita pulvurenta, coquinoide con abundantes fósiles de tipo moluscos, briozoarios, algas, miliólidos, *Lepidocyclina sp.* *Miogypsina sp.* *Heterostegina sp.*, y *Camerina* en colores crema y blanco que subyace a una caliza superficial alterada.

## Mioceno

La Formación Bacalar representa al Mioceno superior (Butterlin, 1958) y corresponde de calizas cretosas de color blanco, que pasan a margas blancas en los niveles inferiores en donde también es posible localizar finas capas de yeso. La fauna comprende a la *Peneroplidae Peneroplis Proteus D'Orbigny*, *Archaisangulatus (Fitchel y Moll, Archais compresus D'Orbigny)*, *Sorites sp. o Marginotópota sp.* *Gypsina pilaris Brady*. También se encuentran hexacoralarios y abundantes moluscos así como la *Amphistegina sp.*

Se han documentado rocas formadas por restos de macrofósiles que conforman coquinas compactas con espesores variables de 80 cm a varios metros y que presentan una coloración amarilla. En otros afloramientos, se encuentran calizas masivas con abundantes moluscos, *Mandréporas y Peneroplidae*. Varios de los horizontes de calizas se encuentran intercalados con margas de tonalidades amarillentas, así como pequeños lentes de areniscas.

## Mioceno- Plioceno

Caliza blanca recristalizada y caliza coquinoide pulvurenta con restos de bivalvos, en ocasiones se presenta de tipo conglomerática sin estratificación definida y estructuralmente horizontal. La microfauna encontrada consiste de *Archaias sp.* *Amphistegina sp.* *Peneroplis proteus d'Orbigny*, presentándose además: *Sorites sp.* *Peneroplis sp.* *Cycloloculina* y ostrácodos, conteniendo, a su vez, algas.

Al sur de la península se localizaron zonas fosilíferas del Mioceno que fueron nombradas como Río Dulce (Bacalar), que para el Mioceno inferior está conformada por calizas gris blanco, coquinoideas con moluscos del tipo *Venus sp.* *Turritella sp.* *Arca* y *Vermes sp.*, así como por briozoarios.

## Pleistoceno – Holoceno

Forma en su mayoría a la cubierta superficial de la Península de Yucatán y consta de caliche, calizas alteradas, calcarenitas, calcilutitas y zonas pantanosas que bordean esta Península y que terminan en playas. Existen calizas coquiníferas, masivas con gran contenido de moluscos del género *Chalmys Arca*, *Cardium* y *Terebra*.

## Localización de los pozos

Como resultado del programa perforación de pozos realizados por la UNAM en 1994 y 1996, fueron perforados ocho pozos con recuperación de núcleo continuo, de los cuales tres cortan el límite Cretácico/ Paleógeno (K/Pg): el UNAM-5 (Santa Elena), UNAM-6 (Peto) y el UNAM-7 (Tekax). Se muestreó así el registro continuo carbonatado del Cenozoico y las brechas de impacto del límite K/Pg (Urrutia Fucugauchi *et al.*, 1996). En el pozo Santa Elena el contacto brechas-carbonatos está a una profundidad de 332 m aproximadamente.

Estos tres de pozos, fueron perforados al sur y suroeste del estado de Yucatán (figura 1), adyacentes a la Sierra de Ticúl. El pozo UNAM-5 se encuentra ubicado en las coordenadas 89.66° W, 20.34° N a 2.5 km al noroeste del poblado de Santa Elena, la perforación total de este pozo llegó a una profundidad de 502.6 m, con una recuperación continua de núcleo de 459.15 m obteniendo una recuperación de roca de 91%; el pozo UNAM-6 se encuentra ubicado a 13.66 km al suroeste del poblado de Peto, la profundidad máxima de perforación fue de 700 m, con una recuperación de núcleo continuo de 620 m equivalente a un 89% de recuperación total; el Pozo UNAM-7 se encuentra aproximadamente a 3.4 km al este del poblado Tekax, la profundidad máxima a la que penetró fue de 702.4 m, con una recuperación de 651.1 m de núcleo continuo, lo que representa un 99% de recuperación total.

## Paleoclimatología del Cenozoico

Después del suceso catastrófico ocurrido en el límite Cretácico / Paleógeno se tuvieron eventos climáticos importantes a nivel global, con el inicio de la era Cenozoica. Para caracterizar los escenarios se tomó como base a Wright J. (2009). Existen numerosas evidencias en diversas partes del mundo de que durante los primeros 15 Ma (millones de años) del Paleógeno, el clima era mucho más cálido que hoy en día. Se han encontrado fósiles de climas cálidos como reptiles (aligátors) y otros tipos de fauna y flora en general en zonas cercanas a los polos. También se hallaron huellas de tilitas por glaciares y evidencia geoquímica de isótopos de oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en foraminíferos planctónicos, bentónicos, capas de hielo y detritos que flotaban en los icebergs. Se cree que durante este periodo, la tierra estaba pasando por un episodio de calentamiento debido al efecto invernadero ocasionada por el transporte y calentamiento oceánico, época durante la cual la Tierra se encontraba carente de casquetes polares.

Estudios de paleotermometría que relacionan variaciones significativas en las mediciones de isótopos de oxígeno ( $^{18}\text{O}$ ), encontradas en el agua preservada dentro del continente (generalmente en hielo), en contraste con las mediciones de  $^{18}\text{O}$  dentro de calcita proveniente de las testas de foraminíferos, corales y moluscos, sugieren que los primeros 7 Ma del Paleoceno (65 a 58 Ma., aproximadamente) el clima fue relativamente constante. La temperatura obtenida en foraminíferos bentónicos de aguas profundas para la primera mitad del Paleoceno fue de aproximadamente 10°C. Este valor comenzó a incrementarse después de los 58 Ma en 4°C, llegando a un máximo de temperatura de 14°C a los

52 Ma., aproximadamente. Después de este valor de calentamiento máximo comenzó un decremento en la temperatura media del fondo oceánico disminuyendo a 7 °C para el final del Eoceno (52 al 34 Ma). En cambio, los valores pertenecientes a organismos de aguas someras tropicales registraron periodos de temperatura que variaban entre los 22 y 24 °C para inicios del Paleoceno y que se fueron elevando a 27 °C en el Eoceno temprano a los 52 al 53 Ma, aproximadamente. Estas temperaturas registraron en el fin del Eoceno, a los 33.9 Ma, una descenso en las temperaturas superficiales llegando hasta los 21 °C y marcando el fin de esta época con el enfriamiento del trópico.

Muchos fenómenos han sido atribuidos a estos cambios globales de las temperaturas durante la primera parte del Cenozoico que aparentemente iniciaron con un calentamiento y un subsecuente enfriamiento entre los 65 y 34 Ma que ocasionaron, principalmente, un efecto invernadero. Como ejemplo de estos fenómenos podemos citar, al intervalo de calentamiento sucedido entre los 58 y los 52 Ma. que coincide con la liberación de grandes cantidades de CO<sub>2</sub> a la atmósfera producto de procesos tectónicos que reorganizaron la distribución del sistema hidrotermal en las dorsales oceánicas y posiblemente de la erupción de los basaltos Thulean en el noreste del Océano Atlántico, misma que extruyó material en alrededor de 1.8 x10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>. Cada mecanismo produjo diferentes respuestas en el clima. Esto se reflejó directamente en el transporte de calor oceánico, ya que a medida que sucede un incremento de calor hacia los polos, se enfrían los trópicos y se calientan los polos. En cambio, si el transporte de calor hacia los polos decrece, los trópicos se van a calentar y los polos a enfriar. Se afirma que los procesos tectónicos aceleraron la desgasificación del manto, lo que incrementó los niveles atmosféricos de CO<sub>2</sub>. Otras teorías sugieren que grandes yacimientos de hidratos de metano ubicados al este del margen continental del Norteamérica, que actualmente se encuentran congelados dentro del sedimento, pudieron haber sido liberados como gas (CH<sub>4</sub>) al menos una vez, en grandes cantidades y varias veces, en menores cantidades, desde el Paleoceno al Eoceno temprano, provocando una gran acumulación de gases invernadero en la atmósfera entre los 58 y 52 Ma.

El límite Paleoceno-Eoceno ocurrido hace 55.8 ± 0.2 Ma aproximadamente, representa uno de los muchos eventos de extinción faunística a nivel global con la desaparición de cerca del 50% de especies marinas como terrestres. Este límite ha sido caracterizado por diversos autores como un aumento marcado en las temperaturas globales y como consecuencia en las condiciones ambientales que prevalecieron en ese entonces.

El máximo de temperatura fue seguido por un mínimo ocurrido al final del Eoceno e inicios del Oligoceno. De manera análoga, evidencias encontradas en tilitas de glaciares en la Antártida y en sedimentos transportados y redepositados por icebergs, marcan el inicio de grandes capas de hielo en el Eoceno tardío e inicios del Oligoceno, que variaron en tamaño durante el Oligoceno al Mioceno y que subsisten hasta la fecha. Los valores de isotopos de oxígeno dieciocho encontrados en los foraminíferos bentónicos sugieren que la temperatura fue incrementándose hasta llegar a un máximo de aproximadamente 28 °C durante el intervalo glacial del Pleistoceno.

Lo anterior explica un incremento en el nivel medio del mar causado por escasez de hielo en los polos durante el Paleoceno al Eoceno temprano que se

reflejó directamente en la paleogeografía costera a nivel mundial. Explica también un posterior decremento en el nivel medio del mar, ocasionado por el enfriamiento de la tierra y la recuperación de los casquetes polares.

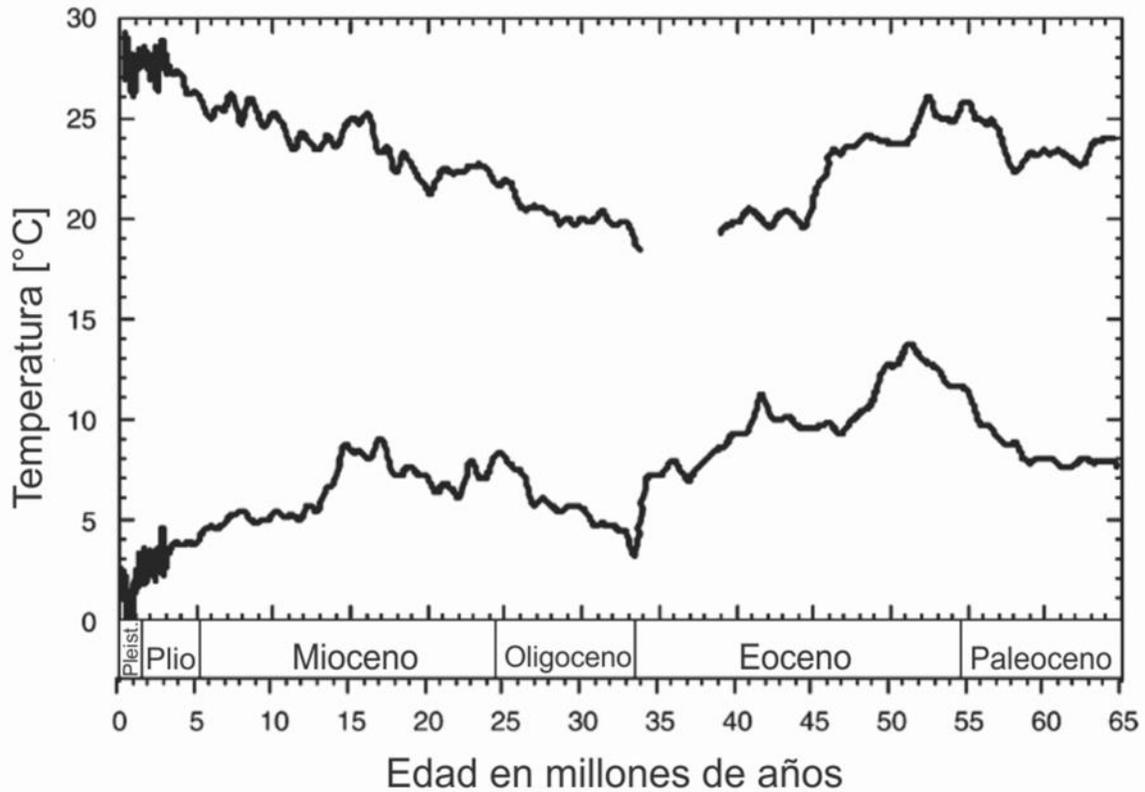


Figura 2. Temperaturas estimadas en foraminíferos plantónicos (gráfica superior) y foraminíferos bentónicos (gráfica inferior) por el método de isótopos de Oxígeno dieciocho para todo el Cenozoico (Wright J. D. Tomado de Gornitz, 2008)

## Métodos

En este capítulo se describen las técnicas utilizadas, de éstas se tienen las petrográficas (por medio del microscopio petrográfico), y complementariamente la técnica cristalográfica (mediante el uso de la difracción de rayos X). Con la aplicación de estas técnicas se tiene el propósito de determinar variaciones, tanto verticales como laterales, a lo largo de las secuencias con el objetivo de documentar los cambios mineralógicos, texturales, depositacionales y diversas características en las secuencias carbonatadas de estudio.

## **Muestreo**

### **Análisis Petrográfico**

Este tipo de análisis es de gran importancia para llevar a cabo una buena clasificación de las rocas muestreadas. Cada análisis petrográfico se encuentra acompañado de una descripción e interpretación petrológica que pueda relatar su origen, el transporte, procesos diagenéticos, contenido fósil y el tipo de ambiente en el que se depositó, entre otros. Se cortaron y prepararon 52 láminas delgadas, 22 láminas delgadas del pozo UNAM-5, 16 láminas del pozo UNAM-6 y 14 del pozo UNAM-7 respectivamente. Teniendo en cuenta una diferencia litológica, en estructuras sedimentarias, contenido fósil y cambios de coloración de las secuencias estudiadas.

### **Preparación de láminas delgadas**

Las secciones delgadas fueron preparadas en el taller de Micromorfología y Laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Los métodos empleados en la elaboración de secciones delgadas, dependen de la consolidación de la roca a tratar, ya que las muestras con poca compactación son muy deleznales por lo que requiere de una preparación especial.

Para el caso de muestras poco consolidadas como arcillas, suelos o cenizas volcánicas, a la muestra se le da primero un baño de resina tipo cristal, compuesta de monómero de estireno en una mezcla a razón de 100 ml de resina cristal con 60 ml de monómero de estireno (para reducir la viscosidad), agregándole 10 gotas de catalizador para endurecer la muestra y poderla convertir en plástico, pasando por tres etapas (líquido, gel y sólido). En este caso, se empleó este tratamiento para las muestras que contenían mucho carbonato con arcilla, lo cual las hacía muy poco consolidadas.

En la primera etapa del proceso, se introduce la muestra a un recipiente y se vierte la mezcla comenzando así la etapa inicial de polimerización en la que la resina inicia una reacción exotérmica. Se mete la resina en una cámara de vacío por un tiempo de aproximadamente 5 horas con el objetivo de que la resina se penetre en todos los espacios vacíos de la muestra (porosidades internas), sacando todo el aire y las burbujas, favoreciendo la captura de su estructura. Posteriormente, la muestra se deja secar a temperatura ambiente en un sitio cerrado durante 5 días, finalizando la etapa de polimerización.

Después de 5 días se continúa con el proceso de secado al sol durante 3 días más para que la resina se endurezca hasta llegar a su forma rígida característica de un plástico. La muestra es introducida en un horno a 60°C durante 24 horas para asegurar que el proceso de fijación resina-muestra esté completo.

En una segunda etapa, las muestras se cortan con una máquina que consta de un disco con recubrimiento de polvo de diamante y de una bomba de agua. Las muestras se cortan hasta obtener fragmentos aproximados al tamaño del portaobjetos (7 X 4 cm y de 7 X 2.5 cm) con un grosor aproximado de 0.5 cm.

A cada fragmento se le pule una de las caras, la cual va a ir pegada al porta objetos, con una pulidora de tipo METASERV 2000 de velocidad variable utilizando abrasivos de diversos tamaños, iniciando con el abrasivo del número 80  $\mu$  que es uno de los más gruesos, posteriormente se cambia a uno de 120, 240, 360, 600  $\mu$  y finalmente por el del número 1000 que representa al polvo más fino para que la superficie de la lámina quede totalmente liza y sin irregularidades.

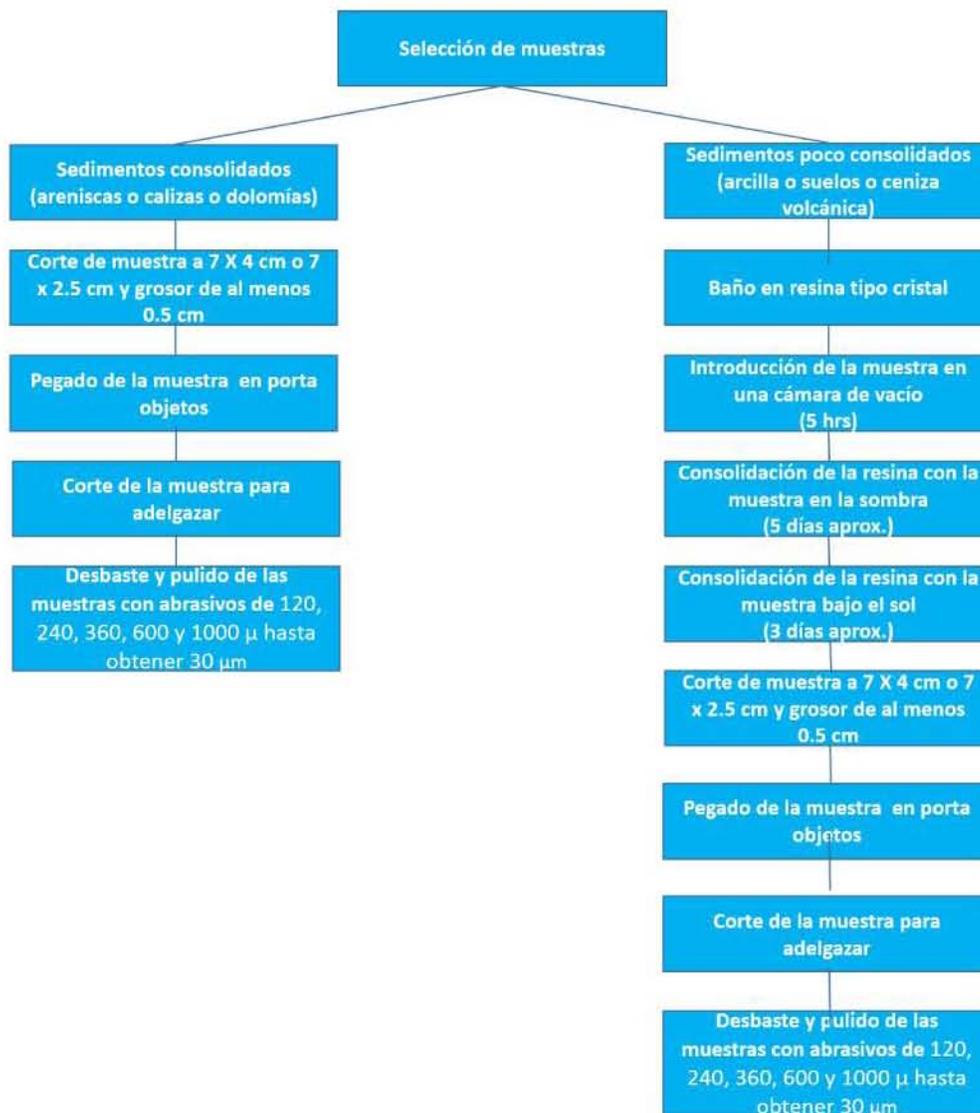
En la tercera etapa, una vez que la muestra ha sido pulida, se pega a un portaobjetos y se adhiere con la misma resina que se utilizó, pero con una mezcla a razón de 10 mililitros de monómero de estireno con 20 gotas de catalizador, para reducir el tiempo de reacción a tan solo 7 minutos y se deja reposar a una temperatura ambiente durante 12 horas.

Cuando el pegamento se ha adherido totalmente a la muestra, se coloca en un sistema de cortado especial para láminas delgadas, (marca Buehler Petrothin) que se encarga de cortar la muestra a 3 mm. Posteriormente se desbasta en la misma máquina por medio de un micrómetro que controla el espesor deseado, hasta un grosor de 80 micras.

En la cuarta etapa, cuando la muestra ha sido rebajada hasta las 80 micras, se prosigue a pulir la muestra de manera manual, iniciando con el abrasivo de 600  $\mu$ , lubricándolo con un aceite para impedir que cualquier contenido de materia orgánica dentro de la muestra reaccione con el agua.

A partir de este momento comienza el proceso de mayor cuidado en la preparación de cada sección delgada, ya que constantemente debe de revisarse en el microscopio para controlar el grado de transparencia de los constituyentes, adelgazando la muestra hasta aproximadamente 50 micras. Para darle un perfecto pulido se cambia al abrasivo del número 1000 y se sigue puliendo hasta llegar a aproximadamente 30 o 40 micras. Por último, cuando ya se tiene la transparencia adecuada, característica de las 30 micras, la muestra se pule con un paño tipo BUEHER, polvo de alúmina y diésel para darle el brillo y la estética adecuada.

# Proceso de preparación de láminas delgadas



## **Análisis de láminas delgadas en microscopio petrográfico**

Existen dos propiedades fundamentales que son de utilidad en la descripción de láminas delgadas en rocas sedimentarias: 1) las propiedades granulométricas y las morfométricas, (por ejemplo el tamaño que proporciona una guía para determinar los niveles de energía en los ambientes de depósito) y 2) la fábrica de la roca, que es la relación entre los granos y la matriz, aunque la propiedad más importante es la composición de los clastos (Tucker y Wright, 1990).

En el caso de las rocas carbonatadas, una de las clasificaciones más útiles son las de Folk (1962) y la de Dunham (1962) que están basadas en las texturas de depósito, tomando como componente principal la matriz, si está soportada por lodo, por granos o por cemento. Otra clasificación en la que también se apoya este trabajo es la clasificación de Embry & Klovan (1971), quien modificó el esquema de Dunham.

Para el estudio petrográfico las muestras fueron analizadas con un microscopio petrográfico Olympus con objetivos de 5x, 10x, 20x y 40x. Y se consideraron los criterios establecidos para la clasificación de rocas carbonatadas de Dunham (1962).

## **Método cristalográfico**

En la presente sección se describe el muestreo y los métodos usados en el estudio cristalográfico con difracción de rayos X (DRX). Con la aplicación de esta técnica se tiene el propósito de determinar las variaciones verticales a lo largo de la columna, para complementar la petrografía de carbonatos vista anteriormente con el objetivo de observar los cambios paleoambientales presentes en la secuencia carbonatada sobreyacente a la brecha de impacto del cráter Chicxulub, pozo UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7.

## **Difracción de rayos X**

Esta técnica de análisis cristalográfico nos permite conocer la composición mineralógica del material. Los minerales arcillosos en sedimentos y rocas marinas son indicadores paleoclimáticos de las áreas continentales de donde preceden los sedimentos (Parrish, 1998). El principio que sigue la difracción de los rayos X está basado en la ley de Bragg, en la cual un rayo alcanza la superficie de un cristal a un ángulo  $\theta$  y una porción es dispersada por la capa de los átomos de la superficie. La porción no dispersada penetra en la segunda capa de átomos donde otra vez una fracción es dispersada y la que se queda pasa a la tercera capa. El efecto acumulativo de esta dispersión desde los centros regularmente espaciados del cristal es la difracción del haz, que es característica de cada especie mineral.

Con base en las descripciones en muestra de mano (cambios de coloración en tonalidades más oscuras y compuestos de material fino, en algunos casos deleznable) y con ayuda de la petrografía (mayor contenido de partículas del

tamaño de las arcillas), fueron seleccionadas dieciocho muestras con mayor contenido arcilloso y representativas de todo el intervalo de interés (Cuadro1). Los difractogramas se obtuvieron en un Difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con filtro de Ni, tubo de cobre y monocromador.

En roca total se analizó utilizando un portamuestras de aluminio en el intervalo angular  $2\theta$  de 4° a 70° y velocidades de 2°/minuto. Para la fracción arcilla (< 2 micras); se utilizó un agregado orientado por muestra y se analizó sin tratamiento de 4 a 70° (2theta), un segundo agregado se trató con etilenglicol a 70°C durante 24h y se midió de 4 a 30° (2theta) y por último, se calentó un tercer agregado de cada muestra a 550°C durante 1h y se midió de 4 a 20° (2theta).

<b>UNAM 5</b>		
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>
<b>UNAM 5</b>	Carbonato deleznable y arcilla roja	35
<b>SE-20F</b>	Dolomita con micrita	121.72
<b>SE-14</b>	Dolomita con micrita	190.13
<b>SE-12F</b>	Arcilla verde	240.5
<b>SE-8</b>	Micrita	294.11
<b>U5-0</b>	Brecha con arcilla verde poco consolidada (Brecha de impacto)	334.55

<b>UNAM 6</b>		
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>
<b>U6-10F</b>	Caliza dolomitizada	77.8
<b>U6-9F</b>	Dolomita y arcilla	97.6
<b>U6-5F</b>	Micrita y dolomita	196.5
<b>U6-3aF</b>	Micrita y dolomita	223.5
<b>UNAM 6</b>	Arcilla verde	254

<b>UNAM 7</b>		
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>
<b>U7-14</b>	Micrita y dolomita	15.7
<b>UNAM 7<sub>50.2</sub></b>	Material arcilloso	50.2
<b>U7-12A</b>	Dolomita y arcilla	66.2
<b>UNAM 7<sub>67.2</sub></b>	Material arcilloso	67.25
<b>U7-8</b>	Dolomita-dedolomita-arcilla	118.2
<b>UNAM 7</b>	Arcilla verde	210
<b>U7-0</b>	Brecha con arcilla verde poco consolidada (Brecha de impacto)	226.3

Cuadro 1. Muestras seleccionadas por medio de petrografía en los tres pozos UNAM para análisis de Difracción de Rayos X (DRX).

## **Preparación de muestras para difracción de rayos X**

El material se pulveriza hasta obtener un tamaño de grano fino homogéneo. De esta forma, el enorme número de pequeños cristales está orientado en todas las direcciones posibles. Cuando un haz de rayos X atraviesa el material, se puede esperar que un número significativo de partículas este orientado, de tal manera que cumpla la ley de Bragg, para la reflexión en todos los espaciados interplanares posibles.

Las muestras fueron colocadas en tubos capilares de paredes finas de vidrio o de celofán y estos se introducen en el haz. Alternativamente, se puede mezclar la muestra con un soporte adecuado no cristalino y moldearlo dándole una forma adecuada (Willard *et al.*, 1991). Los análisis fueron realizados en el Instituto de Geología de la UNAM, en el Laboratorio de Difracción de Rayos X.

## **Resultados**

### **Descripciones Macroscópicas**

En este capítulo se presenta una descripción generalizada de los principales rasgos sedimentológicos, litológicos y estratigráficos observados en los núcleos de pozo. Con base en sus características se identificaron, agruparon y subdividieron los paquetes sedimentarios descritos en los núcleos de pozo correspondientes al UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7 en diferentes litofacies con el fin de integrar sus características macroscópicas para un posterior análisis e interpretación con datos obtenidos con ayuda del microscopio petrográfico.

En el caso los fragmentos brechoides se utilizaron las clasificaciones de categorías de redondez de los granos propuesta por Powers (1953) y la clasificación o grado de selección de los sedimentos de Folk (1965) tomadas de Pettijohn (1987). Las porosidades descritas a continuación se clasificaron con base en los diagramas propuestos por Choquette y Pray (1970) (tomada de Flügel, (2009).

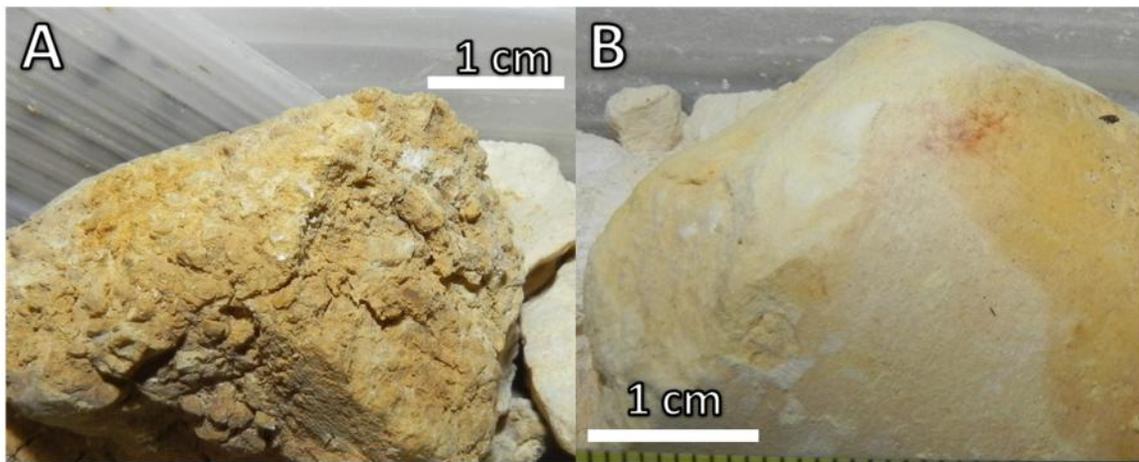
Las columnas estratigráficas que se muestran en la figura 4 a la 6 detalla toda la información estratigráfica recopilada en el presente estudio.

### **Pozo UNAM-5**

En esta investigación, la columna estratigráfica estudiada se dividió en cinco unidades litoestratigráficas principales que de cima a base comprenden las litofacies denominadas SE-1, SE-2, SE-3, SE-4 y SE-5, en donde SE hace referencia al lugar de la perforación (Santa Elena). Cabe resaltar que la unidad aquí descrita como litofacies SE-5, comprende los rasgos principales encontrados para los primeros ocho metros de la brecha de impacto a partir de los 332 m de profundidad hacia abajo, complementados con las descripciones de otros autores. Cabe recordar que

este trabajo se enfoca básicamente al análisis de la cubierta carbonatada ubicada por encima del límite Cretácico/Paleógeno o por encima de las brechas de impacto y comprende desde la cima hasta los 332 m de profundidad.

**Litofacies SE-1.** La columna litológica del núcleo de pozo, comenzando desde las zonas más superficiales se compone por aproximadamente un metro de suelo, que es seguido por caliza blanca pulvurenta (calcreta) altamente fracturada e intercalada con horizontes limo arcillosos de tonalidades rojizas a pardas. A una profundidad aproximada de 7.9 m cambia a caliza cristalina de tonalidad blanca a cremosa con algunas manchas en tonalidades grises y rojizas intercaladas, a su vez, por horizontes en tonalidades cafés de contenido limo arcilloso y ligeramente blando al tacto (Fotografía 1). Existen zonas que poseen porosidades predominantemente de tipo móldica de gasterópodos y fragmentos de conchas de moluscos, porosidades vugulares (1 a 2 mm), fenestrales (2 mm a 1 cm) y zonas de fractura, todas sin obstruir.



**Fotografía 1.** A. Horizonte arcillo-limoso y B. Caliza pulvurenta.

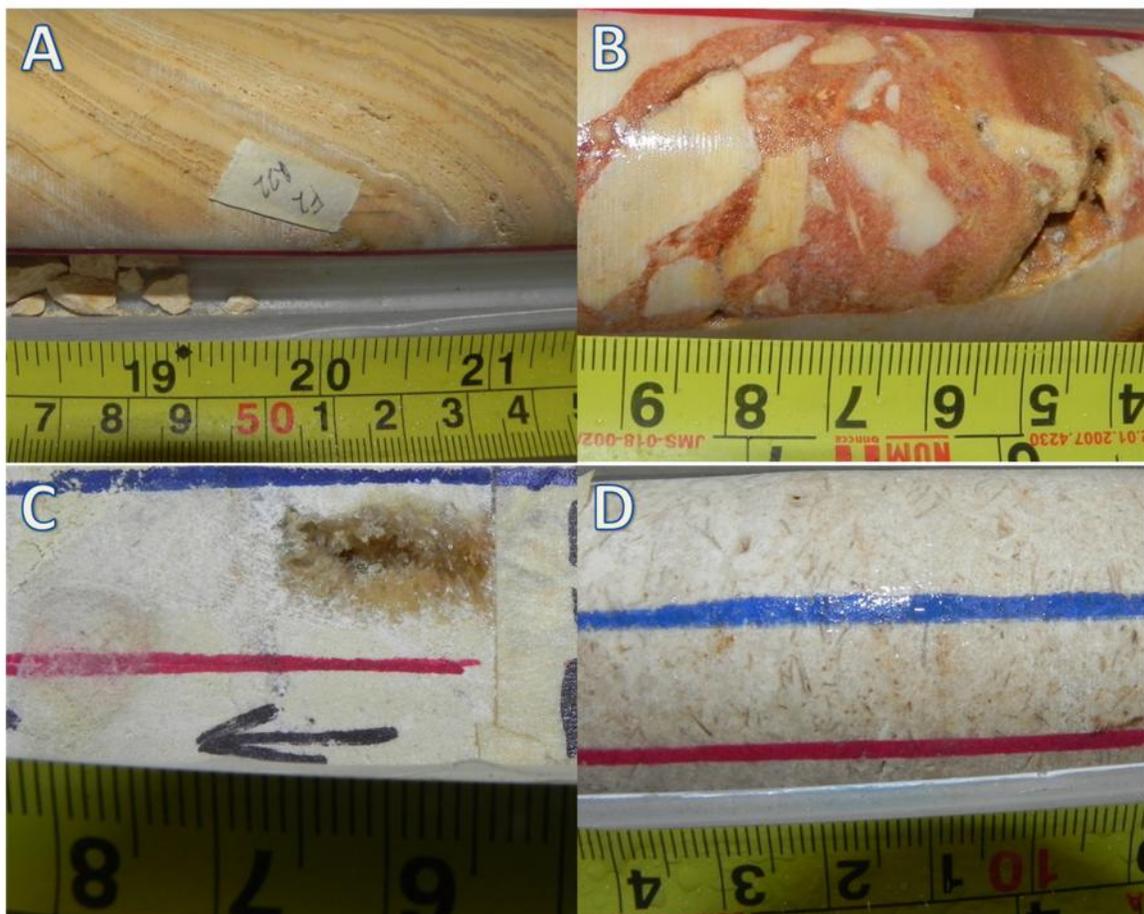
### **Litofacies SE-2.**

A una profundidad de 23.5 m y hasta los 172 m se encuentra una secuencia de calizas altamente dolomíticas brechoides en tonalidad crema a grisácea con fragmentos de tipo subanguloso a anguloso en tamaños de 0.5 a 7 cm de espesor soportados por un cementante carbonatado en tonalidades rojizo a pardo. Los horizontes brechoides se encuentran intercalados con calizas dolomíticas cristalinas blancas a grises con porosidades móldicas, vugulares, fenestrales y de fractura, algunas parcialmente rellenas por cristales de calcita con crecimiento radial. Existen fragmentos en tamaños de 15 a 30 cm de largo, de material carbonatado con laminaciones concéntricas de tipo paralela pertenecientes a espeleotemas (fotografía 2. A.).

De manera general esta litofacies no posee estructuras primarias evidentes, en algunos casos se observan fragmentos de gasterópodos como conchas de

braquiópodos desarticulados (fotografía 2. D). Exhibe también frecuentes zonas fracturadas producto de la perforación y recuperación del núcleo pero en algunos casos presenta porosidades de fractura anteriores a la perforación con crecimiento de pequeños cristales de calcita sacaroideos o totalmente rellenas por calcita. Por otra parte, a una profundidad de 85 m y hasta los 172 m aproximadamente, el núcleo de caliza dolomítica presenta un incremento de porosidades, en su mayoría sin obstruir la cavidad, causadas por fractura y disolución con tamaños que varían desde los 0.5 cm hasta los 5 cm de diámetro. Los horizontes brechoides ubicados en estas profundidades, presentan escaso soporte o matriz ocasionados por una disolución de tipo selectiva.

En esta litofacies se presentan escasos horizontes limo arcillosos en tonalidades café a rojizas intercalados, con calizas deleznable de moderada a mala litificación.



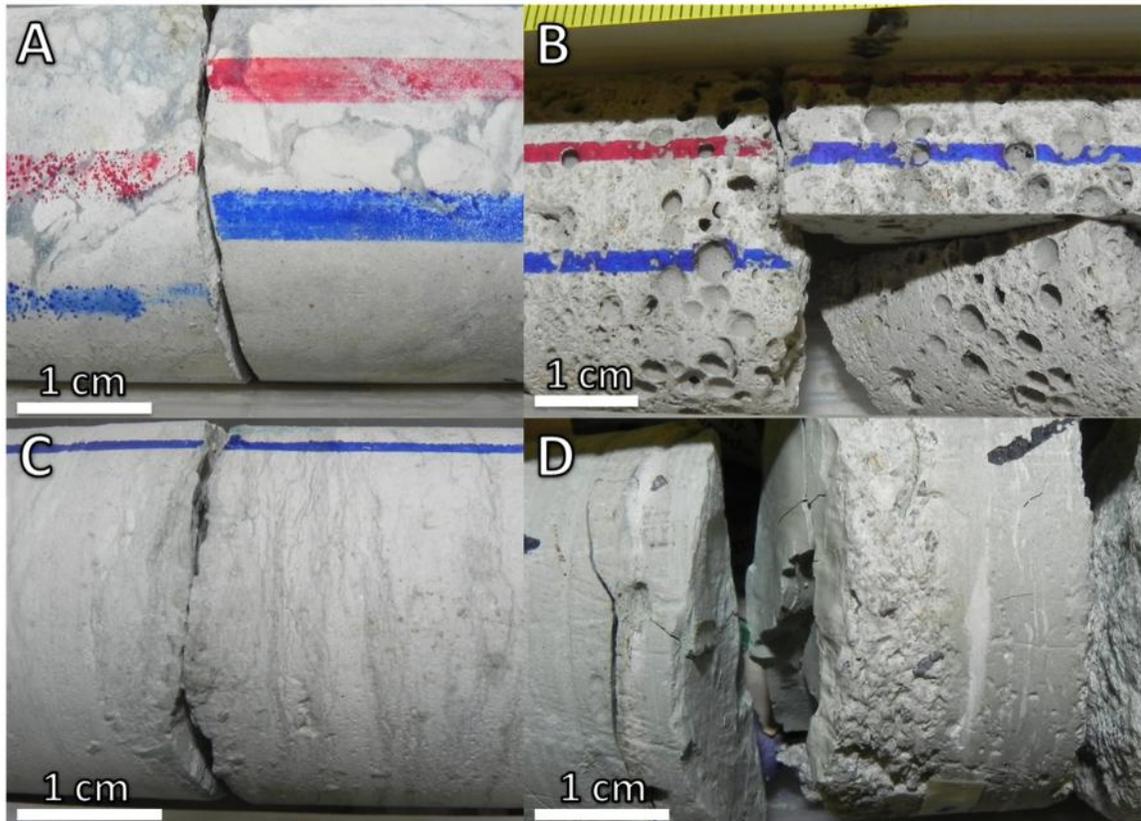
**Fotografía 2** .A. Bandeamiento carbonatado, irregular, con escasas porosidades fenestrales y vugulares paralelas. B. Brecha calcárea cementada por material carbonatado y recristalizado color rojo. C. Porosidad con un relleno parcial de cristales de calcita. D. Fragmentos de conchas desarticuladas que en algunos casos conforman una porosidad móldica por disolución.

**Litofacies SE-3.** Esta unidad litoestratigráfica comienza a una profundidad de 172 m aproximadamente, posee un espesor aproximado de 75m y se distingue

de las anteriores por su contenido arcilloso en tonalidades notablemente verdosas a grisáceas, por la preservación de sus procesos depositacionales y por sus estructuras sedimentarias. De acuerdo con sus características y para facilitar su identificación se ha subdividido en dos litofacies.

**Litofacies SE-3 Superior.** Por debajo de la secuencia anterior (SE-2), a una profundidad aproximada de 172 m se encuentra un intervalo de calizas arcillosas blancas con ligeras tonalidades verdosas pistache a gris claro, con algunas zonas dolomitizadas. Este intervalo posee algunas zonas conglomeráticas con fragmentos de caliza dolomitizada en tamaños que varían de 0.5 hasta 5 cm, de tipo sub redondeado a redondeado, mal clasificado, soportados por una matriz carbonatada con alto contenido arcilloso en tonalidades verde pistache oscuro (Fotografía 3. A). Se aprecian algunas superficies erosivas, laminaciones de tipo ondulosas y estilolitas, generalmente sin porosidades por disolución. Estos horizontes se encuentran, a su vez, intercalados con caliza dolomitizada sin arcilla en tonalidades cremosas, con numerosas porosidades de tipo vugulares, fenestrales e intrapartícula con moldes de conchas de moluscos, gasterópodos y galerías. Esta litofacies (SE-3 superior) pasa de manera transicional con la litofacies anterior.

**Litofacies SE-3 Inferior.** En esta litofacies situada a una profundidad aproximada de 208 m ya medida que se desciende estratigráficamente, es posible ver un incremento marcado en el contenido arcilloso que se refleja en un cambio en la tonalidad de verde claro a verde oscuro. Aparecen numerosas huellas de bioturbación que contrastan por sus tonalidades blancas a verde claro que interrumpen la laminación, igualmente en algunas zonas se conserva alguna laminación fina de tipo ondulada así como contenido estilolítico no suturado simple y en enjambre. Existen al menos cuatro horizontes cuyo espesor oscila entre los 30 cm y 100 cm de caliza conglomerática con fragmentos subanguloso a subredondeado, en tamaños que varían desde los 2 a 10 cm de diámetro soportados por una matriz carbonatada altamente arcillosa. Esta litofacies posee en su mayoría una buena consolidación y, hacia la base, está pobremente consolidada debido al incremento del contenido arcilloso. En la parte inferior de ésta, a partir de los 246.5 m, aproximadamente, se sitúa una caliza conglomerática arcillosa con fragmentos de tamaños que varían desde 0.4 cm a 5 cm de diámetro, con escasos horizontes arenosos soportados por una matriz muy arcillosa de tonalidad verde pistache, y con pobre consolidación. Este horizonte también representa el límite inferior de la litofacies SE-3 en contacto erosivo con la secuencia que la subyace.



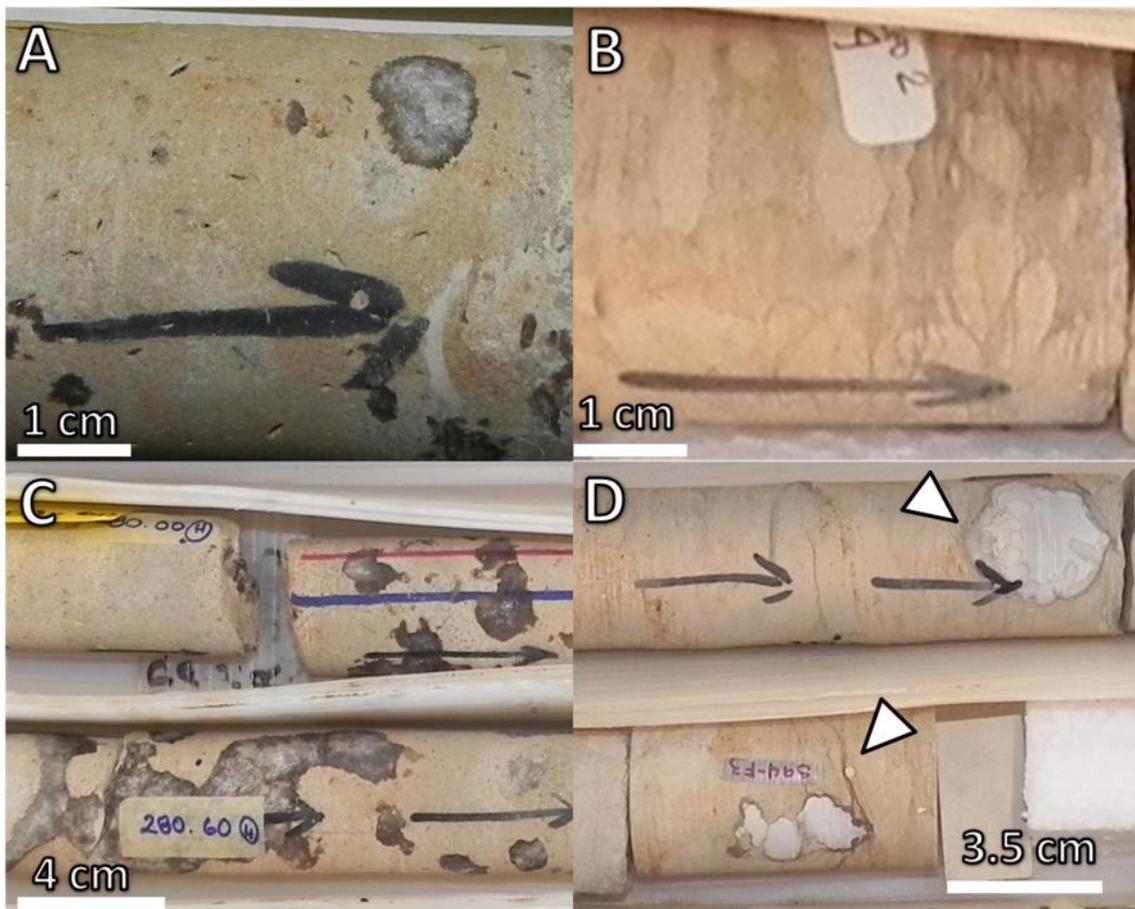
**Fotografía 3** A. Conglomerado intraformacional dentro de una matriz carbonatada con alto contenido arcilloso. B. Porosidad ocasionada por disolución selectiva que afectó a una zona con intensa bioturbación y a escasos fragmentos de conchas. C. Núcleo de pozo que muestra un desarrollo estilolítico no suturado de tipo paralelo en enjambre. D. Núcleo de pozo con una zona de alto contenido arcilloso y fragmentos arenosos.

**Litofacies SE-4.** Esta unidad litoestratigráfica comienza a una profundidad de 247 m aproximadamente, posee un espesor aproximado de 85 m, se caracteriza y diferencia de las anteriores debido a su contenido arcilloso en tonalidades cafés, el gran desarrollo de estilolitas así como por el contenido de yeso y anhidrita. De acuerdo a sus características, para su fácil identificación y posterior análisis, se ha subdividido en dos litofacies.

**Litofacies SE-4 Superior.** Estas litofacies comienzan a los 247 m de profundidad y está compuesta por caliza masiva en tonalidades crema a grisácea (en las zonas con mayor dolomitización), con escasas porosidades vugulares, fenestrales y de fracturas abiertas. Se encuentran intercalados potentes espesores de calizas arcillosas en tonalidades cafés, con alto contenido estilolítico, con algunas zonas con presencia de manchas circulares u ovoides causados por bioturbación (como se aprecia en la fotografía 4. B y D). En estas litofacies existen escasos horizontes de caliza conglomerática dolomitizada, con fragmentos subredondeados, en tamaños de que varían de 0.4 a 2 cm de diámetro y con mala

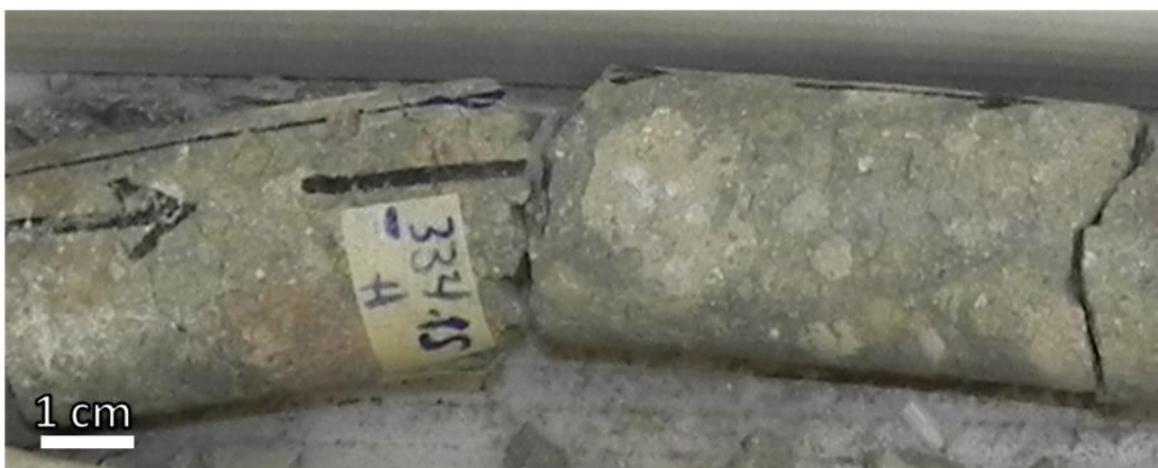
clasificación. El grado de consolidación es bueno, salvo en las zonas con mayor concentración de arcilla en donde es deleznable.

**Litofacies SE-4 Inferior.** Adyacente a los 270 m de profundidad se ubican calizas arcillosas masivas, en tonalidades café claro, con numerosos horizontes moteados causados por bioturbación en tonalidades crema, abundantes estilolitas simples paralelas a manera de enjambre que cambian a estilolitas de alta a baja amplitud, sencillas, también en enjambre o de tipo nodular, que rodea al contenido evaporítico. En estas litofacies comienza el contenido evaporítico de yeso y anhidrita, a manera de nódulos y con formas pseudoesféricas e irregulares que rellenan fracturas o porosidades (fotografía 4). A mayor profundidad se incrementa el contenido evaporítico y disminuye el grado de dolomitización hasta desaparecer. El grado de consolidación que presenta esta secuencia varía de moderada a buena.



**Fotografía 4.** A. Núcleo de caliza arcillosa que muestra un nódulo de yeso y anhidrita. B. Núcleo arcilloso que muestra un desarrollo de estilolitas incipientes afectadas por bioturbación. C. Núcleo con segregaciones de yeso y anhidrita. D. Núcleo de pozo con nódulos de anhidrita rodeados por estilolitas.

**Litofacies SE-5.** El límite Cretácico – Paleógeno se ubica a los 332 m de profundidad, donde comienza el material de impacto constituido por una secuencia de brechas polimícticas. Presentan abundantes fragmentos de roca carbonatada de tipo subanguloso a subredondeado, con mala clasificación, en tamaños que varían desde cantos desde 20 mm a 4 mm de diámetro, en diferentes tonalidades que van desde verde olivo hasta verde claro, y en algunos casos en tonalidades cremosas a grisáceas (fotografía 5). Es posible observar pequeños fragmentos evaporíticos en tonalidades blancas a grises claros, generalmente en tamaños de arenas gruesas (1 a 2 mm) soportados por una matriz carbonatada con alto contenido limo arcilloso en tonalidad verde oscuro. Estas brechas han sido estudiadas por Urrutia-Fucugauchi *et al*, (1996) y Rebolledo-Vieyra *et al*, (2000), como brechas de tipo suevíticas que se componen por fragmentos de roca fundida, cuarzos de impacto, feldespatos, fragmentos de anhidrita y clastos provenientes del basamento cristalino (granitos, gneis y esquistos).

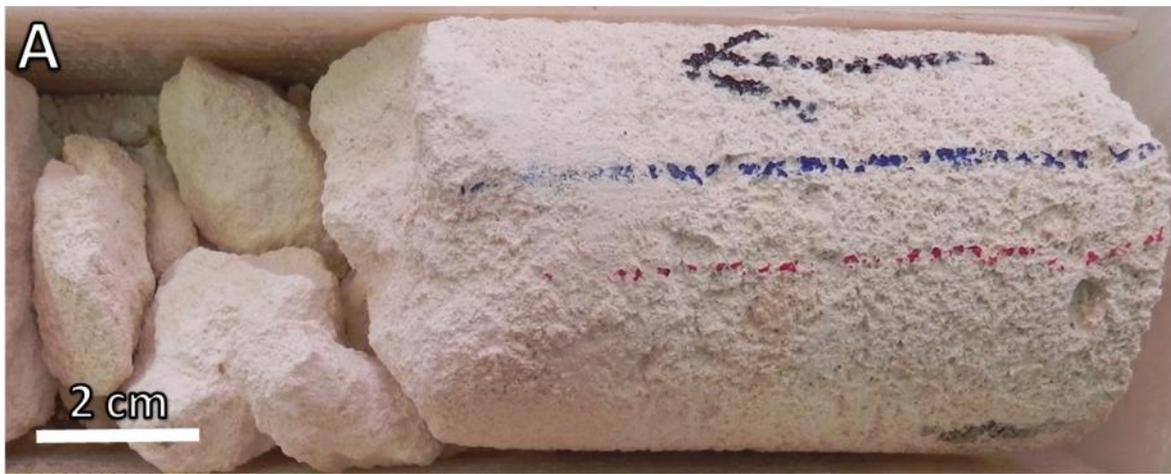


**Fotografía 5.** Núcleo de pozo que muestra un fragmento de la brecha de impacto.

### **Pozo UNAM-6**

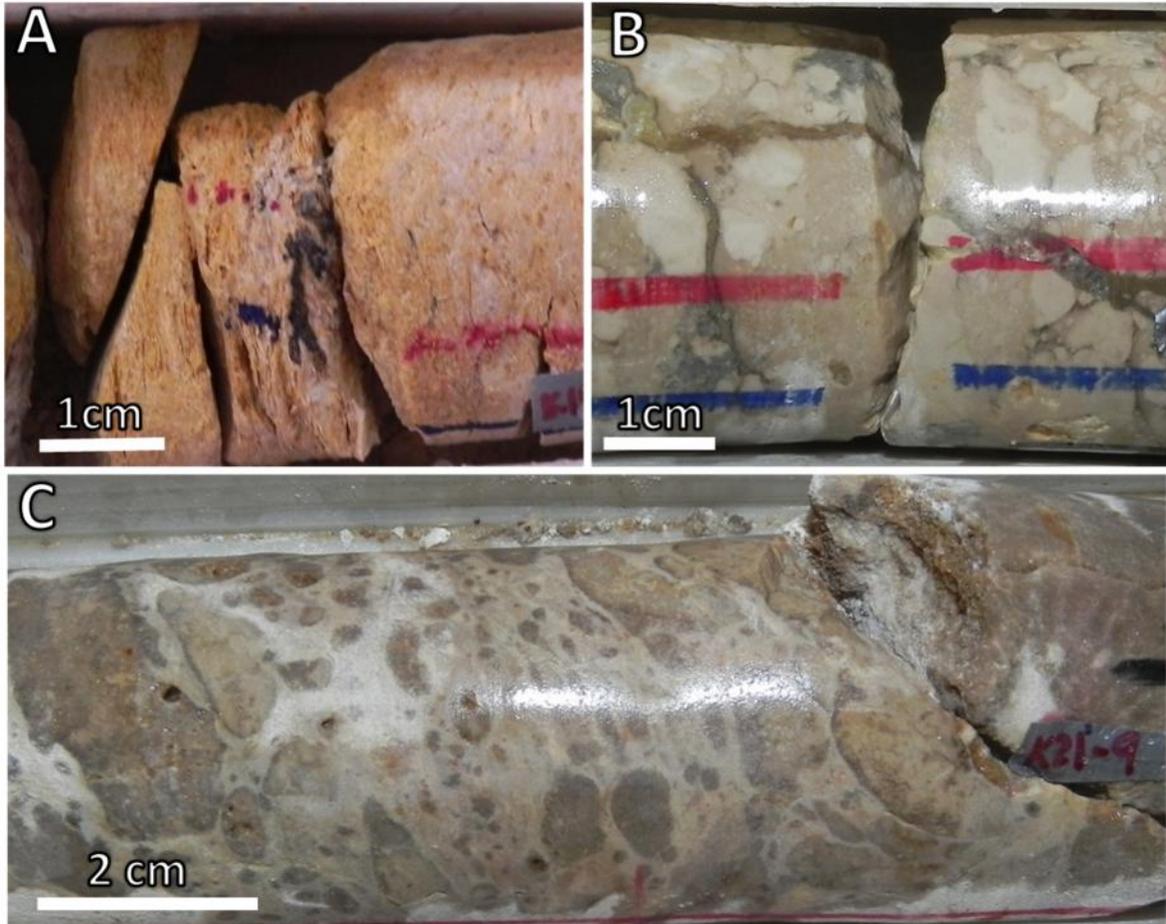
En este pozo, la columna estratigráfica estudiada se dividió en seis unidades litoestratigráficas principales, las cuales comprenden de cima a base, las litofacies denominadas PE-1, PE-2, PE-3, PE-4, PE-5, y PE-6, en donde PE hace referencia al lugar de la perforación (Peto). Cabe resaltar que la unidad aquí descrita como litofacies PE-7, comprende los rasgos principales encontrados para los primeros ocho metros de la brecha de impacto del límite K/Pg, a partir de los 282.8 m de profundidad hacia abajo, y complementados con las descripciones de otros autores (Vid p. 8, 9, y 10). Cabe recordar que este trabajo se enfoca básicamente al análisis de la cubierta carbonatada ubicada por encima del límite K/Pg o por encima de las brechas de impacto y comprende desde los 10 m hasta los 282.8 m de profundidad.

**Litofacies PE-1.** Esta litofacies representa la zona más superficial de la columna estratigráfica para el pozo UNAM-6 (Peto); comienza desde el nivel cero hasta 93.5 m de profundidad. Está compuesta por aproximadamente 1.5 metros de suelo, seguida por potentes horizontes de calcarenita y caliza pulvurenta en tonalidades blanca a crema, con una pobre consolidación (alterada a calcreta) y presenta numerosas zonas fracturadas con evidencias de corrosión, que probablemente generaron porosidades vugulares (fotografía 6). Las calizas pulvurentas se encuentran intercaladas con horizontes de caliza con moderada litificación o caliza dolomitizada cristalina, con tonalidades cremosas a grises, porosidades de tipo móldicas de fragmentos de bivalvos y conchas de moluscos. Algunas de éstas presentan porosidades con crecimiento de pequeños cristales en tamaños de 2 mm de textura sacaroidea, y en todos los casos, las porosidades no están selladas.



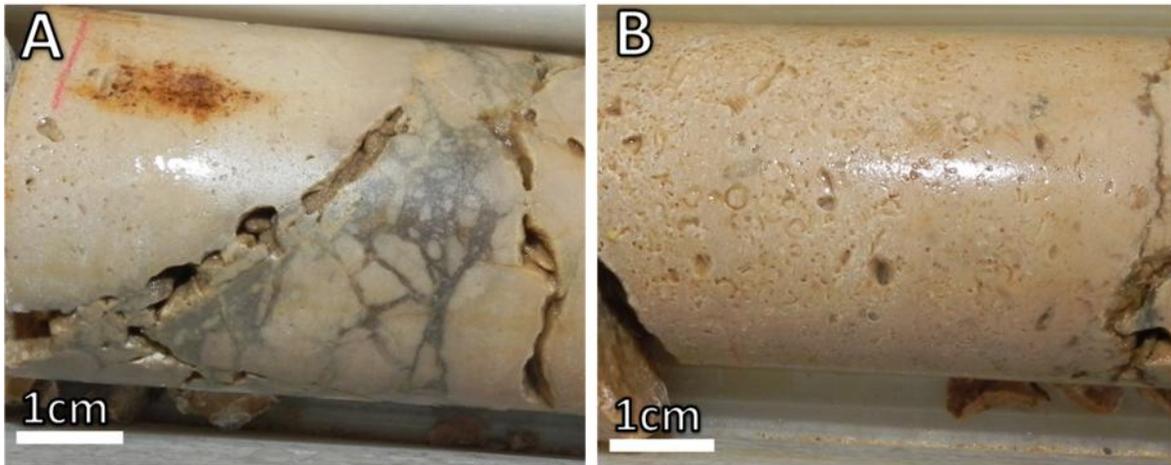
**Fotografía 6.** Caliza pulvurenta.

**Litofacies PE-2.** Se ubica a una profundidad de 93.5 m hasta 121 m. Está compuesta por horizontes arcillosos de tonalidad blanca a naranja, ligeramente oxidadas, con escasas laminaciones de tipo paralela, de consolidación moderada a mala y fractura concoidea, intercaladas con potentes paquetes de calizas dolomitizadas de tonalidad crema a grisáceas, con zonas bioturbadas, porosidades de tipo vugular, móldicas por disolución selectiva de fragmentos moluscos y fracturas rellenas por material carbonatado. En esta litofacies, a su vez, se presentan numerosos horizontes de dolomita brechoide, con una consolidación moderada, fragmentos de tonalidad crema a café, subangulosos a subredondeados, con tamaños que varían desde los 1 cm hasta los 4 cm de diámetro aproximadamente, soportados por un cementante de dolomita crema a café, con porosidades vugulares y móldicas (fotografía 7).



**Fotografía 7.** A. Horizontes arcillosos en tonalidad naranja. B. Brecha calcárea. C. Conglomerado dolomítico soportado por una matriz arcillosa.

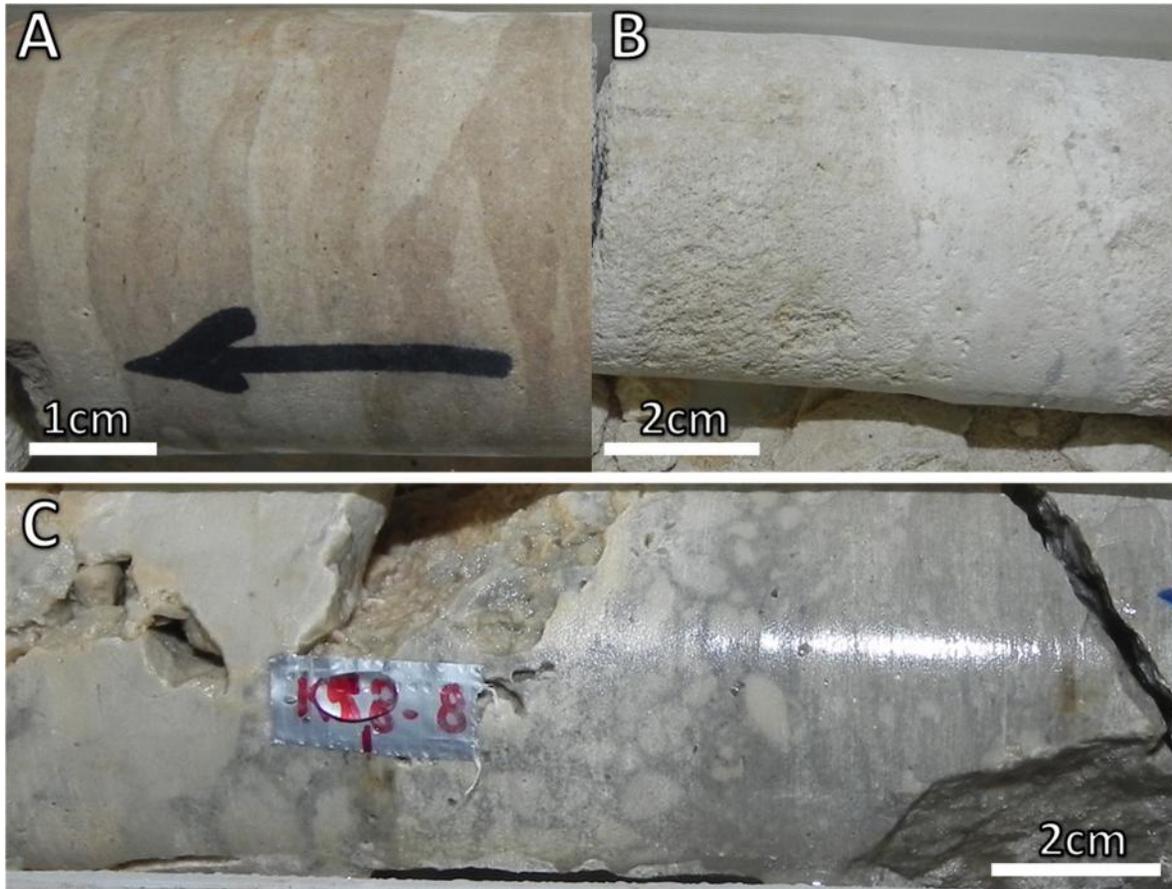
**Litofacies PE-3.** Estas litofacies comienzan a 121 m aproximadamente hasta los 209.5 m de profundidad, y consiste de caliza dolomítica de tonalidad crema a café, de consolidación moderada, sin estructuras sedimentarias evidentes, numerosas fracturas rellenas por material carbonatado, con porosidades móldicas de moluscos, en su mayoría, que se encuentran intercaladas con numerosos horizontes brechoides de dolomita con fragmentos de tonalidad cremosa y, en algunos casos grisácea, con tamaños que varían de 0.5 cm a 5 cm de diámetro, sub-anguloso a sub-redondeado, soportados por un cemento dolomítico de color crema oscuro a café. En algunos niveles, estas brechas presentan una porosidad inter-granular y de brecha, causada por una disolución selectiva que afecta en su mayoría, al cementante que soporta los clastos (fotografía 8).



**Fotografía 8.** A. Brecha dolomitizada. B. Caliza dolomitizada con moldes de conchas de moluscos.

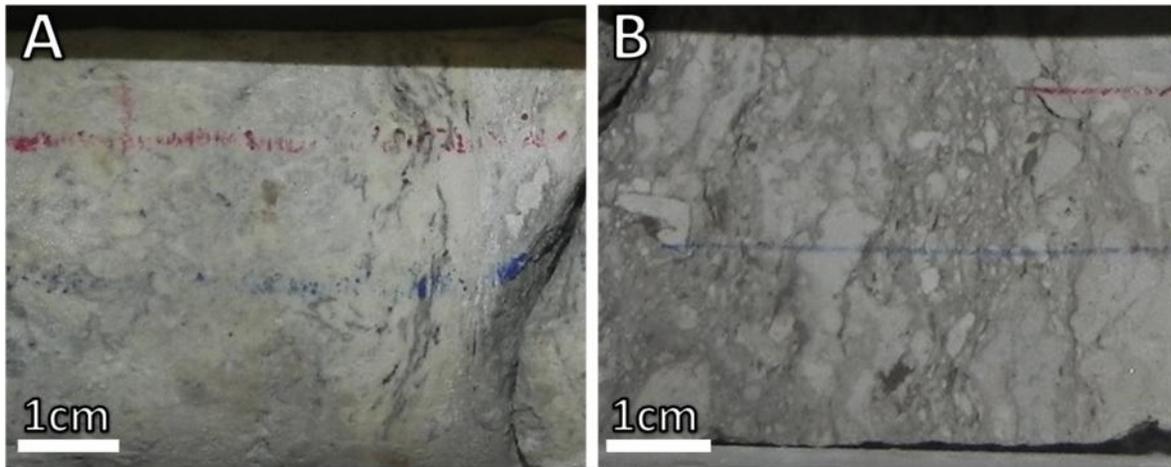
**Litofacies PE-4.** Esta litofacies comienza a una profundidad de 209.5 m hasta los 254.38 m, posee un espesor aproximado de 44.88 m, se caracteriza y diferencia de las anteriores debido a su contenido arcilloso en tonalidades cafés, blancas y verde claro. De acuerdo a sus características, para su fácil identificación y posterior análisis se ha subdividido en dos litofacies

**Litofacies PE-4 Superior.** A una profundidad aproximada de 209.5 m se ubican aproximadamente 10 metros de caliza arcillosa, con una buena a moderada consolidación, en tonalidades blanca a café claro, zonas bioturbadas, laminación ondulosa, escasas fracturas y porosidades. Se encuentra cortada, en la mitad, por un horizonte de caliza conglomerática de un metro de espesor, con fragmentos de 0.2 cm hasta 3 cm de diámetro, soportados por una matriz de tonalidad blanca a crema. A una profundidad de 219.5 m de profundidad se ubica una caliza pulvurenta (calcreta), de tonalidad blanca a crema, con pequeñas porosidades vugulares por disolución y, de consolidación moderada a mala que, sobreyace a una dolomía de tonalidades grisáceas a crema pálido, con una litificación moderada, con algunas zonas fracturadas, intercaladas, a su vez, con conglomerados dolomitizados con fragmentos subredondeados a redondeados, en tamaños que varían de 0.5 cm hasta los 4 cm, en tonalidad crema claro, soportados por un cemento dolomítico de tonalidad gris. Esta secuencia presenta porosidades vugulares y de fractura, que poseen evidencias de disolución con superficies corroídas y de textura sacaroidea.



**Fotografía 9.** A. Caliza con bioturbación horizontal. B. Calcarenita C. Brecha de colapso dolomitizada y con disolución.

**Litofacies PE-4 Inferior.** Aproximadamente 16.38 metros de caliza arcillosa de tonalidad blanca a verde pistache, que comienzan a una profundidad de 238 m hasta 254.38 m que incrementan su contenido arcilloso a profundidad. Estas unidades se encuentran interestratificadas con calizas conglomeráticas con fragmentos de tonalidad blanca, de tamaños que varían de 0.3 cm a 2cm de diámetro subredondeados, soportados por una matriz arcillosa de tonalidad verde pistache claro a grisáceo claro, con numerosas porosidades intergranular o de brecha, por disolución de la matriz. El grado de consolidación de esta litofacies es de moderada a mala.



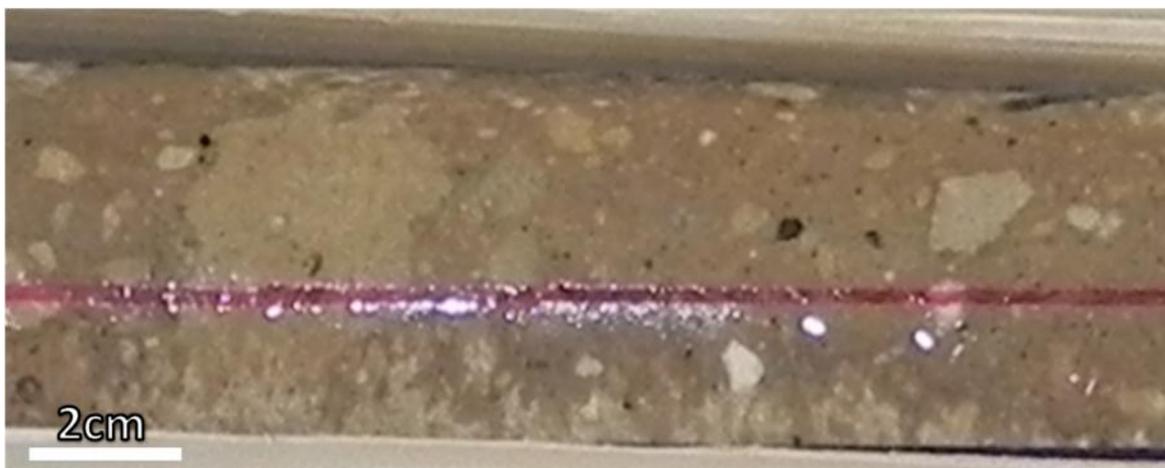
**Fotografía 10.** **A.** Caliza altamente arcillosa. **B.** Intraclastos de caliza soportados por una matriz arcillosa.

**Litofacies PE-5.** Con una profundidad aproximada de 254.38 m se ubican 34.11 m aproximadamente, de caliza dolomítica arcillosa en tonalidades café claro a crema, con alto contenido evaporítico de yeso y anhidrita, este contenido evaporítico se halla principalmente sellando las zonas de fractura, cementando fragmentos de caliza arcillosa y a manera de nódulos (escasos). Existen numerosas zonas de caliza dolomítica arcillosa con mala litificación o deleznable en color blanco intercaladas con horizontes 90% evaporíticos (principalmente yeso) con espesores que varían de 30 cm hasta 1 m, con escaso contenido de fragmentos de caliza arcillosa de tonalidad café a grisácea, de tamaños que varían de 3 a 5 cm de diámetro (fotografía 11).



**Fotografía 11. A.** Caliza arcillosa dolomitizada con concentraciones de yeso y anhidrita.  
**B.** Horizonte de yeso, soportando un fragmento de caliza arcillosa.

**Litofacies PE-6.** A una profundidad de 288.49 m se sitúan 238.90 m de brecha polimíctica carbonatada, arcillosa en tonalidad café con fragmentos de caliza en tonalidad cremosa, gris y café oscuro en tamaños que varían de 3mm hasta 5 cm de tipo subredondeado a subangulosos. Es posible observar pequeños fragmentos evaporíticos en tonalidades blancas a grises claros, generalmente en tamaños de arenas gruesas (1 a 5 mm) soportados por una matriz carbonatada con alto contenido arcilloso café oscuro. Estas brechas han sido caracterizadas por Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1996) y Rebolledo-Vieyra *et al.* (2000), como brechas de tipo Bunte que se componen por fragmentos de roca caliza dolomitizada, con clastos de yeso y anhidrita de tamaños variables hasta de 4 cm de espesor soportados por una matriz margosa sin fracturamiento.

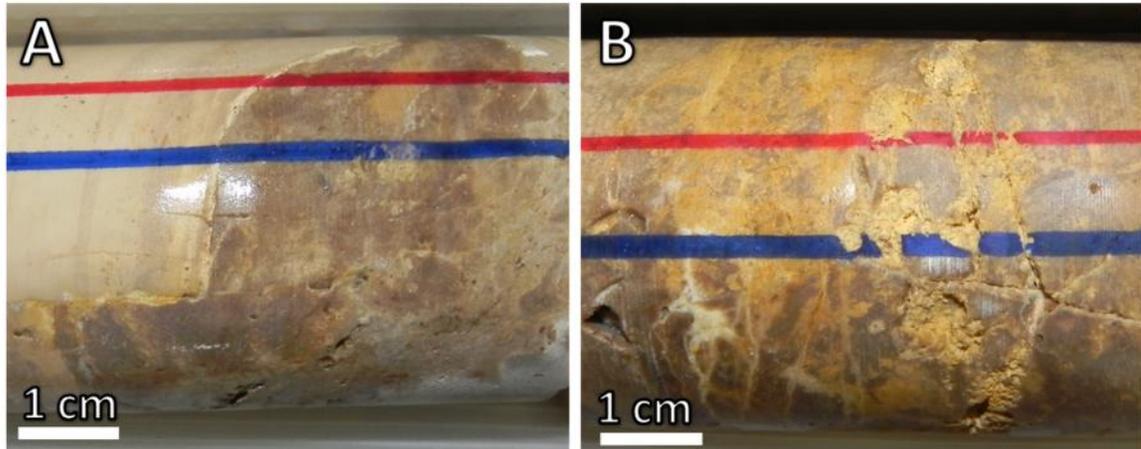


**Fotografía 12. A.** Brecha polimíctica.

### **Pozo UNAM-7**

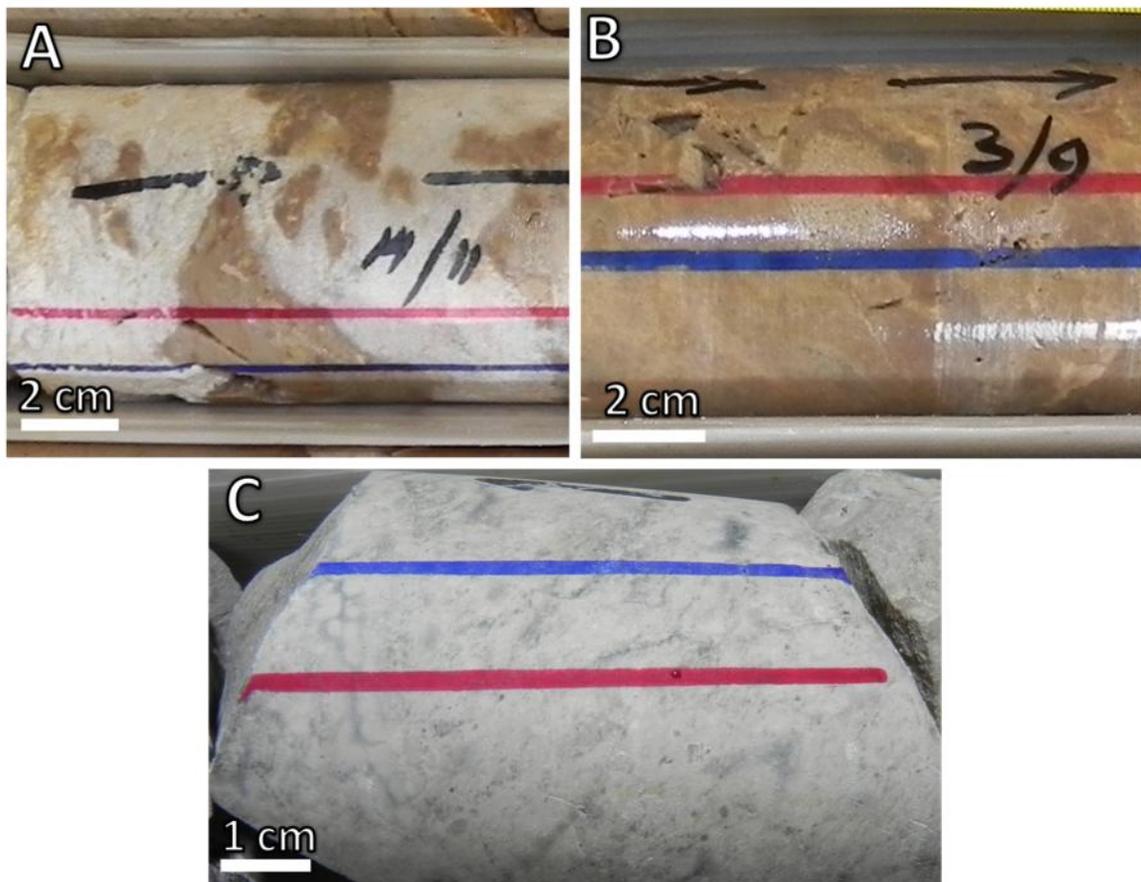
La columna estratigráfica del pozo UNAM-7 comprende cinco unidades litoestratigráficas principales que de cima a base comprenden las litofacies denominadas TK-1, TK-2, TK-3, TK-4 y TK-5, en donde TK hace referencia al lugar de la perforación (Tekax). La unidad aquí descrita como litofacies TK-5, comprende los rasgos principales encontrados para los primeros ocho metros de la brecha de impacto a partir de los 225 m de profundidad en dirección de la perforación, complementados con las descripciones de otros autores (Urrutia-Fucugauchi, 1996; Rebolledo-Vieyra, 2000).

**Litofacies TK 1.** Comenzando desde la cima del pozo, esta litofacies está compuesta por aproximadamente 0.2 m de suelo, seguidos hacia abajo por 27.5 m de caliza cristalina dolomitizada en tonalidades crema a café claro, con algunas zonas en tonalidades gris oscuro, con escasas porosidades vugulares, móldicas (conchas de moluscos), de caverna y numerosas zonas fracturadas; algunas de estas fracturas están cementadas por material carbonatado arcilloso. Estas calizas se encuentran intercaladas por delgados horizontes limo-arcillosos de aproximadamente 10 a 15 cm de espesor con tonalidades café a naranja claro, también por zonas de caliza pulvurenta (calcreta) con tonalidad blanca, pobre consolidación o deleznable. Se aprecian algunas zonas de caliza brechoide con clastos de tonalidad crema a café, con tamaños que varían desde los 0.2 cm hasta 40 cm de diámetro, soportados en una matriz dolomitizada de tonalidades grisáceas. Estas zonas de caliza brechoide presentan una consolidación moderada con algunas partes fracturadas o con porosidades de fractura y de brecha. Asimismo presentan fragmentos aislados de espeleotemas, con textura laminar en bandas intercaladas de tonalidad crema y café.



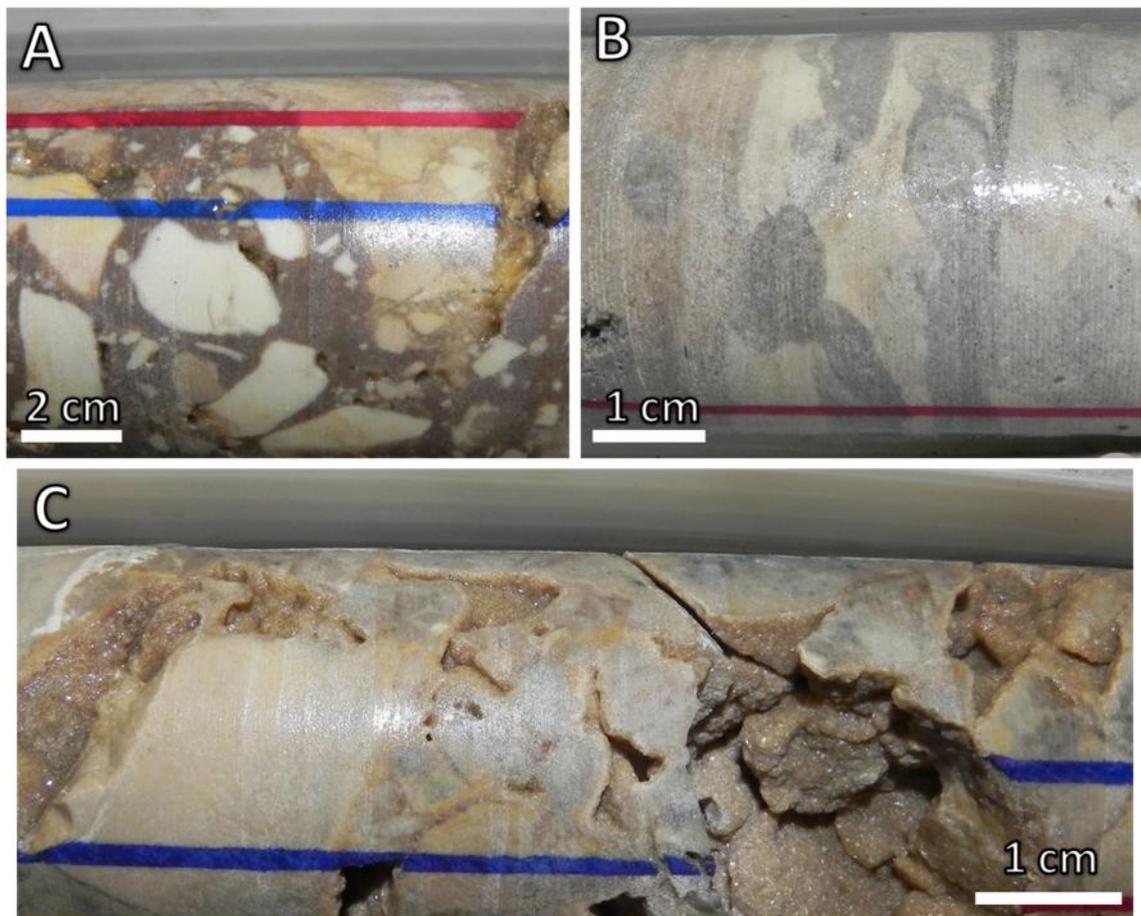
**Fotografía 13.** A. Caliza brechoide soportada por dolomita. B. Caliza con fracturas rellenas por material limo arcilloso.

**Litofacies TK-2.** Esta litofacies comienza a una profundidad aproximada de 27.5 m hasta 69.7m. Constituida por interestratificaciones de brechas dolomíticas con clastos de tonalidad crema a café claro, de tipo anguloso a subanguloso, de tamaños que varían desde los 0.2 cm hasta los 5 cm de diámetro, con algunas zonas fracturadas y porosidad por brechamiento, fracturas y vugulares. Los clastos de las brechas se hallan soportados por una matriz carbonatada pulvurenta y altamente arcillosa de tonalidad blanca y de consolidación de moderada a mala (fotografía 14. A.). Estas brechas, a su vez, se encuentran interestratificadas, tanto por horizontes arcillosos en tonalidad blanca a verde pistache, con una consolidación moderada a mala, de 20 cm hasta 3.5 m de espesor; como por un segundo tipo de brechas dolomíticas de tonalidad crema a café claro de tipo anguloso a subanguloso de tamaños que varían desde los 0.5 cm hasta los 5 cm de diámetro, con porosidad de tipo vugular y de brecha (por disolución del material carbonatado), con un crecimiento incipiente de pequeños cristales carbonatados de textura sucrosa (fotografía 14. B y C.). Estos clastos están soportados por un cemento carbonatado en color café claro con una litificación moderada.



**Fotografía 14.** A. Caliza brechoide soportada por una matriz arcillosa. B. Caliza brechoide con fracturas rellenas y porosidades de brecha por disolución. C. Caliza arcillosa.

**Litofacies TK-3.** Comienza a una profundidad aproximada de 69.7 m y está formada por potentes espesores de brechas dolomíticas de tonalidad cremosa con fragmentos de tipo anguloso a sub-anguloso de tamaños que van desde 2 mm hasta 10 cm de diámetro, soportados por un cemento de dolomita en tonalidades de café claro a oscuro. Estas brechas presentan una consolidación moderada, con porosidades vugulares, de brecha (afectadas por una disolución selectiva que afecta en su mayoría al cementante), zonas fracturadas rellenas de material carbonatado y sin un relleno carbonatado que exhibe el crecimiento incipiente de pequeños cristales de dolomita con textura sacarosa. Las brechas se encuentran intercaladas con horizontes dolomíticos de espesores variables en tonalidades entre crema claro a oscuro y grises, con porosidades móldicas, vugulares y de fractura con una consolidación buena a moderada. A una profundidad de 154.4 m se ubican potentes espesores de caliza dolomítica en tonalidad gris claro y con numerosas huellas de bioturbación de tonalidad gris oscura que continúan en sentido descendente con brechas dolomíticas.



**Fotografía 15.** A. Brecha de colapso dolomítica. B. Caliza dolomitizada con preservación de la bioturbación. C. Caliza brechoide con porosidades de brecha por disolución selectiva.

**Litofacies TK-4.** Se ubica a una profundidad de 207.05 m con un espesor aproximado de 3.8 m de caliza pulvurenta (calcreta), alto contenido arcilloso en tonalidades verde claro a blanca, mala consolidación, pequeñas porosidades vulgares intercaladas con caliza cristalina de tonalidad café, pequeños parches evaporíticos en tamaños de 0.5 cm a 1 cm de diámetro. A una profundidad de 213.1 m hasta los 225 m, la litología cambia de caliza pulvurenta a caliza cristalina de tonalidad gris a blanca, con abundante contenido evaporítico a manera de nódulos (de tamaños variables desde los 0.5 cm hasta 5 cm de diámetro) y relleno de zonas de fractura, con buena consolidación.



**Fotografía 16.** Caliza dolomitizada con parches evaporíticos.

**Litofacies TK-5.** Esta litofacies comienza a una profundidad aproximada de 225 m, y representa el límite K/Pg. Aquí inician las litofacies con material producto del impacto meteorítico y están constituidos por una secuencia de brechas de tipo polimíctico dolomitizado. Las brechas presentan abundantes fragmentos de roca carbonatada subredondeados, con mala clasificación, con tamaños que varían de 5 cm a 4 mm de diámetro, en diferentes tonalidades que van de verde olivo a verde claro, y en algunos casos, en tonalidades cremosas a grisáceas, soportados por una matriz carbonatada con alto contenido limo arcilloso en tonalidad verde oscuro. Es posible observar segregaciones evaporíticas en tonalidades blancas a grises claros, generalmente en tamaños de 40 cm a 1 cm de diámetro. Estas brechas han sido caracterizadas por Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1996) y Rebolledo-Vieyra *et al.* (2000), como “brechas suevíticas”, que se componen por fragmentos de roca fundida, cuarzos de impacto, feldespatos, fragmentos de anhidrita y clastos provenientes del basamento cristalino (granitos, gneis y esquistos).



**Fotografía 17.** Brecha de impacto, altamente arcillosa con nódulos evaporíticos.

## **Petrografía y Asociación de Microfacies**

Con base en las variaciones litológicas de la columna estratigráfica determinada para los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7 se muestrearon fragmentos de núcleos de diferentes profundidades para su estudio en lámina delgada. Se planteó como objetivo, identificar las variaciones texturales en los cambios litológicos, en la sedimentación carbonatada, las estructuras sedimentarias y los organismos que pudiesen indicar variaciones en las condiciones del nivel del mar después de la ocurrencia del límite Cretácico-Paleógeno.

Derivado del análisis de las muestras obtenidas mediante el microscopio petrográfico se realizaron descripciones texturales, con base en la clasificación de Dunham (1962) y Embrie y Klován (1971). Se llevó a cabo la determinación de la textura depositacional y la identificación de tres componentes fundamentales como son: la abundancia de granos (fragmentos esqueléticos, ooides, pisoides, pellets, peloides, intraclastos y detritos no carbonatados), la presencia de signos de estratificación durante la depositación y la presencia de matriz o lodo carbonatado diferenciándolo del cementante o calcita espática, que rellena las cavidades o porosidades de las calizas. Las porosidades fueron clasificadas con base en Choquette y Pray (1970).

En el caso del contenido de dolomita, se utilizó la clasificación propuesta por Friedman (1965), que se basa en el tipo de fábricas de cristalización, tanto para carbonatos recristalizados como para dolomías; en esta clasificación se hace referencia a la homogeneidad de las caras cristalinas, la abundancia de éstas en la matriz o en los mosaicos cristalinos donde la matriz es inexistente. Para la determinación de la frecuencia de cada grano aloquímico (organismo fósil) encontrada en cada lámina delgada, se utilizó la siguiente escala subnumérica: Traza: 1-2, Raros: 3-4, Comunes: 5-6, Frecuentes: 7-8, Abundantes: 9 o más.

Para determinar las asociaciones de microfacies que se muestran a continuación, se siguieron los criterios establecidos en los cinturones de facies de Wilson (1975), empleando y comparando con las microfacies carbonatadas de rampa tipo descritas por Flügel (2009), estas microfacies se componen de características similares y representan la base en la interpretación ambiental de los paquetes sedimentarios.

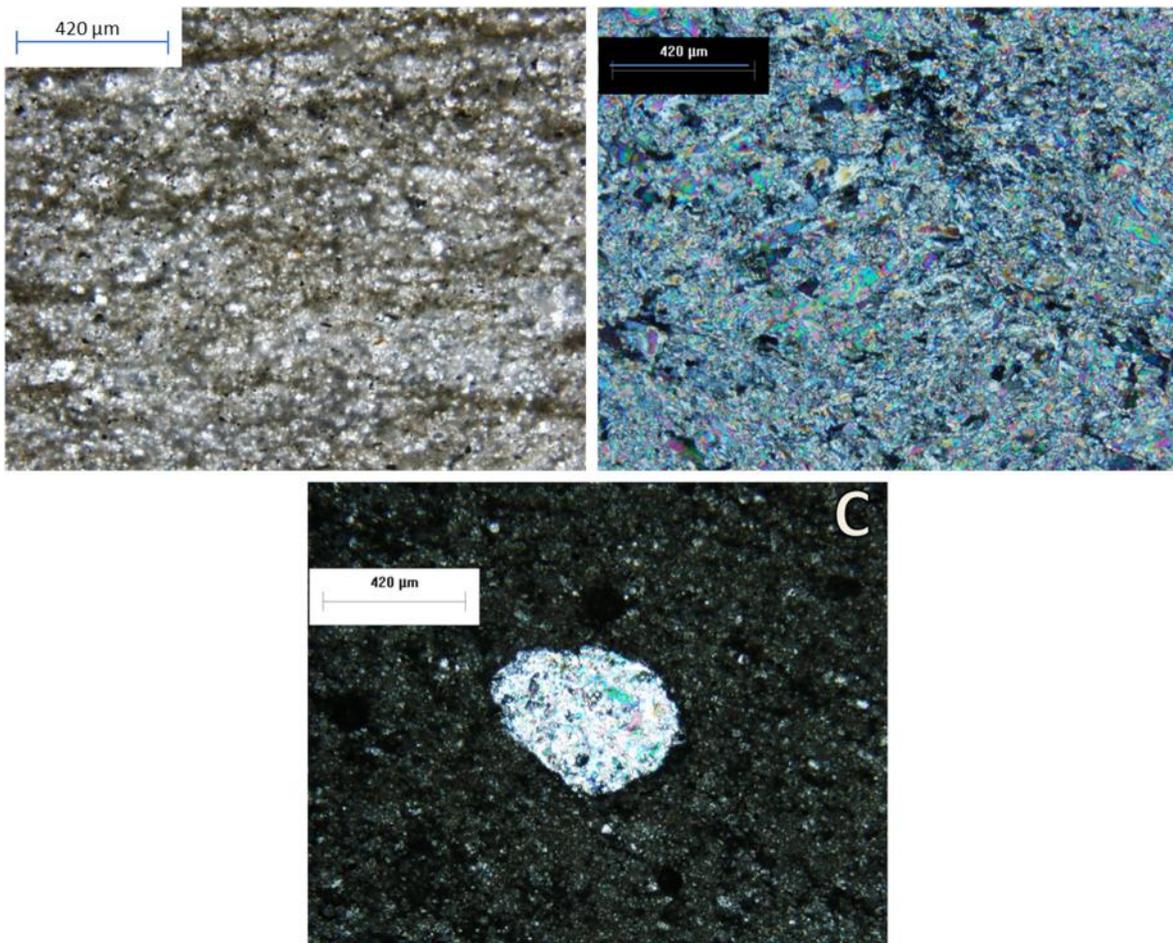
### **Petrografía Pozo UNAM-5**

Para el pozo UNAM-5 (*Santa Elena*), se procesaron 20 láminas delgadas, las cuales se describen a continuación. El muestreo para láminas delgadas inició a una profundidad de 330.95 m con la muestra que tiene por clave SE-1 hasta llegar a las zonas más superficiales con la muestra SE-24. Cabe resaltar, que las muestras SE-2, SE-5 y SE-6, fueron suprimidas del proceso de laminación, debido a la homogeneidad y similitud con la primera muestra.

## Asociación de microfases MICFSE1

Esta asociación está representada por una microfases con alto contenido de matriz micrítica arcillosa, diagenética, con escasas recristalizaciones a microespatita, sin contenido fósil, abundantes nódulos de anhidrita con textura “chicken wire” o de rejilla de pollo, comunes nódulos yeso con pequeños cristales de anhidrita, laminación de tipo cruzada planar de bajo ángulo, contenido de óxidos de hierro y pequeños cristales euhedrales de dolomita que se encuentran flotando dentro de la matriz (porfirotóxico). Esta asociación está representada por la siguiente Microfases.

Mudstone de micrita homogénea, arcilla, abundantes parches evaporíticos y sin contenido fósil (SE-1) (Fotomicrografía 1).



**Fotomicrografías 1. A.** Mudstone con matriz arcillosa y laminación cruzada (LP). **B.** Nódulo de Anhidrita de textura chicken wire (LP). **C.** Nódulo de anhidrita dentro de una matriz micrítica (LPX).

<sup>1</sup>LP. Luz polarizada plana o con un polarizador.

<sup>2</sup>LPP-NX. Luz polarizada plana con el analizador de Nicoles cruzados.

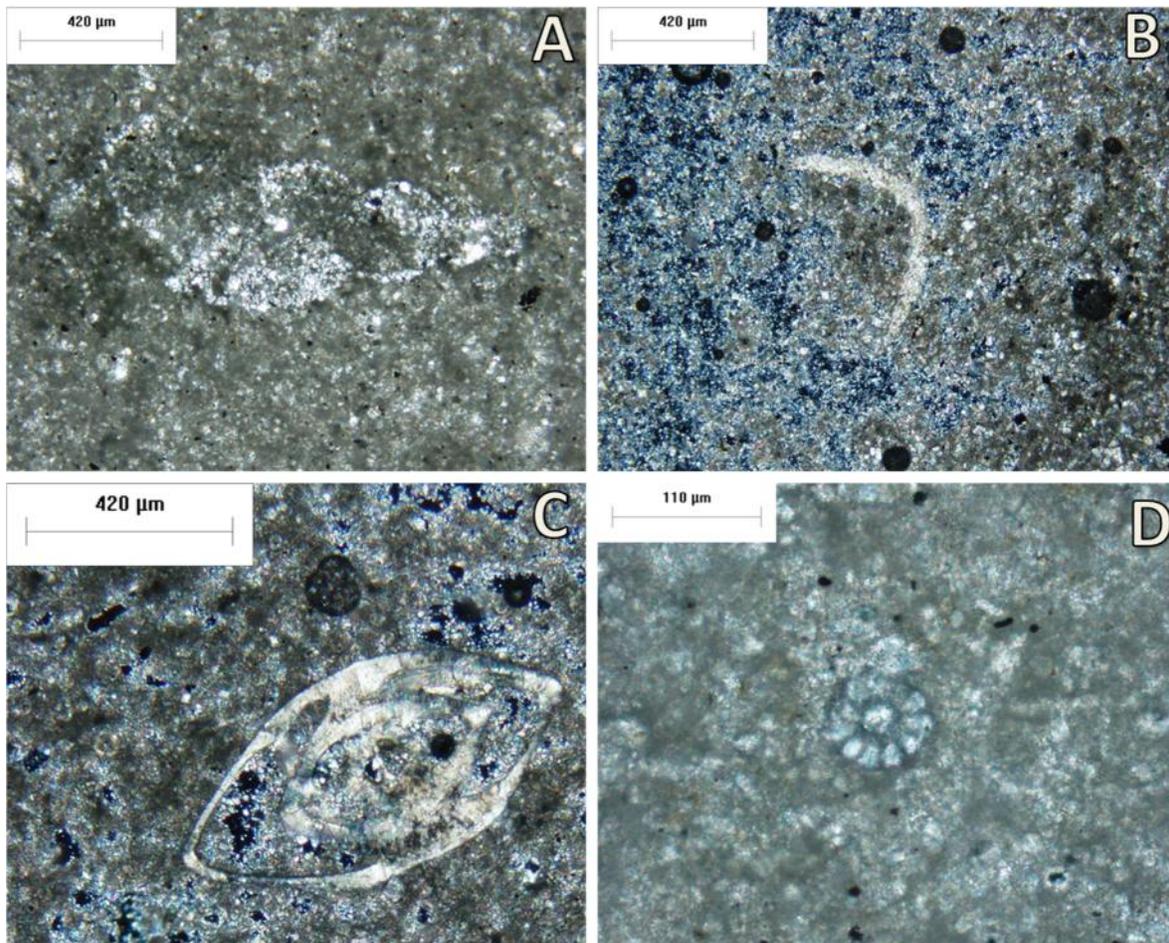
## **Asociación de microfacies MCFSE-2**

Esta asociación está representada por microfacies con un alto contenido de matriz micrítica, arcillosa, homogénea en su mayoría; con una recristalización incipiente a aislada de micrita a micro espatita, contenido de óxidos de hierro, pequeños cristales euhedrales de dolomita y dedolomita flotando en la matriz. Presentan, a su vez, un alto contenido de nódulos evaporíticos de yeso y anhidrita con textura "chicken-wire".

Los granos esqueléticos que componen a esta asociación, presentan una conservación moderada, así como una composición variable entre microfacies y consisten mayoritariamente de abundantes valvas desarticuladas de ostrácodos, foraminíferos bentónicos textularidos y rotálidos (numulítidos), equinodermos (crinoides y equinoideos) y fragmentos de moluscos, que en el caso de los gasterópodos, presentan recristalización a calcita y dolomita.

Esta asociación de microfacies está compuesta por las siguientes microfacies:

A) Wackestone bioclástico con abundantes fragmentos de ostrácodos, comunes plaquetas de crinoides y briozoarios, con trazas de gasterópodos y ogonia (SE-5) (fotomicrografía 2). B) Wackestone de abundantes foraminíferos bentónicos, briozoarios, fragmentos de moluscos y comunes fragmentos de equinodermos (SE-7), fotomicrografía 2. C) Floatstone bioclástico con abundantes fragmentos de briozoarios y equinodermos con trazas de foraminífero planctónico multicameral biserial, gasterópodo micritizado y fragmento de bivalvo (SE-8), fotomicrografía 2.



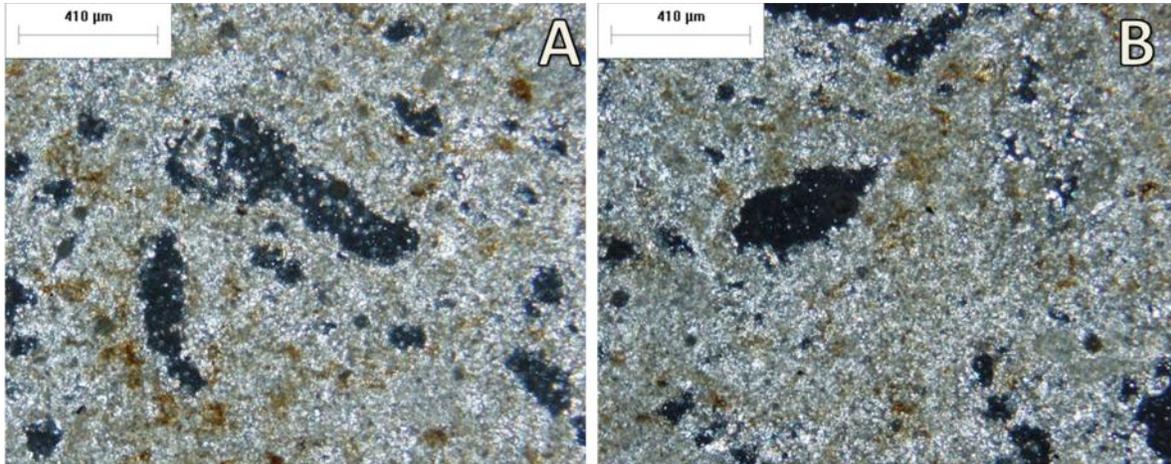
**Fotomicrografías 2.** A. Gasterópodo recristalizado (LPX). B. Plaqueta lunada de crinoide en posición de máxima iluminación (LPX). C. Foraminífero bentónico porcelanáceo (LPX). D. Ogonia (LPX).

### Asociación de microfacies MICFSE-3

Esta asociación de microfacies se caracteriza por una matriz micrítica con una recristalización a microespatita, ligeramente arcillosa, con contenido de óxidos de hierro.

Las muestras son carentes de contenido bioclástico causado por disolución selectiva y presenta porosidades de tipo móldicas pertenecientes a ostrácodos, fragmentos de conchas desarticuladas y plaquetas de crinoides, con un incipiente relleno por cristales de microespatita. Las microfacies que componen a esta asociación son:

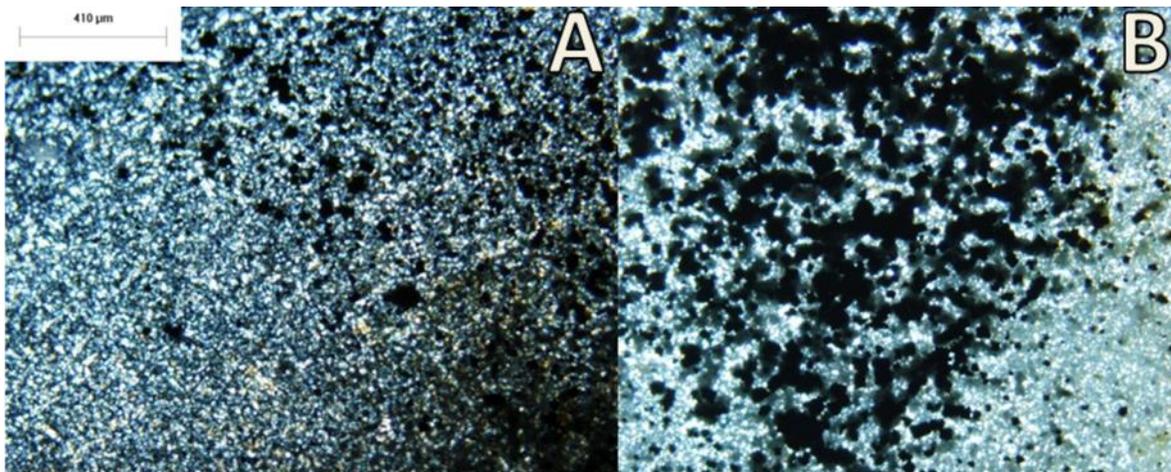
A) Textura de tipo wackestone de ostrácodos, fragmentos de moluscos y crinoides (SE-10). B) Wackestone de abundantes ostrácodos y moluscos con galerías rellenas de microespatita (SE-11).



**Fotomicrografías 3. A.** Porosidad móldica de una plaqueta de equinodermo. **B.** Porosidad móldica correspondiente a un ostrácodo (LPX).

### Microfacies (SE-12)

Esta asociación representa el límite en el que la roca pasa de caliza dolomitizada a caliza casi por completo arcillosa. La roca posee una textura de mudstone, ausente de contenido fósil y altamente arcillosa, con gran contenido de materia orgánica; así como óxidos de hierro así como pirita (vista con luz reflejada). En algunas zonas presenta neomorfismo coalesivo, que se evidencia con escasas recristalizaciones a microespatita.

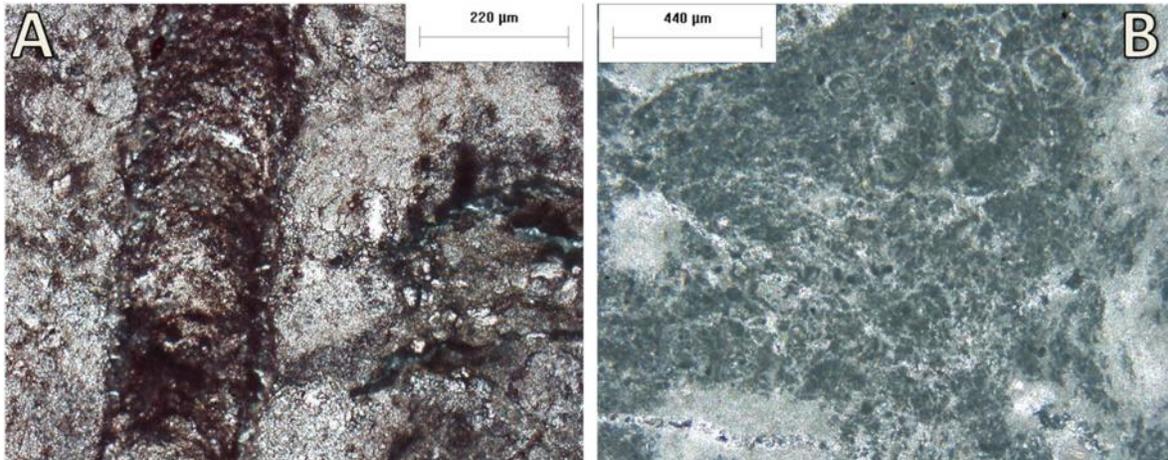


**Fotomicrografías 4. A y B.** Caliza arcillosa mudstone, sin fósiles y alto contenido de óxidos de hierro (negro) tomada con LPX.

### Asociación de microfacies MICFSE-4

Esta asociación de microfacies se caracteriza por su gran contenido arcilloso en la matriz micrítica, fragmentos de intraclastos y galerías.

El contenido esquelético corresponde únicamente a trazas de algas rojas y abundantes pellets dentro de las galerías (SE-13). Presenta una textura bafflestone con trazas de algas rojas y abundantes pellets.



**Fotomicrografías 5. A.** fragmento de alga roja en una matriz micrítica altamente arcillosa. **B.** Galería rellena con contenido peletal, tomada con LPX.

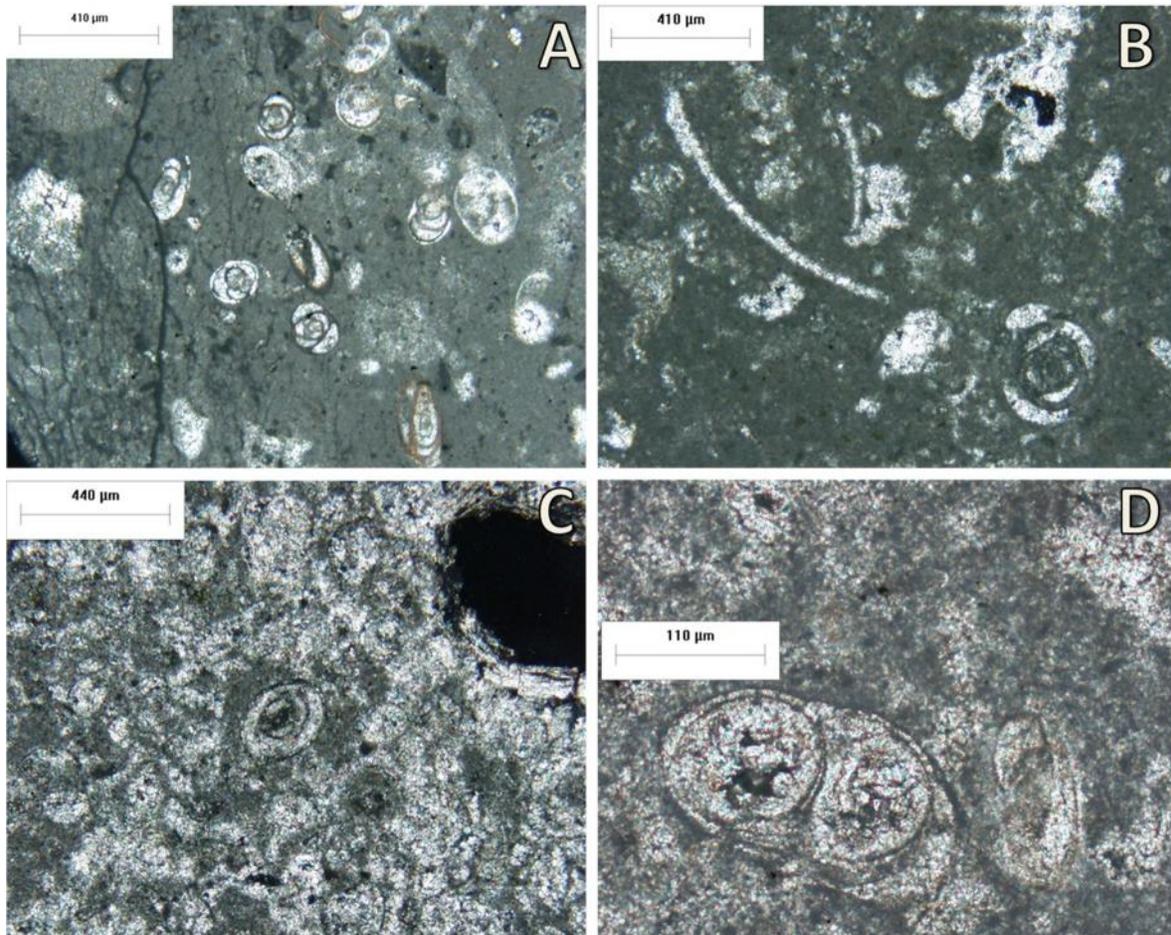
### Asociación de microfacies MICFSE-5

Esta microfacies está representada por una matriz micrítica altamente arcillosa, con recristalización incipiente de la matriz a dolomita anhedral; contenido de óxidos de hierro, abundantes pellets, materia orgánica con algunas porosidades de refugio o galerías, rellenas por microespatita y dolomita. El contenido fósil está representado por abundantes foraminíferos bentónicos (rotálidos, lenticulínidos y miliólidos) y plantónicos (multicamerales biseriales), ostrácodos desarticulados y gasterópodos recristalizados.

Las microfacies que componen a esta asociación son las siguientes:

A) Wackestone con abundantes foraminíferos bentónicos y plantónicos con dolomitización mímica (SE-14); B) Wackestone con abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos) y frecuentes ostrácodos y pellets (SE-16); C) Grainstone de intraclastos con abundantes fragmentos de conchas de moluscos, abundantes foraminíferos (miliólidos), comunes óxidos de hierro y trazas de micas cementados por un mosaico dolomítico xenotópico inequigranular (SE-17); D) Grainstone bioclástico de abundantes foraminíferos plantónicos (miliólidos y multicameral biserial), comunes algas verdes (dasycladacea) y abundantes pellets (SE-18); F) Floatstone con abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos, lenticulinas) y multicamerales uniserials, frecuentes ostrácodos, trazas de gasterópodos,

abundantes pellets y frecuentes intraclastos (SE-19); G) Grainstone con abundantes foraminíferos (miliólidos), multicamerales biseriales, uniseriales y comunes ostrácodos (SE-20).



**Fotomicrografías 6. A.** Wackestone de foraminíferos bentónicos (miliólidos) con matriz arcillosa (LPX). **B.** Floatstone que muestra foraminíferos bentónicos y fragmentos de ostrácodos (LPX). **C. y D.** Wackestone – Packstone con foraminíferos bentónicos y dolomitización incipiente (LPX).

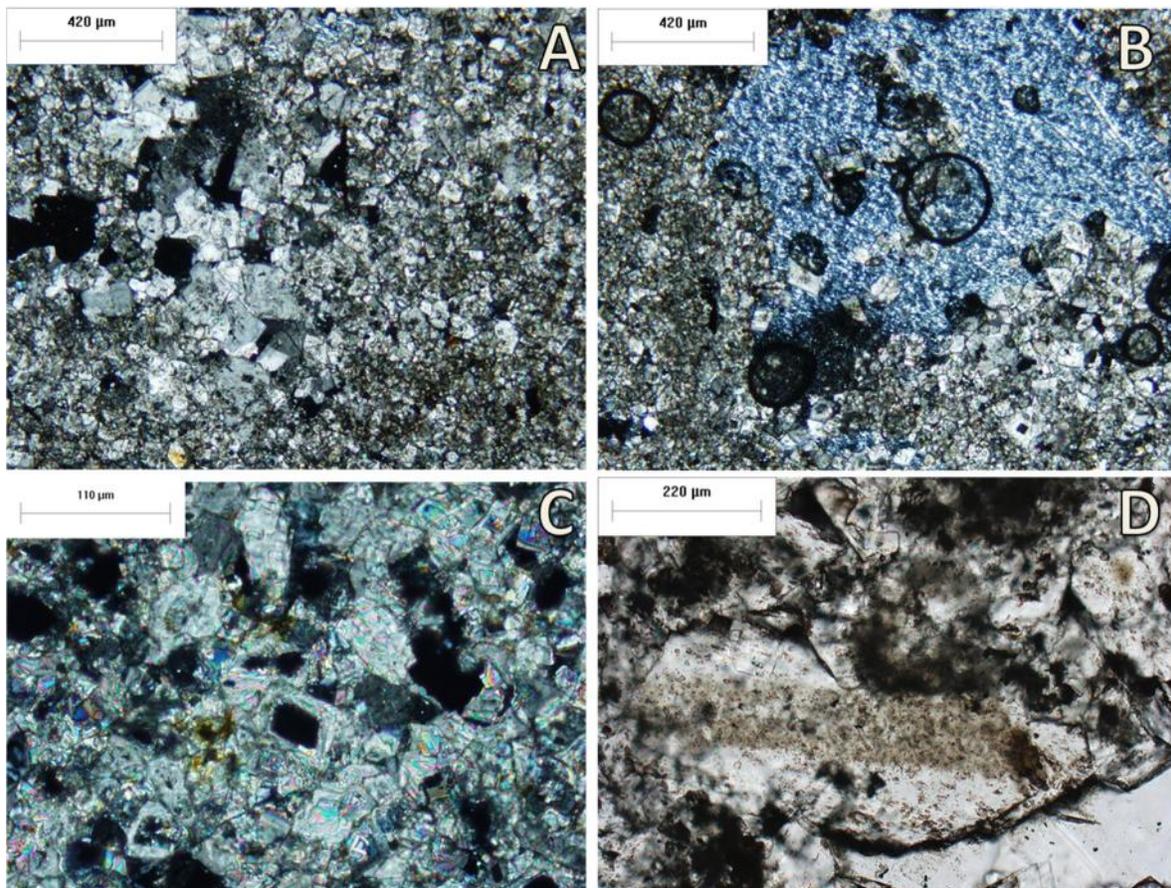
### Asociación de microfacies MICFSE-6

Las características distintivas correspondientes a esta asociación, reflejan cambios importantes en la textura depositacional durante o después de la litificación y representan microfacies diagenéticas afectadas por procesos de dolomitización destructiva. La fábrica dolomítica se halla principalmente a manera de mosaicos de tipo hipidiotópica inequigranular y xenotópica inequigranular, con algunos cristales con dedolomitización y contenido de óxidos de hierro, trazas de hematita mica biotita y arcilla.

El contenido fósil es escaso y consta de fragmentos de equinodermos comunes (espinas, plaquetas de crinoides), con crecimiento sintaxial, de trazas a raros fragmentos de conchas de moluscos recristalizados (ostrácodos y gasterópodos) y trazas de fantasmas de foraminíferos bentónicos.

Las microfacies correspondientes a esta asociación son las siguientes:

A) Mosaico dolomítico de tipo hipidiotópico inequigranular, con frecuente contenido de yeso, trazas de moluscos (gasterópodo) y equinodermos (SE-9); B) Mosaico dolomítico de tipo xenotópico inequigranular de apariencia turbia o sucia a causa del contenido de arcilla. (SE-21); C) Mosaico dolomítico de tipo xenotópico inequigranular, con fragmentos comunes a raros de equinodermos (plaquetas y espinas) (SE-22); D) Mosaico dolomítico de tipo hipidiotópico (en su mayoría) a idiotópico inequigranular con abundante dedolomitización, trazas de equinodermos, frecuentes micas (biotitas) y pellets (SE-23); E) Mosaico dolomítico de tipo xenotópico inequigranular, bimodal de cristales muy finos soportando cristales de mayor tamaño, con comunes recristalizaciones y moldes de ostrácodos (SE-24).



**Fotomicrografías 7.** **A.** Mosaico de dolomita (LPX). **B.** Mosaico de dolomita que rodea un cristal de yeso (LPX). **C.** Cristales de dolomita con dedolomitización (LPX). **D.** Espina de equinodermo con crecimiento sintaxial, rodeado por mosaico dolomítico (LPX).

## **Petrografía Pozo UNAM-6**

Para el pozo UNAM-6 se realizaron 16 láminas delgadas las cuales se describen a continuación. El muestreo para láminas delgadas inició a una profundidad de 288.55 [m] con la muestra que tiene por clave U6-1 hasta llegar a las zonas más superficiales con la muestra U6-10. Se analizaron láminas delgadas adicionales con claves U6-3a, U6-3b, U6-3i, U6-i3ii, U6-5a y U6-6a, que se ubican en zonas intermedias para una mayor distribución en el muestreo.

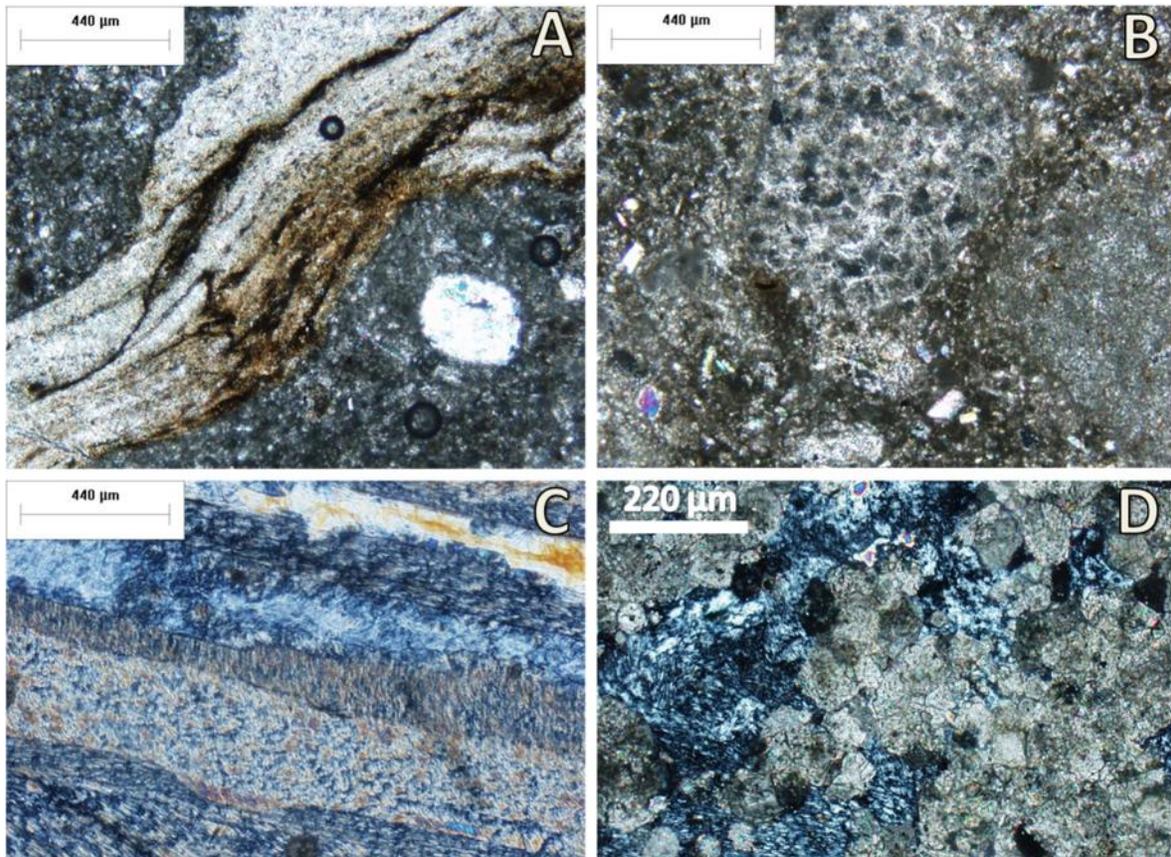
### **Asociación de microfacies MICFU6-1**

Esta asociación se encuentra representada por una caliza con matriz micrítica diagenética principalmente, con zonas afectadas por una fábrica de dolomitización selectiva, fábrica nodular (en su mayoría) con numeroso contenido de anhidrita y de yeso a manera de cristales elongados, alineados perpendicular a la perforación, de textura fibrosa que despliegan una macla, y fábrica selectiva por bioturbación rellena con peloides de origen biogénico “pellets fecales” de tonalidad oscura, con anillos periféricos o bordes recristalizados. Esta microfacies presenta también fragmentos comunes de intraclastos y micritización de algunos aloquímicos.

El contenido fósil de esta asociación consta de foraminíferos multicamerales biserials, micritizados, rodeados por un fino cemento isópaco, gasterópodos y bivalvos (ostréido).

La microfacies correspondiente a esta asociación es:

- A) Floatstone de foraminíferos comunes, trazas de gasterópodos y bivalvos (U6-1);
- B) Mudstone de micrita arcillosa con abundante contenido evaporítico y sin fósiles (U6-2).



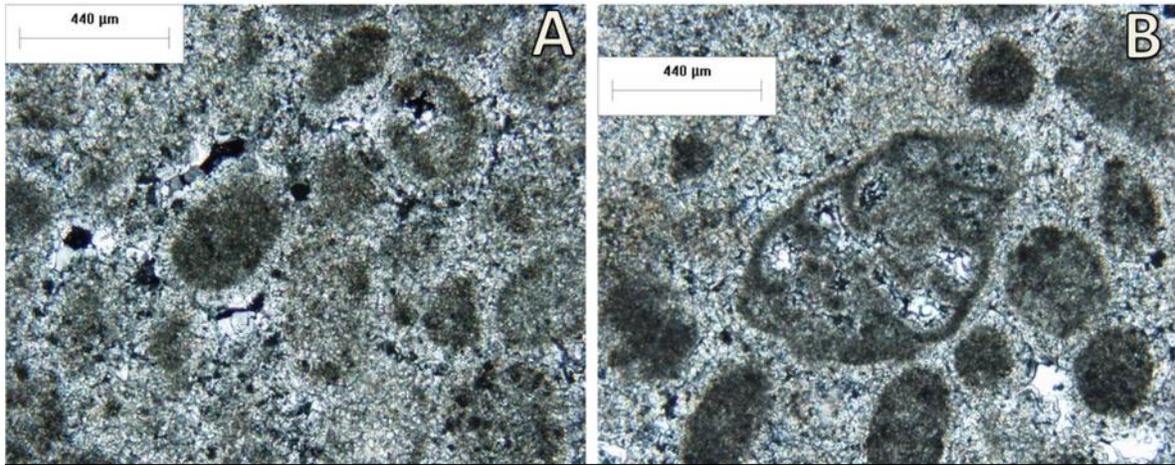
**Fotomicrografías 8.** **A.** Fragmento de ostréido, izquierda, y nódulo de anhidrita a la derecha (LPX). **B.** Galería rellena por abundantes pellets (LPX). **C.** Cristales tabulares de yeso paralelos a la perforación (LPX). **D.** Yeso con crecimiento de cristales de dolomita a manera de mosaico hipidiotópico a xenotópico inequigranular (LPX).

### Asociación de microfacies MICFU6-2

Esta asociación posee principalmente cemento que soporta partículas no esqueletales, como son, los peloides o pellets. Los tipos de cemento visibles corresponden a cemento isópaco con fantasmas de cemento fibroso que rodea los pellets, cemento menisco y cemento en bloques. El contenido bioclástico es escaso; contiene foraminíferos multicamerales biseriales micritizados y en algunos casos posee comunes foraminíferos bentónicos (miliólidos) con evidencias de una micritización parcial o casi total.

La textura típica de esta asociación de microfacies corresponde a:

A) Packstone - Grainstone con abundantes peloides y pellets con trazas de foraminíferos multicamerales biseriales (U6-3); B) Packstone peloidal con contenido de foraminíferos (miliólidos) micritizados (U6-i3ii).



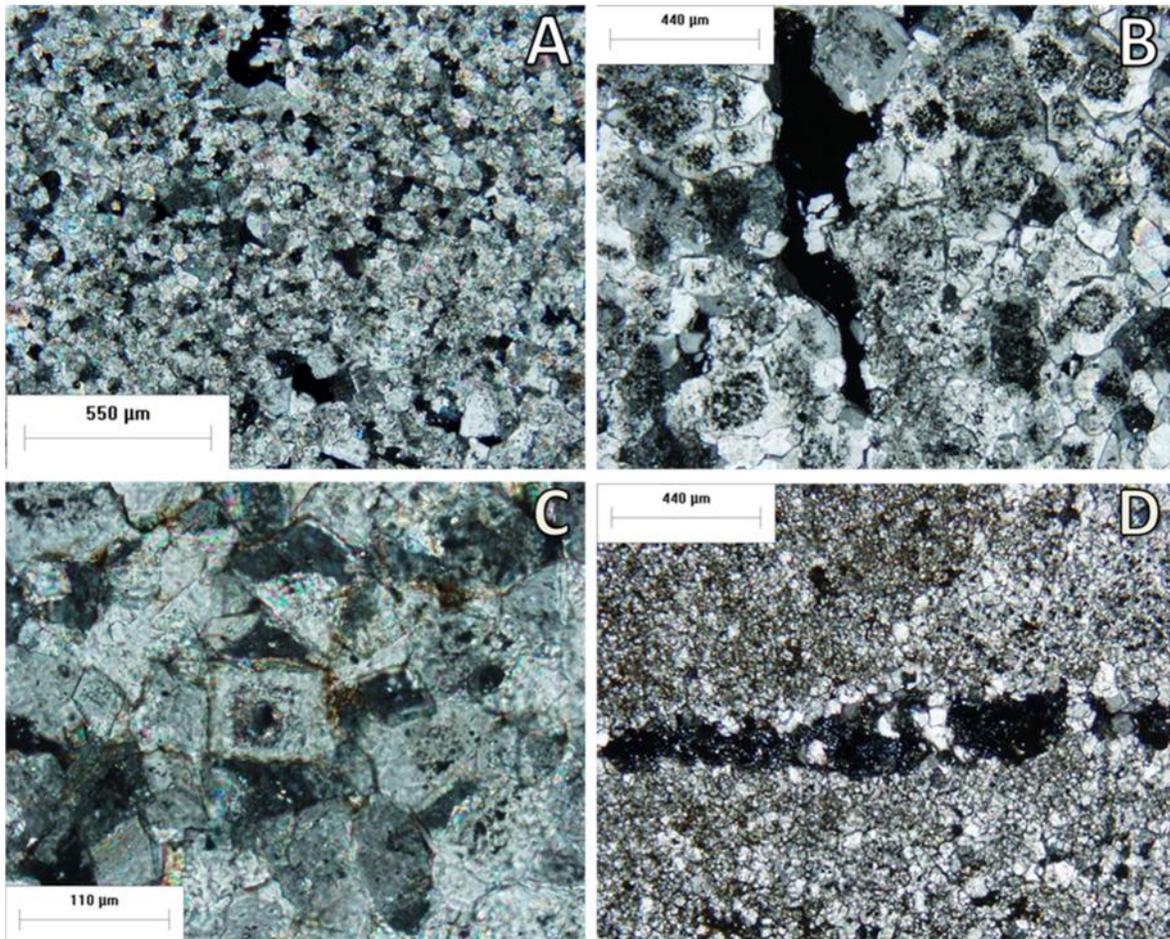
**Fotomicrografías 9. A.** Peloides con cemento isópaco y cemento en bloques (LPX). **B.** Foraminífero multicameral biserial micritizado (LPX).

### Asociación de microfacies MICFU6-3

Las características distintivas correspondientes a esta asociación muestran los cambios en la textura depositacional durante o después de la litificación y representan microfacies diagenéticas afectadas por procesos de dolomitización destructiva. La fábrica dolomítica se halla principalmente a manera de mosaicos de tipo hipidiotópica inequigranular y xenotópica inequigranular, en tamaños que varían de 55 µm a 10 µm, con algunos cristales con dedolomitización y contenido de óxidos de hierro, trazas de hematita, mica (biotita), y arcilla. Estas muestras no presentan algún contenido fósil a causa de la intensa dolomitización destructiva.

Las microfacies correspondientes a esta asociación son las siguientes:

- A) Mosaico de dolomita destructiva, xenotópico a hipidiotópico inequigranular (U6-3b);
- B) Mosaico de dolomita xenotópica inequigranular a hipidiotópica inequigranular con contenido de arcilla (U6-6);
- C) Mosaico de dolomita destructiva de tipo hipidiotópica equigranular con abundantes cristales dedolomitizados (U6-8);
- D) Mosaico de dolomita de tipo xenotópica inequigranular sucroso (U6-9).



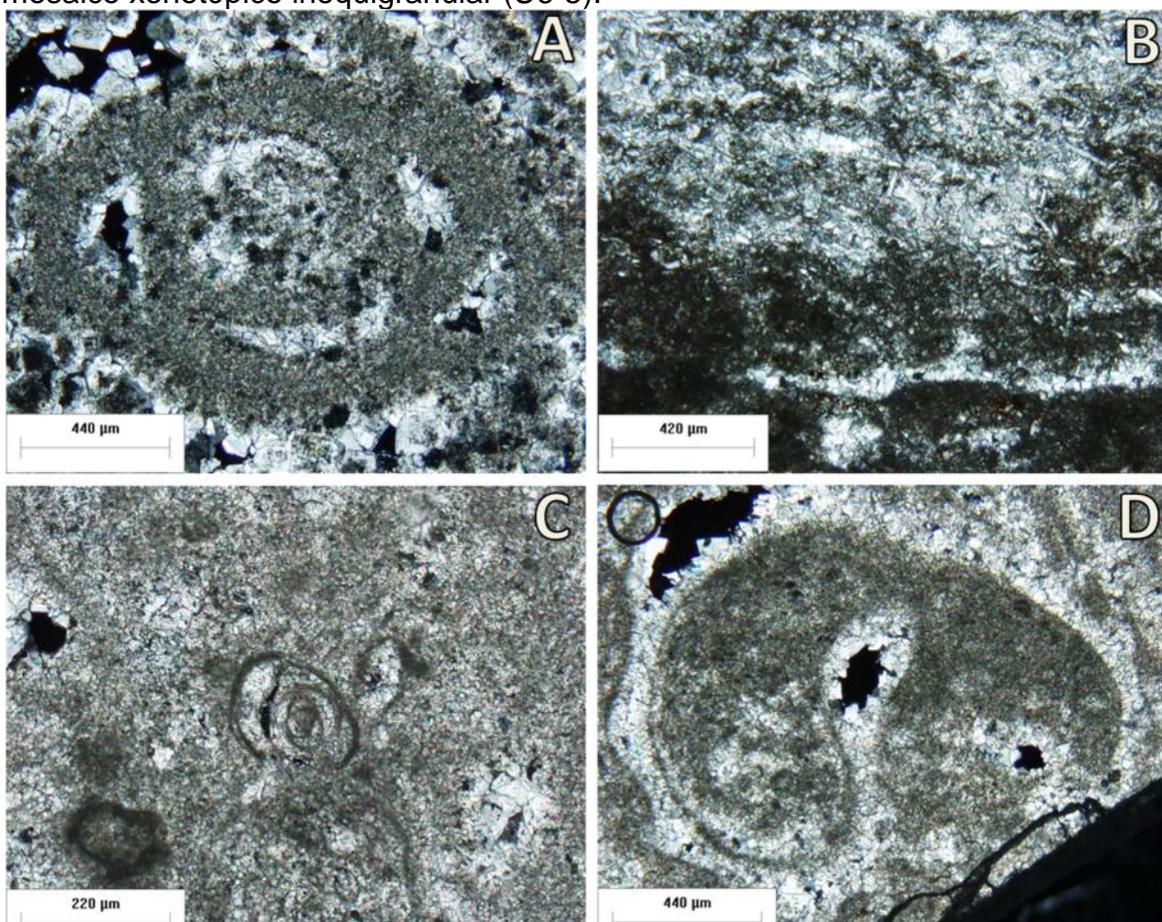
**Fotomicrografías 10.** **A.** Mosaico dolomítico de tipo xenotópico a hipidiotópico inequigranular (LPX). **B.** Mosaico dolomítico de tipo xenotópico inequigranular (LPX). **C.** Mosaico hipidiotópico inequigranular con un inicio de dedolomitización (cristal central). **D.** Dolomitización sucrosa que genera un mosaico xenotópico con un desarrollo de cristales euhedrales en una porosidad de fractura (LPX).

#### Asociación de microfacies MICFU6-4

Las características distintivas correspondientes a esta asociación, muestran los cambios en la textura depositacional durante o después de la litificación, y representan microfacies diagenéticas afectadas por procesos de dolomitización destructiva y dolomitización pervasiva o mímica, en la cual, persisten fantasmas de fósiles o fósiles micritizados con dolomitización. La fábrica dolomítica se halla principalmente a manera de mosaicos de tipo hipidiotópica y xenotópica inequigranular, en tamaños que varían de 55  $\mu\text{m}$  a 10  $\mu\text{m}$ , con algunos cristales con dedolomitización y contenido de óxidos de hierro, trazas de hematita, mica biotita, y arcilla. Este mosaico se encuentra, a su vez, conviviendo con micrita hacia la base de ésta, con laminación ondulada y escaso contenido fósil.

El contenido fósil se encuentra intensamente alterado a causa de la dolomitización y consiste de foraminíferos bentónicos (miliólidos) como fantasmas o recristalizados, fragmentos de equinodermos (plaquetas y espinas), gasterópodos recristalizados, fragmentos de conchas desarticuladas de moluscos, galerías rellenas de material peletal y espículas de esponjas retrabajadas (Fotomicrografía 9). Las microfacies correspondientes a esta asociación son las siguientes:

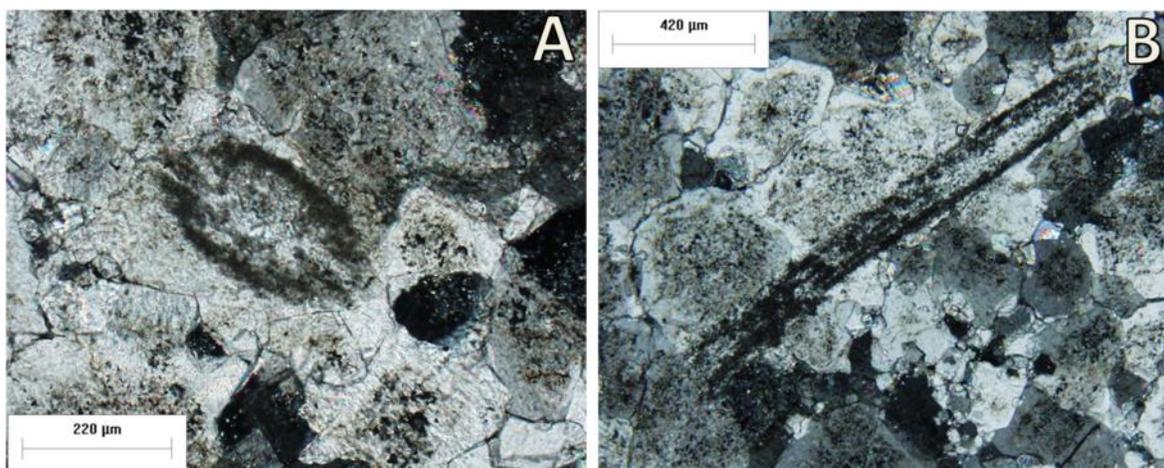
A) Wackestone con abundantes pellets relleno de una galería, trazas de bivalvo, ogonia, conchas moluscos y foraminíferos bentónicos dolomitizados o micritizados contiguo a un mosaico xenotópico inequigranular a la base de la lámina (U6-3a); B) Mosaico dolomítico de tipo xenotópico inequigranular con comunes fantasmas de foraminíferos bentónicos (miliólidos) y comunes plaquetas de equinodermos en contacto con wackestone con abundantes espículas de esponjas retrabajadas imbricadas (U6-4); C) Wackestone – Packstone con frecuentes foraminíferos (miliólidos) y ostrácodos, comunes fragmentos de moluscos, foraminíferos multicamerales biseriales, troncoespirales, trazas de algas dasycladacea (1.1 mm a 770  $\mu\text{m}$ ) y galerías rellenas con zonas de dolomitización destructiva a manera de mosaico xenotópico inequigranular (U6-5).



**Fotomicrografías 11.** A. Fantasma de foraminífero bentónico miliólido (LPX). B. Espículas de esponja retrabajadas que sobreyacen a una zona micrítica con escasa dolomitización (LPX). C. Miliólido recristalizado y dolomitizado (LPX). D. Gasterópodo micritizado en corte transversal con recristalización y dolomitización selectiva (LPX).

Esta asociación se caracteriza por la destrucción de la textura primaria de las facies depositacionales a causa del proceso de dolomitización destructiva, que genera un mosaico hipidiotópico inequigranular.

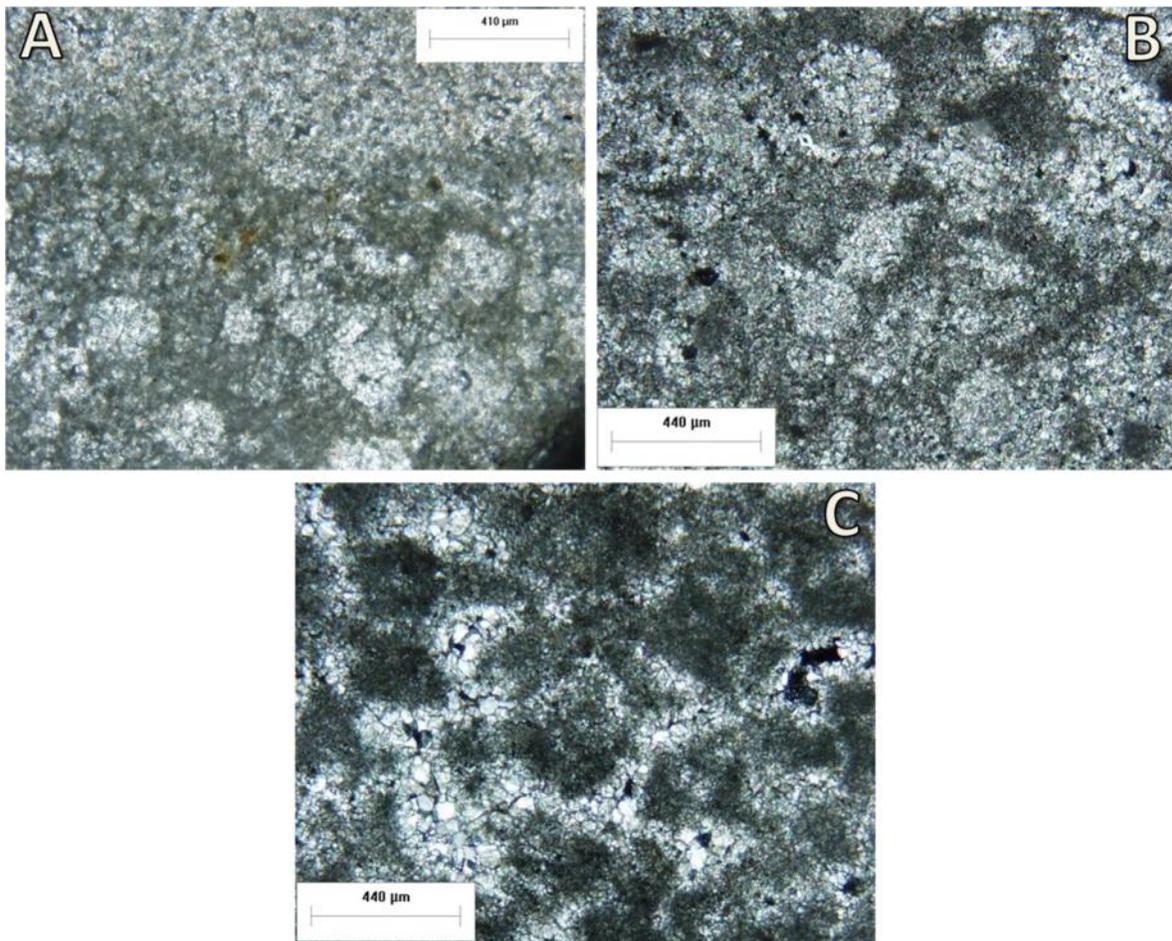
Igualmente, este mosaico representa una dolomitización de tipo mímica, ya que el único contenido fósil que se presenta de manera frecuente corresponde a espinas de equinodermos en corte transversal, longitudinal y oblicuo; en todos los casos estos organismos despliegan su típico cemento sintaxial (U6-5a). Ésta microfacies posee características diagenéticas y de dolomitización similares a las microfacies MICFU6-4, pero la escasa variedad de organismos impide su agrupación en estas microfacies.



**Fotomicrografías 12.** A. Fantasma de Espina de equinodermo en corte oblicuo. B. Fantasma de espina de equinodermo en corte longitudinal (LPX).

### Asociación de microfacies MICFU6-6

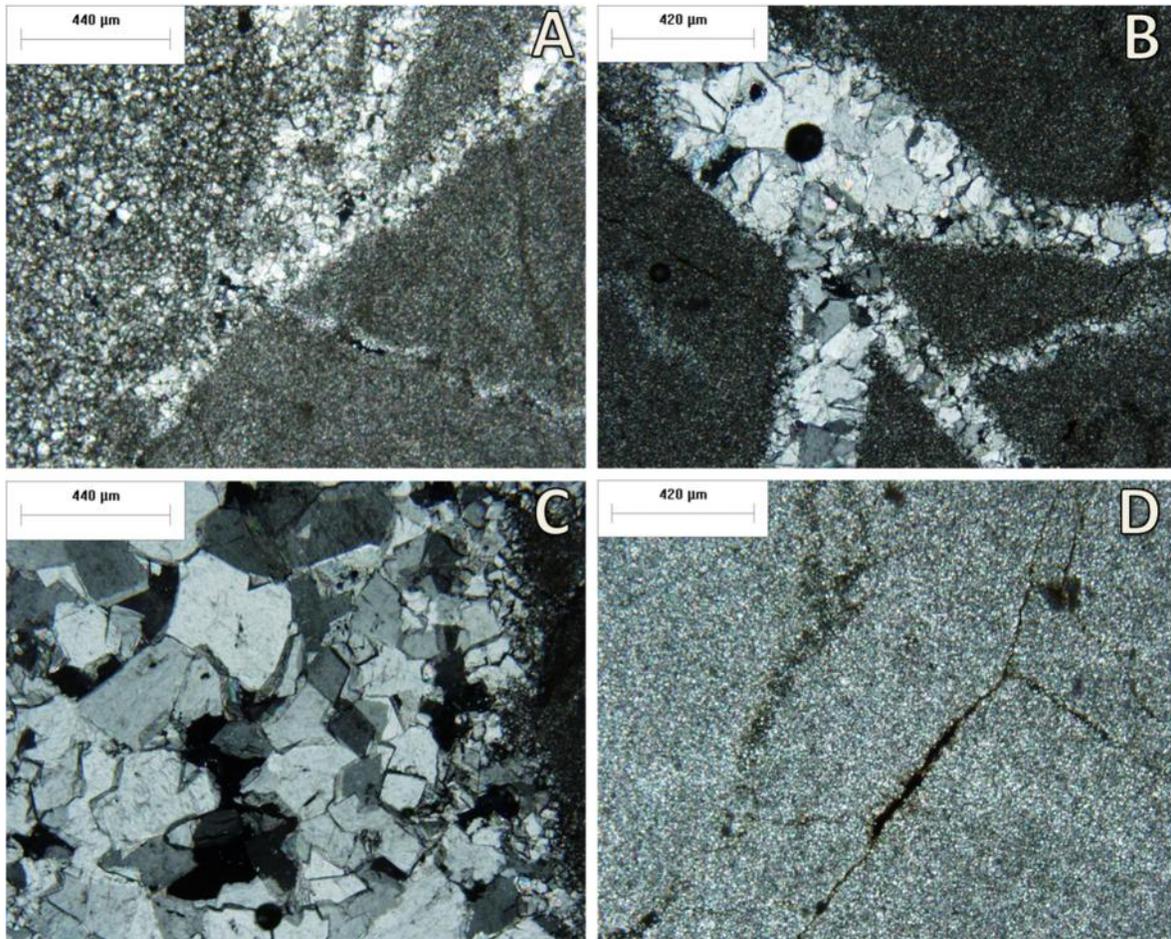
Esta asociación está caracterizada por una recristalización y dolomitización incipiente que afectó a cada uno de sus componentes, preservando la matriz micrítica. Estas microfacies presentan una fábrica peletal o conchas (?) con zonas lodosas y zonas recristalizadas y dolomitizadas. Es difícil precisar el contenido aloquímico ya que ha sido destruido por la recristalización, no obstante, la microfacies presenta el vestigio de una textura probablemente packstone – grainstone, con abundantes recristalizaciones de forma circular o elipsoidal probablemente pertenecientes a abundantes moldes de pellets recristalizados (?) y trazas de conchas de moluscos desarticulados (?) en las muestras U6-3i y U6-6a. Existen algunas zonas micríticas con intraclastos en tamaños que varían de 0.5 mm a 5 mm, que recubren las texturas anteriores, con laminaciones onduladas, particularmente en la muestra 6-3i. En el caso de la microfacies U6-10 es imposible determinar algún vestigio de su textura depositacional debido a la dolomitización incipiente, presenta numerosos peloides de lodo y únicamente se puede distinguir una traza de concha de molusco.



**Fotomicrografías 13. A. y B** Fantasmas de pellets recristalizados (?) en los cuales se preservó la matriz micrítica (LPX). C. Peloides de lodo (LPX).

### **Asociación de microfacies MICFU6-7**

Estas microfacies presentan una textura de tipo mudstone sin contenido fósil, con una transformación neomórfica de micrita a microespatita y ligero contenido de óxidos de hierro (U6-7). Presenta numerosas zonas fracturadas que permitieron el ingreso de fluidos dolomitizantes y favorecieron la precipitación de cristales de dolomita de tipo hepidiotópico a hipidiotópico, con cementos cristalinos de tipo isópacos radial que rodean la roca (primera fase de cementación) y cemento en bloques (segunda generación) que sella esta porosidad de fractura (Fotomicrografía 12, B).

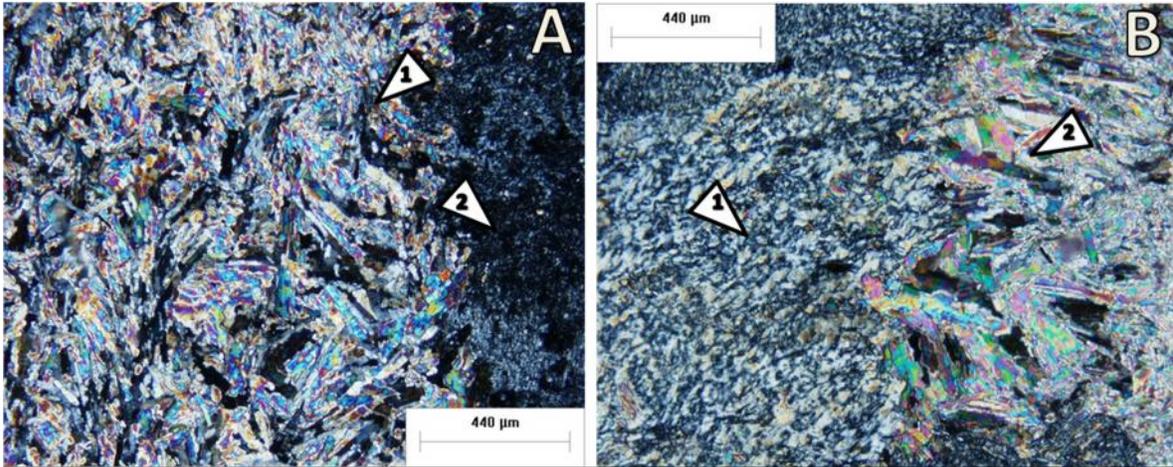


**Fotomicrografías 14.** **A.** Zona fracturada que favoreció el proceso de dolomitización (LPX). **B.** Fractura rellena con cemento de cristales dolomíticos isópacos y en bloques (LPX). **C.** Mosaico de dolomita de tipo hepidiotópico a idiotópico inequigranular (LPX). **D.** Textura mudstone de microespatita con fracturas rellenas de óxidos de hierro (LPX).

## Petrografía Pozo UNAM-7

### Asociación de microfacies MICFU7-1

Esta muestra representa a los potentes horizontes evaporíticos de yeso y anhidrita ubicados por encima de la brecha de impacto y consisten de grandes cristales de yeso con formas anhedrales fibrosos con recristalizaciones de anhidrita, a manera de parches, cristales tabulares euhedrales ocasionalmente con textura "chicken wire" (U7-1).

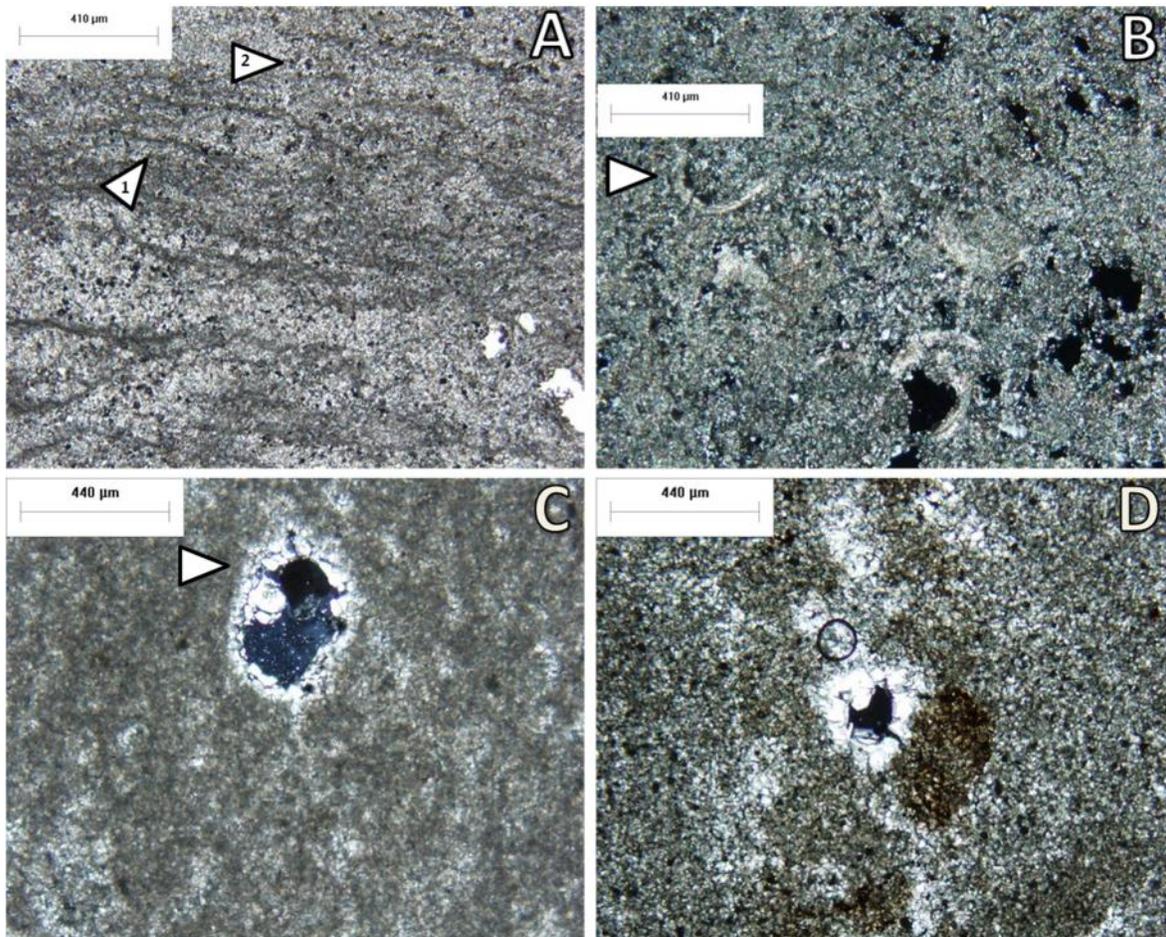


**Fotomicrografías 15. A.** Anhidrita con textura “chicken wire” (1) y yeso fibroso (2). **B.** Yeso fibroso (1) con recrystalizaciones de anhidrita (2).  
Fotomicrografías tomadas con LPX.

### Asociación de microfacies MICFU7-2

Esta asociación se caracteriza por el escaso contenido bioclástico con texturas mudstone a wackestone, principalmente de ostrácodos y trazas de gasterópodos flotando dentro de una matriz micrítica que presenta numerosas zonas con recrystalización neomórfica a microespatita, contenido de arcilla, óxidos de hierro y una dolomitización incipiente que afectó en su mayoría a las zonas porosas; existen zonas donde la dolomitización fue penetrante y generó mosaicos xenotópicos inequigranulares. En algunos casos (U7-3 y U7-6), se presenta una disolución selectiva que afecta a los granos esqueléticos, generando porosidades de tipo móldica, que preservan la textura depositacional. Estas porosidades se encuentran parcialmente rellenas por pequeños cristales de tipo isópaco o totalmente rellenas por cemento en drusa. Los moldes presentan una preservación moderada a buena. Las texturas identificadas son las siguientes:

A) Mudstone – Wackestone (U7-2) con abundantes a comunes fragmentos de ostrácodos fragmentados por compactación, con abundantes estilolitas de tipo no saturadas en enjambre; B) Mudstone con trazas de ostrácodos y gasterópodos reemplazados por microespatita de dolomita (U7-3); C) Mudstone con contenido raro de ostrácodos (U7-6).



**Fotomicrografías 16.** **A.** Estilolitas de tipo sencillas (triángulo 1) en una matriz microespatítica y abundantes concentraciones de material micrítico posiblemente peletal (triángulo 2), tomada con LP; **B.** Abundantes fragmentos de ostrácodos desarticulados y retrabajados, tomada con LPC; **C.** Molde de ostrácodo con cemento de tipo isópaco (de primera formación) seguido por un cemento en bloques (segunda formación) que no lo ha obliterado por completo. **D.** Porosidad móldica parcialmente rellena similar a la anterior sobre una matriz micrítica.  
Fotografías tomadas con LPX.

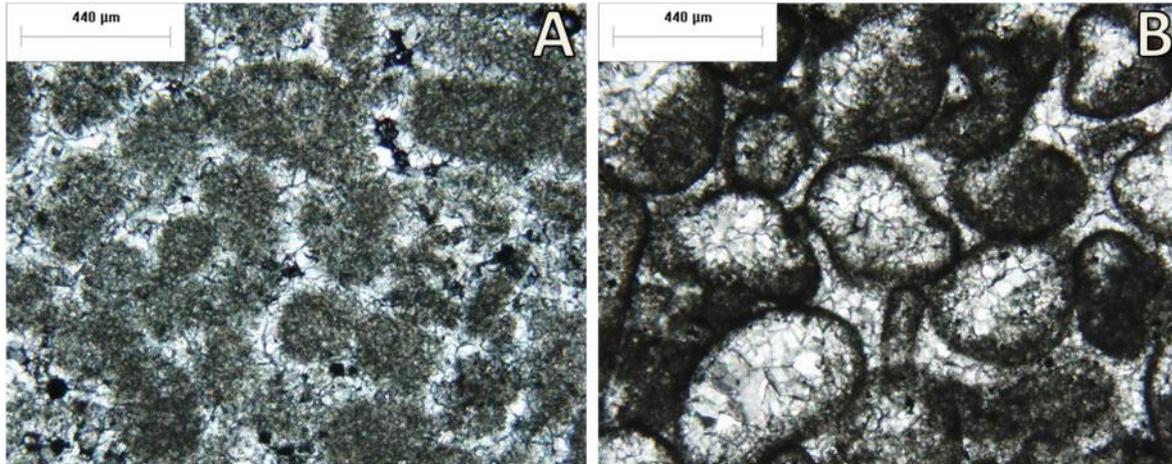
### Asociación de microfacies MICFU7-3

Esta asociación posee principalmente cemento que soporta partículas no esqueléticas, como son los pellets y cortoides. Algunos de estos cortoides se caracterizan por su corteza micrítica con una dolomitización de la zona interna. Los tipos de cemento visibles corresponden a cemento isópaco que rodea los granos, cemento menisco y cemento en bloques. El contenido bioclástico es escaso, contiene ostrácodos micritizados y recristalizados así como fragmentos de conchas de moluscos.

Existen zonas en donde la textura original fue destruida a causa de la formación de un mosaico dolomítico de tipo xenotípico inequigranular.

La textura típica de esta asociación de microfacies corresponde a:

A) Grainstone con abundantes peloides, micritizados y dolomitizados (U7-4); B) Grainstone con abundantes cortoides y trazas de moluscos micritizados y recristalizados por dolomita (U7-5).

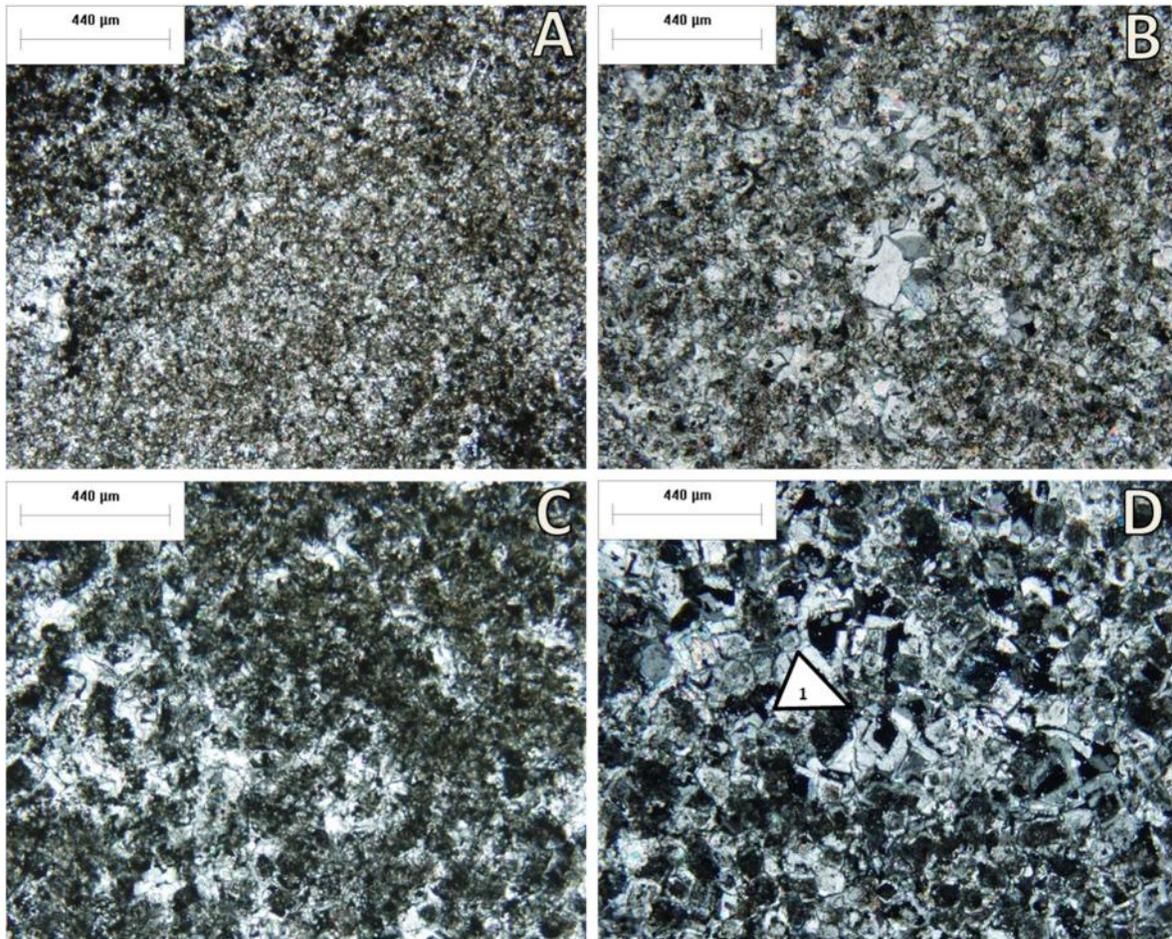


**Fotomicrografías 17. A.** Grainstone peloidal con cemento isópaco y menisco (LPX). **B.** Grainstone peletal dolomitizado (LPX).

#### **Asociación de microfacies MICFU7-4**

Esta microfacies es característica por la ausencia del contenido bioclástico, presenta una fábrica cristalina de textura mudstone con zonas de dolomitización incipiente, donde es posible ver un mosaico de tipo xenotópico inequigranular. Presenta escasas fracturas con un relleno parcial de cristales de dolomita, con cemento de tipo isópaco y en bloques, las zonas donde el lodo calcáreo se encuentra mejor preservado es posible ver una laminación ondulada. Las texturas encontradas son:

A) Mudstone en contacto con zonas de mosaico xenotópico inequigranular (U7-7); B) Mudstone sin contenido bioclástico, con zonas arcillosas y mosaico xenotópico inequigranular, con algunos cristales de dolomitizados (U7-8).



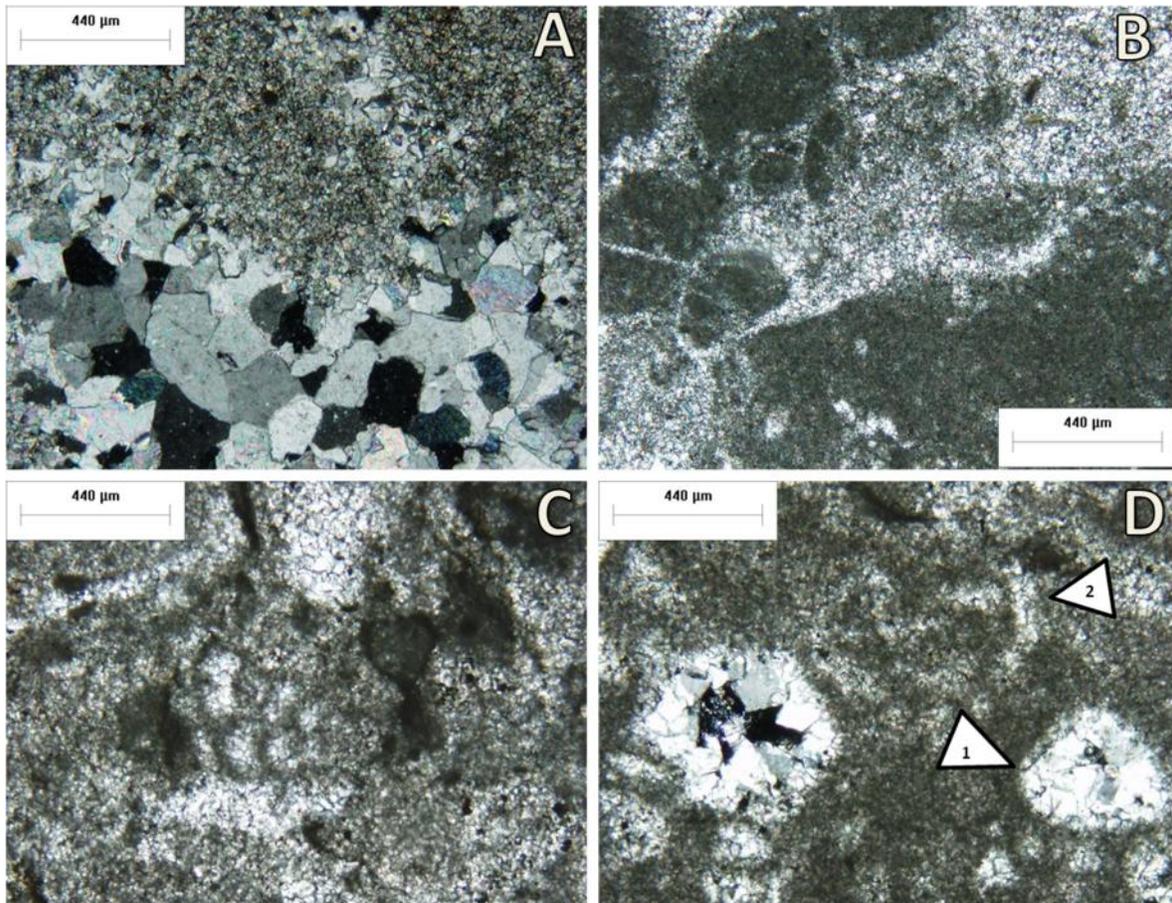
**Fotomicrografías 18.** A, B, C. Mudstone micrítico con contenido arcillosos y recristalizaciones de dolomita. D. Mosaico xenotópico inequigranular con algunos cristales dedolomitizados (triángulo 1).  
Fotomicrografías tomadas con LPX.

### Asociación de microfacies MICFU7-5

Esta asociación de tipo diagenética presenta abundantes fragmentos de intraclastos de tamaños que varían desde 600  $\mu\text{m}$  hasta 35 mm, subredondeados sin ningún ordenamiento o imbricación y escasas zonas de fracturas (U7- 9, U7-10, U7-11 y U7-12). El contenido aloquímico en esta asociación que se ubica dentro de estos intraclastos es escaso y a menudo difícil de distinguir a causa de las recristalizaciones de la micrita a dolomita; existen comunes fantasmas de ostrácodos (?), fragmentos de moluscos, abundantes ovoides peletales con tamaños variables que van desde los 10  $\mu\text{m}$  hasta los 300  $\mu\text{m}$  y comunes foraminíferos multicamerales biseriales micritizados con rellenos de dolomita (U7-10 y U7-11).

Presentan mosaicos de dolomita de tipo hipidiotópica a xenotópica inequigranular en las zonas que soportan a estos intraclastos, así como, en las áreas de porosidad de fractura con cementos de tipo isópaco (de primera formación) y cemento en

bloques (de segunda formación). De manera particular, relativa a las microfacies U7-12 se presenta una superficie notablemente erosiva de la zona arcillosa en contacto con un cemento dolomítico xenotópico inequigranular, que soporta fragmentos de intraclastos.

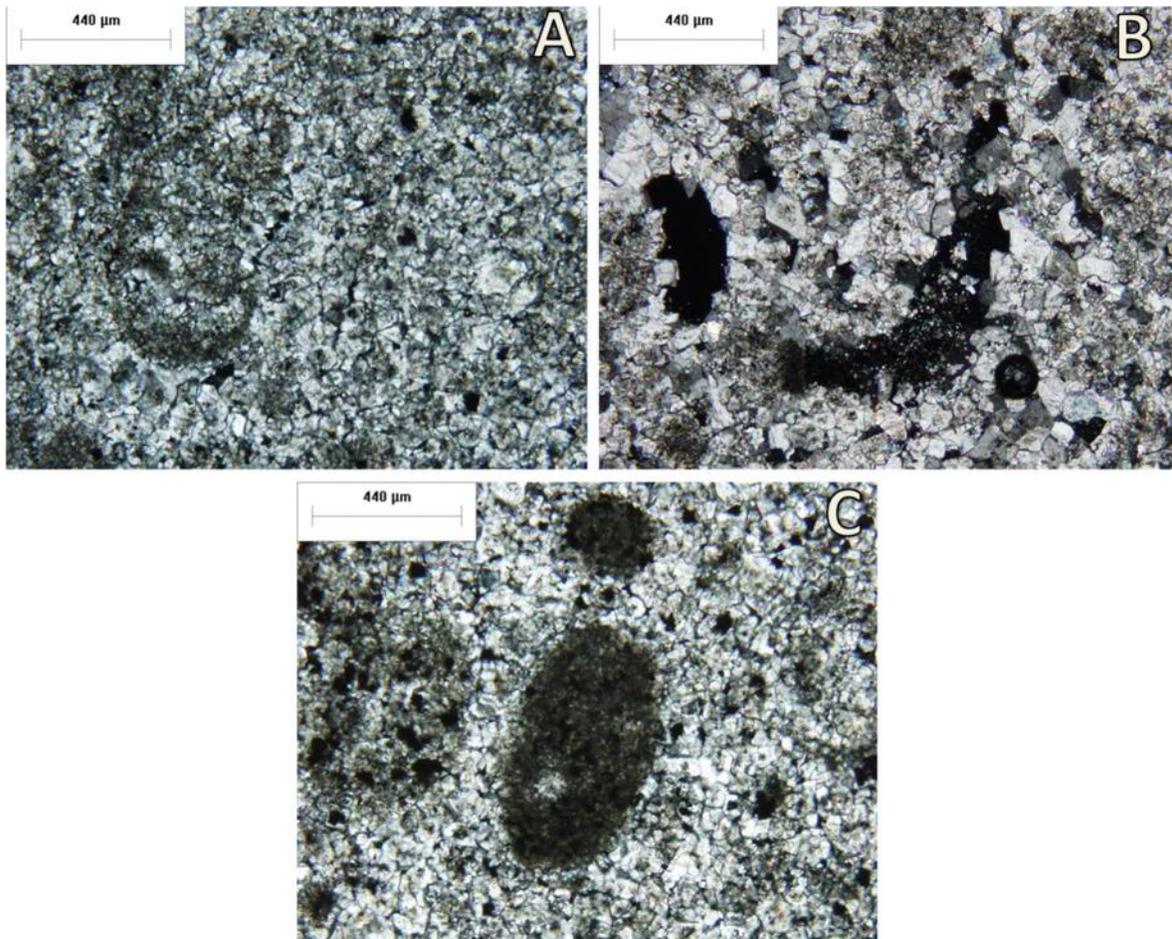


**Fotomicrografías 19.** **A.** Fragmentos de intraclastos con una recristalización incipiente cementados por cristales dolomíticos. **B.** Fragmentos de intraclastos que subyacen a una superficie erosiva. **C.** Foraminífero multicameral biserial micritizado dentro de un intraclasto. **D.** Fragmentos de bioclastos recristalizados, posible ostrácodo (triángulo 1) y fragmento de conchas (triángulo 2).  
Fotomicrografías tomadas con LPX.

### Asociación de microfacies MICFU7-6

Se exhibe una fábrica cristalina caracterizada por contener un mosaico dolomítico de tipo xenotópico a hipidiotópico inequigranular que destruyó parte de la textura original con algunas zonas de dolomita mímica, en la cual, es posible ver algunos fragmentos de bioclastos. Estos consisten predominantemente de comunes a raros foraminíferos multicamerales biserials micritizados y comunes fragmentos de equinodermos (específicamente plaquetas de crinoides), que exhiben su típico cemento sintaxial. Estas microfacies (U7-13) presentan, a su vez, abundantes

pellets soportados por un cemento dolomítico, frecuentes porosidades de tipo vugular y móldicas que asemejan fragmentos de conchas de moluscos desarticulados.



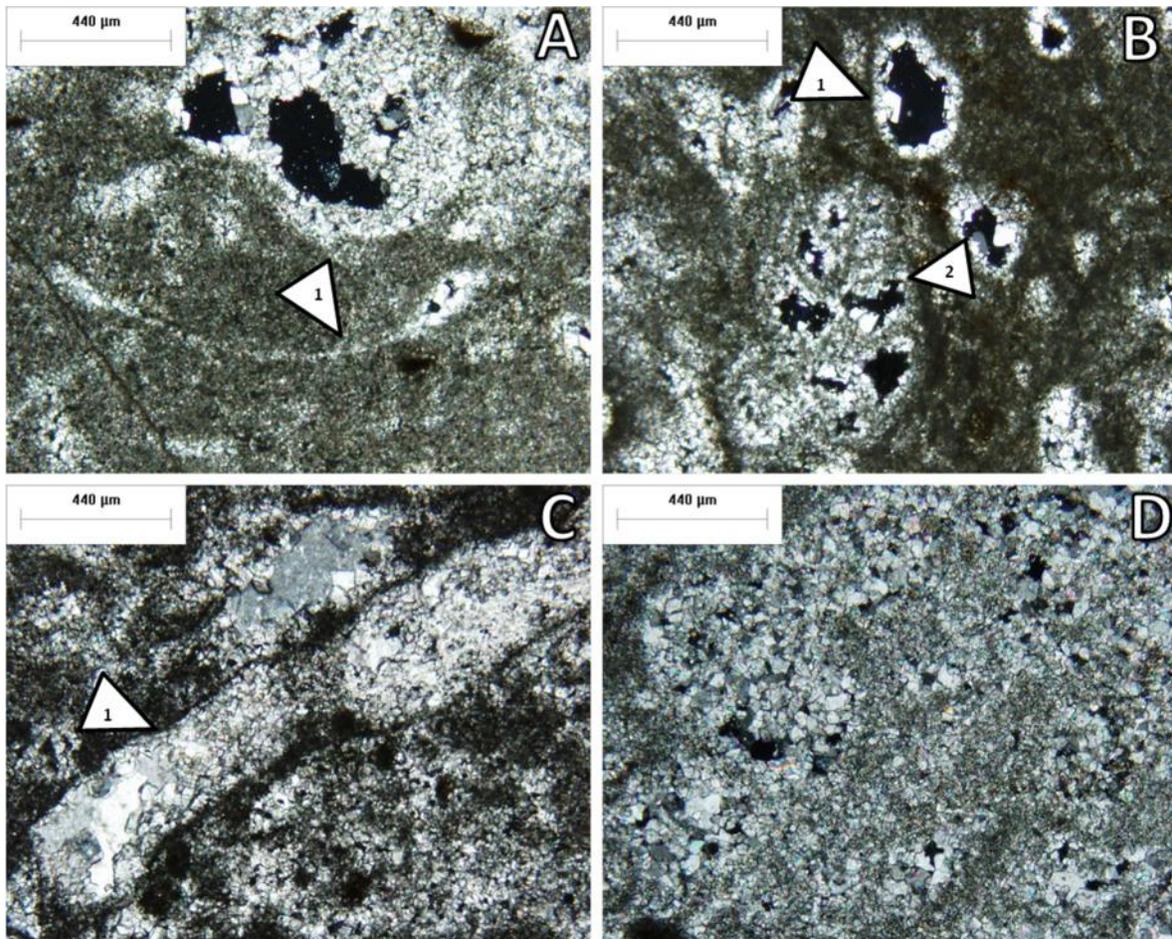
**Fotomicrografías 20.** A. Foraminífero multicameral biserial micritizado dentro de un cemento dolomítico de tipo xenotópico inequigranular (LPX). B. Plaqueta de crinoide lunado en posición de máxima extinción (LPX). C. Pellets micríticos con su típico cemento microcristalino peloidal (LPX).

### Asociación de microfacies MICFU7-7

En esta asociación se presenta gran parte del contenido micrítico con zonas de intensa recristalización y afectación por dolomitización selectiva e incipiente. La dolomitización afectó principalmente al contenido esquelético y algunas zonas de la lámina, creando mosaicos de dolomita xenotópica inequigranular (U7-14).

El contenido bioclástico reconocible corresponde a conchas de ostréidos, espinas de equinodermos con cemento sintaxial, foraminíferos multicamerales biseriales y algas filamentosas recristalizadas con cemento isópaco y en bloques. También es posible ver un proceso incipiente de micritización alrededor de algunos bioclastos.

La textura característica de estas microfacies es de tipo floatstone con abundantes conchas de bivalvos, comunes espinas de equinodermos, algas filamentosas y trazas de foraminíferos multicamerales biseriales.



**Fotomicrografías 21.** **A.** Fragmentos de concha con una recrystalización por dolomita. **B.** Concha de ostrácodo parcialmente rellena por cemento dolomítico (1) y foraminífero multicameral biserial micritizado con cristales de dolomita dentro de sus cámaras (2). **C.** Alga filamentososa rellena por cristales dolomíticos (1). **D.** Mosaico de dolomita xenotópica inequigranular coexistiendo con micrita neomórfica. Fotomicrografías tomadas con LPX.

### Técnica complementaria

### Resultados por Difracción de Rayos X

Los resultados mediante esta técnica tienen como objetivo, conocer la composición del material arcilloso, lo que es de gran utilidad en la interpretación paleoambiental. El conocimiento de la mineralogía arcillosa nos permite conocer procesos

relacionados con la morfología continental, actividad tectónica y evolución climática, así como, la asociación con las fluctuaciones en el nivel del mar (Chamley, 1989).

<b>Pozo UNAM 5</b>			<b>DRX (abundancia de izquierda a derecha)</b>	
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>	<b>Minerales Carbonatos</b>	<b>y Minerales Arcillosos</b>
<b>UNAM 5</b>	Carbonato deleznable y Arcilla roja	35	Calcita, trazas de cuarzo.	Trazas de Esmectita-Caolinita
<b>SE-20F</b>	Dolomita con micrita	121.72	Dolomita pura	Sin filosilicatos
<b>SE-14</b>	Dolomita con micrita	190.13	Dolomita pura	Sin filosilicatos
<b>SE-12F</b>	Arcilla verde	240.5	Arcilla pura	Paligorskita pura
<b>SE-8</b>	Micrita	294.11	Calcita, dolomita y yeso	Sin filosilicatos
<b>U5-0</b>	Brecha con arcilla verde poco consolidada (Brecha de impacto)	334.55	Calcita, cuarzo, yeso y anhidrita	Interestratificado Esmectita -Ilita

Tabla 2. Resumen de los resultados encontrados en el pozo UNAM-5.

<b>POZO UNAM 6</b>			<b>DRX (abundancia de izquierda a derecha)</b>	
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>	<b>Minerales y Carbonatos</b>	<b>Minerales Arcillosos</b>
<b>U6-10F</b>	Caliza dolomitizada	77.8	Calcita y trazas de dolomita	Sin filosilicatos
<b>U6-9F</b>	Dolomita y arcilla	97.6	Dolomita	Paligorskita
<b>U6-5F</b>	Micrita y dolomita	196.5	Dolomita y cuarzo	Sin filosilicatos
<b>U6-3aF</b>	Micrita y dolomita	223.5	Dolomita pura	Sin filosilicatos
<b>UNAM 6</b>	Arcilla verde	254	Dolomita, trazas de calcita y de cuarzo, posibles trazas de feldespato.	Paligorskita principalmente con algo de caolinita.

Tabla 3. Resumen de los resultados encontrados en el pozo UNAM-6.

<b>UNAM 7</b>			<b>DRX (abundancia de izquierda a derecha)</b>	
<b>CLAVE</b>	<b>DESCRIPCIÓN GENERAL</b>	<b>Profundidad</b>	<b>Minerales y Carbonatos</b>	<b>Minerales Arcillosos</b>
<b>U7-14</b>	Micrita y dolomita	15.7	Dolomita trazas de calcita	Sin filosilicatos
<b>UNAM 7 50.2</b>	Material arcilloso	50.2	Dolomita	Abundante contenido de Esmectita
<b>U7-12A</b>	Dolomita y arcilla	66.2	Dolomita, cuarzo y posibles trazas de feldespatos.	Vermiculita
<b>UNAM 7 67.25</b>	Material arcilloso	67.25	Dolomita	Abundante contenido de Esmectita
<b>U7-8</b>	Dolomita-dedolomita-arcilla	118.2	Dolomita pura	Sin filosilicatos
<b>UNAM 7</b>	Arcilla verde	210	Yeso	Esmectita
<b>U7-0</b>	Brecha con arcilla verde poco consolidada (Brecha de impacto)	226.3	Dolomita, Halita, trazas de cuarzo, calcita y posiblemente feldespato.	Interestratificaciones de Iilita-Esmectita

Tabla 4. Resumen de los resultados encontrados en el pozo UNAM-7.

## Discusión

En el capítulo anterior, se analizan los diversos factores o procesos que determinan la depositación y distribución de organismos en las plataformas carbonatadas y en diversos ambientes sedimentarios, como son: a) las variaciones en la profundidad que regulan la intensidad de la luz, de la temperatura y de la oxigenación, las cuales decrecen con respecto a la profundidad; b) las variaciones superficiales, como las batimétricas en las zonas cercanas a la costa u océano abierto; y c) los eventos geológicos actuantes, ya sea, locales o regionales. El análisis textural y composicional por medio de lámina delgada constituyó en este estudio, un elemento fundamental en la identificación de los paleoambientes y sus diversos procesos actuantes en la zona de la plataforma, durante el proceso de formación o de evolución.

El grado de diagénesis en los carbonatos modificó la textura y la composición de algunos de estos, ya sea por disolución, compactación, fracturamiento, o recristalización, entre otros, causando la destrucción de los granos esqueléticos o de la matriz. Esta situación dificultó la aplicación de los criterios comúnmente usados (como Flügel, 2009 y Wilson, 1975) para definir los tipos de microfácies y por consiguiente dificultó, a su vez, establecer una zona paleoecológica, así como

las condiciones de depositación. Se observaron numerosos casos, en los cuales, a pesar del grado de diagénesis, aún fue posible reconocer parte de la textura depositacional o la presencia de algunos organismos. También se identificaron algunas zonas a diferentes profundidades con intensa dolomitización destructiva que limitó las interpretaciones paleoecológicas; por lo que, en estas circunstancias el estudio se hizo con base en los tipos de microfacies diagenéticas y sus estadios, dando interpretaciones aproximadas de su formación y sobre los organismos prevalecientes que resistieron el proceso diagenético.

Para la interpretación de asociaciones de microfacies descritas a continuación, se siguieron los criterios establecidos en los cinturones de facies de Wilson (1975) para plataformas carbonatadas bordeadas, empleando y comparando, a la vez con las microfacies carbonatadas de tipo rampa descritas por Flügel (2009), para plataforma de rampa homoclinal. Estas microfacies se componen de características similares, pero pueden localizarse en diferentes partes de la plataforma y representan la base para la interpretación paleoambiental de los paquetes sedimentarios.

### **Significado de las asociaciones de microfacies depositacionales.**

A diferentes profundidades de cada uno de los pozos UNAM, se encontraron numerosas variaciones en la litología, en las microfacies, en los ambientes depositacionales y en los diagenéticos, iniciando a partir del límite K/Pg hasta la superficie. Por otra parte, se encontraron similitudes en los tipos de facies de plataforma interna, ya que, los tres pozos presentaron ambientes sedimentarios comunes, sin que necesariamente correspondieran a la misma temporalidad, como sucede en las plataformas carbonatadas. Estas plataformas presentan variaciones tanto verticales como horizontales, producidas por cambios del nivel del mar y por la dinámica terrestre.

A continuación se describen las microfacies agrupándolas por su significado depositacional o diagenético, sin tomar en cuenta la profundidad y el pozo en el que se encontraron. La integración, significado e interpretación paleoambiental de cada asociación de microfacies es presentada y analizada en conjunto con la evolución de la columna estratigráfica de cada pozo; como más adelante se discute y se ejemplifica en las columnas estratigráficas de la figura 4 a 6.

### **Evaporitas nodulares en las microfacies MCFSE1, MCFSE2, MCFU61 y MCFU71**

Las evaporitas ubicadas en los tres pozos a profundidades bajas, cercanas al límite K/Pg, han sido descritas en detalle, dentro de las asociaciones de microfacies: MCFSE1, MCFSE2, MCFU61 y MCFU71.

Las asociaciones se caracterizan por un alto contenido de yeso y anhidrita a manera de parches o nódulos que rellenan pequeñas grietas y fracturas, con ausencia o escaso contenido bioclástico. En diversas plataformas carbonatadas en el mundo, las zonas con alto contenido evaporítico han sido asociadas con áreas de evaporación, salobres, con escasa circulación de agua y de nutrientes. En la

mayoría de las microfacies del presente estudio, el contenido evaporítico posee una fábrica nodular, lo cual nos habla de un origen de autigénico o formado después de la depositación como lo describen Flügel (2009), Warren (2006) y Tucker (2003). El contenido evaporítico, va disminuyendo a medida que se asciende estratigráficamente y se encontraron conviviendo con una matriz micrítica con pequeños cristales euhedrales dolomíticos de tipo porfirotóxico. El conjunto de estas características es indicativo de una zona de plataforma interna ya sea restringida o evaporítica. Sin embargo, en este caso, al ser de origen diagenético son indicativas de flujos de escape desde las zonas más profundas a las más someras, dichos flujos fueron ocasionados por enterramiento o sobrecarga sedimentaria.

En 1979 López Ramos, con base en los estudios de los pozos perforados por Petróleos Mexicanos, indica que la plataforma de Yucatán posee potentes espesores de carbonatos y evaporitas del Cretácico Temprano. Estos depósitos son interrumpidos por los depósitos producto del límite K/Pg con presencia de evaporitas nodulares (Wilson et al. 1994 y Karl, 1945). Diversos estudios realizados por Warren (2006) acerca de las evaporitas sulfatadas de enterramiento en otras partes del mundo, señalan que debido al sepultamiento, tanto el yeso como diversos minerales evaporíticos de sales hidratadas sufren un cambio en su textura depositacional que es ocasionada por la pérdida de agua en su estructura y modificadas por este fluido de escape. El yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) se convierte en anhidrita nodular ( $\text{CaSO}_4$ ), por una deshidratación inducida por enterramiento. Esto ocasiona un incremento en la temperatura de entre  $50^\circ\text{C}$  y  $60^\circ\text{C}$ ; dicha transformación puede ocurrir a profundidades de uno pocos metros o más de un kilómetro, dependiendo de la presión litostática, del gradiente geotérmico y de la salinidad del fluido en el poro (con salinidad elevada, la transformación puede ocurrir a menores profundidades y temperaturas). En cambio, para que la conversión de yeso a anhidrita suceda a profundidades someras, es necesaria una gran saturación de salinidad en el poro, por consiguiente, si existe una pérdida en la salinidad del poro; ésta conversión requiere de cientos de metros de profundidad, comprimiendo lo suficientemente al yeso para concentrar y liberar el agua hacia los sedimentos adyacentes con el transcurso del tiempo. Este enterramiento genera una pérdida de casi toda la textura original del yeso en los pozos UNAM, aunque existen casos en los que es posible encontrar fantasmas de una textura de nucleación primaria o de alineamiento anterior (cristales elongados, cristales alineados al flujo, o parcialmente elongados). En el pozo UNAM-6, por ejemplo, en las microfacies MICFU6-1 existen algunas zonas que presentan cristalización de yesos tabulares, fibrosos, elongados y paralelos a la perforación (ver fotomicrografía 6.C), lo cual podría confundirse con una precipitación y recristalización de fondo de salmueras *in-situ*, pero no es el caso, ya que únicamente se precipitaron en una zona con espacio suficiente para el crecimiento cristalino y con escasa presión por enterramiento, lo cual debió ocurrir en zonas de fractura o cavernosidades.

Las aguas ricas en sulfatos derivadas de evaporitas disueltas por enterramiento profundo, pueden precipitar a manera de nódulos en zonas adyacentes no evaporíticas. Muchos de estos nódulos precipitan en sedimento suave, zonas porosas, zonas de fallas, fracturas y a menudo pueden precipitar en zonas cercanas a suturas arcillosas y bituminosas; todas como resultado del proceso de presión-

solución y estilolitización. Las estilolitas que se encuentran en este estudio, se ubican en profundidades de 170 m a 320 m en cada uno de los pozos, principalmente en las zonas con alto contenido arcilloso originadas por diagénesis de enterramiento. Generalmente, las estilolitas que se forman en una matriz carbonatada o dolomítica se pueden formar a profundidades que pueden exceder los 0.5-1 km (Bathurs, 1980, tomado de Warren, 2006). En los pozos UNAM, la mayoría de las estilolitas se ubican a menores profundidades a manera de enjambre, en muchos casos estas estilolitas rodean a los nódulos de anhidrita por lo que seguramente éstas estilolitas se formaron antes o al mismo tiempo de la depositación y compactación del fluido evaporítico dentro del sedimento suave, lo suficiente para deformar a estas estilolitas (parcialmente blandas) alrededor de los nódulos y posteriormente deshidratar el yeso convirtiéndolo a anhidrita.

Los nódulos pueden formarse en diversos momentos durante la diagénesis y el enterramiento; asimismo la mayoría de los nódulos en sedimentos lodosos se forman durante la diagénesis temprana, después de la primera fase de compactación (Tucker 2003). Estas anhidritas nodulares requieren de espacio dentro del sedimento o de una depresión para poderse depositar y unas condiciones de enterramiento que no permitan un suficiente paso de fluidos subsaturados como para disolver las sales enterradas. Estas anhidritas nodulares se forman durante el estadio final de la eogénesis y el estadio inicial de la mesogénesis en los inicios del enterramiento (Warren 2006).

Por lo tanto, en los pozos UNAM, apoya la hipótesis de que las anhidritas se formaron en sedimentos suaves, en los episodios iniciales de la diagénesis inducida por enterramiento, dentro de un sedimento arcilloso con escasa porosidad que impidió el paso de fluidos. Este contenido de arcilla permitió tanto capturar a las evaporitas (antes de la litificación), como impedir el paso de fluidos subsaturados o de aguas meteóricas (posterior a su litificación) que pudiesen inducir una disolución. Igualmente apoya la idea de que estos nódulos se formaron como resultado de la compactación de evaporitas preexistentes del Cretácico Temprano que se movilizaron a través del sedimento fracturado, producto del impacto Chicxulub, a zonas más superficiales.

### **Microfacies MCFSE1, MCFU71**

La ausencia o escaso contenido bioclástico, la existencia abundante de arcilla, escasas zonas energéticas con laminación cruzada y, las zonas ampliamente bioturbadas (vistas tanto macroscópica como microscópicamente), son característicos de ambientes con bajo contenido de oxígeno que aparentemente cambia de anóxicos en las zonas más profundas, como se vio en las MCFSE1, MCFU7 a disóxicos o disaeróbicos, en las zonas más superficiales. Al respecto Escobar-Sánchez (2005), reporta para los primeros seis metros del pozo UNAM-5 (332 m a 326 m aproximadamente), la ausencia de contenido bioclástico, el cual se incrementa a partir de los 326 m, a medida que se asciende estratigráficamente como resultado de fluctuaciones en el contenido de arcillas en la plataforma somera, lo cual se refleja directamente en la producción de organismos bentónicos. Por otra parte, posiblemente indicaría que se ubica en el cinturón de facies de Wilson (facies

9 y 8) en el ambiente de plataforma interna; ya sea, en la zona evaporítica o en la restringida, aunque la ausencia de granos esqueletales posiblemente se debió al alto contenido arcilloso que sugiere un incremento en el aporte terrígeno e incremento en las condiciones anóxicas o disóxicas con condiciones energéticas de depósito bajas. Es conveniente mencionar que la ausencia de fósiles, la matriz arcillosa y las zonas con bioturbación, pueden indicar ambientes de rampa media a externa. De ser así, pudiéramos indicar que la somerización o regresión del nivel del mar en la plataforma se llevó a cabo en una zona de rampa media y próxima a la rampa interna.

### **Microfacies MCFSE-2**

Los grandes foraminíferos bentónicos encontrados (*Textulariina* y *Rotaliina*) y trazas de aglutinados son indicativos de aguas someras en ambientes de plataforma interna (microfacies estándar para plataforma bordeada de Wilson, 1975). En algunas ocasiones son asociados a los arrecifes, preferentemente de aguas templadas, con salinidad normal y con buena iluminación. Estos foraminíferos en asociación con el contenido de briozoarios son indicativos de un ambiente nerítico medio a interior, que en una plataforma de rampa se ubican tanto en la zona restringida como en la marina abierta, dentro de la plataforma de rampa interna propuesta por Flügel (2009). El contenido de crinoides es considerado como un indicador de cercanía con el arrecife, pero frecuentemente son transportados por episodios de tormentas y flujos hidrodinámicos a ambientes submareales o someros, como en este caso, ya que se encuentran a manera de plaquetas desarticuladas. El régimen energético en el cual se depositaron los bioclastos corresponde a niveles moderados, evidentes por el bajo grado de redondez de los granos, por la escasa selección, así como por la cantidad de matriz, lo cual es indicativo también de poco transporte. Lefticariu y otros (2006), reportaron en esta zona, la presencia de facies profundas por encima de la brecha de impacto con contenidos de foraminíferos, tanto bentónicos como plantónicos, a una profundidad que ellos normalizaron con respecto al nivel medio del mar de 277 m hasta los 254 m; ya que este pozo a diferencia de los otros, se ubica en el bloque levantado como consecuencia de la falla de Ticul. Estas profundidades son equivalentes en nuestro estudio desde los 332 m hasta los 309 m, registrados con respecto a la perforación original del núcleo de pozo UNAM-5. Para esta profundidad Escobar-Sánchez en el 2005 reporta contenido biogénico similar, asociándolo a plataformas de rampa somera. En las profundidades mencionadas en el presente estudio no se encontró presencia de foraminíferos plantónicos pero, en caso de hallarse, podría ser un indicativo de facies más profundas, de acuerdo con Flügel (2009). Como puede verse en la figura G de anexos el pozo UNAM-5, está situado en una de las depresiones producidas por el impacto Chicxulub, razón por la que cabría esperar presencia de facies más profundas en esta zona.

### Microfacies (Peloides y cortoides) MICFU6-2 y MICFU7-3

Estas microfacies con texturas tipo grainstone y grainstone-packstone con abundante contenido peletal, pertenecen a zonas marinas muy someras, de marea o de intermarea dentro de la plataforma interna en aguas cálidas. El contenido de pellets fecales del tamaño de las arenas finas (100µm – 200µm), se deposita en plataformas de rampa interna en las zonas de los montículos de arena y bancos (RMF27 de Flügel). Estos pellets son indicadores de aguas cálidas, agitadas o de alta energía y que son controlados por corrientes mareales. La ausencia o escasez de organismos, como son, trazas de foraminíferos bentónicos multicamerales biseriales, así como de miliólidos, sugiere condiciones inadecuadas de vida para diversos organismos, indicando salinidad elevada, pero con gran contenido de oxigenación y nutrientes. En el pozo UNAM-6, algunos foraminíferos bentónicos (miliólidos) presentan un proceso de micritización parcial, lo cual sugiere que se formaron bajo la acción endolítica y mediante los mismos procesos de formación de los cortoides.

Los peloides, que consisten de calcita con alto contenido de magnesio, generalmente son resistentes a la dolomitización de tipo selectiva y su preservación es posible, únicamente si su litificación se lleva a cabo en corto tiempo *in situ*, Flügel (2009), Tucker y Wright (1990), como se puede ver en los peloides encontrados. Estos resistieron al proceso de dolomitización así como a la deformación por compactación. Los peloides encontrados están unidos por cementos de tipo isópaco (MICFU7-4), con fantasmas de cemento fibroso (MICFU6-2); ambos comunes, tanto en ambiente marino como vadoso. Los peloides también presentan escaso cemento menisco, común en ambiente marino freático y freático meteórico. Igualmente existe cemento granular y cemento en bloques que obstruye o sella la mayoría de las porosidades inter partícula comunes en los ambientes meteóricos (freático meteórico y vadoso) y de enterramiento.

En el caso de la textura tipo grainstone, con abundantes cortoides y fragmentos de moluscos, se forman en ambientes submareales, dentro de la plataforma de rampa interna y son indicadores típicos de regímenes energéticos elevados, situados por debajo de la acción del oleaje. Pertenecen a la clasificación del tipo IV.2, siguiendo el índice energético de Plumley (1962). La textura pertenece al cinturón de microfacies estándar tipo 11 de Wilson, (1975) quien la ubica justo a un lado de los bancos de arena o montículos de lodo. Siguiendo a Buchbinder y Friedman, 1970 (tomado de Flügel, 2009 y Tucker, 1990), los cortoides se forman por el ataque de algas endolíticas, bacterias u hongos que perforan la superficie de diversos granos esqueléticos con microperforaciones u oquedades y que posteriormente fueron rellenas por sedimento de grano muy fino. Este proceso se puede apreciar también en la lámina U7-5 del presente estudio (fotomicrografía 17. B). En este proceso destructivo, los márgenes de los granos carbonatados o el volumen total de los granos esqueléticos, son reemplazados por carbonato cripto o microcristalino. Si el paso de la micritización genera una envoltura micrítica diferenciable, como en este caso, se llaman cortoides, en cambio, si se produce una intensa actividad de estos organismos o microbios endolíticos que micritizan los

granos hasta recubrirlos por completo sin dejar evidencia del organismo, entonces se producirán peloides o montículos de lodo (Flügel 2009), como en el caso de los pellets o peloides anteriores (Fotomicrografía 17 A). Este tipo de cortoides pertenece a los de tipo destructivo, que corroen y destruyen la corteza externa y que dejan micro perforaciones o túneles rellenos de micrita en tamaños que van de 1µm a 50µm como el caso de la microfacies MICFU7-3 (Fotomicrografía 17 B). En la lámina delgada U7-5, se observa que los fragmentos esqueléticos inmediatamente después de ser depositados, comenzaron con su episodio de micritización en la zona eufótica, característica de buena iluminación, lo cual preservó estas morfologías que en algunos casos, pertenecen a conchas de moluscos. Posterior al episodio de micritización siguió otro episodio de litificación y exposición meteórica, en los cuales las aguas subsaturadas en carbonato de calcio, produjeron la disolución inter e intra esquelética, lo cual se evidencia en el tipo de cemento en bloques y en drusas, que rellena estas porosidades para posteriormente ser dolomitizadas.

### **Microfacies perteneciente a la muestra SE-12 y U7-12**

Las muestras consisten de una textura mudstone, altamente arcillosa, sin fósiles aparentes y con alto contenido de minerales opacos, como es el caso de la pirita ( $\text{FeS}_2$ ) que se identificó por medio de luz reflejada (fotomicrografía B de anexos). El aumento súbito de contenido arcilloso en relación con las microfacies anteriormente analizadas en el núcleo de pozo, en combinación con la ausencia de organismos y sulfuros de hierro, son indicadores típicos de condiciones anóxicas o euxínicas en el medio, con condiciones reductoras y baja penetración de la luz, misma que se refleja en una baja productividad en la zona. En 2006, Lefticariu y otros, reportan contenido de pirita framboidal mediante el microscopio electrónico de barrido. Este tipo de pirita es característico de ambientes con condiciones anaeróbicas y con escaso movimiento de agua necesarios para la reducción del sulfato por medio de bacterias (Rickard 1970). Esto es aún materia de debate, ya que se ha podido reproducir este tipo de pirita bajo condiciones de laboratorio sin la influencia de micro organismos (Berner, 1969 y Farrand, 1970, tomado de Brown et al, 1995). La pirita framboidal o a manera de racimos, también se produce en ambientes anóxicos modernos dentro de calizas micríticas de grano fino, dentro de algunos fósiles, así como dentro de calizas arcillosas (marinas) como en esta microfacies. Esta pirita, igualmente puede localizarse en sedimentos margosos con alto contenido de sal y en ambientes lacustres (Wilkin and Barnes 1997). Esto indicaría que la pirita ubicada en estas microfacies es indicativa de anoxia durante su precipitación.

### **Microfacies MIFSE-4**

La textura de tipo bafflestone, con contenido abundante de pellets, trazas de galerías (corte vertical y transversal), fragmentos de intraclastos y trazas de algas rojas dentro de una matriz arcillosa no homogénea, es indicativo de una gran abundancia de alimento o nutrientes en sedimento lodoso en el substrato, que diversos organismos utilizan para su subsistencia. El contenido de zonas

bioturbadas indica condiciones de buena oxigenación a moderada, con buena circulación del agua. Las algas rojas (en posición de crecimiento) pueden sobrevivir en ambientes variables, desde submareales, marino abierto en la rampa interna (principalmente), hasta la rampa media, con entornos de salinidad normal y en aguas templadas a frías con condiciones de luz reducida a mínima. Estas algas son indicativas de enriquecimiento en nutrientes, y en este caso, pertenecen a las microfacies para rampas carbonatadas (RMF12) ubicadas tanto en la zona marina abierta como protegida de rampa interna, como en la rampa media (más profunda). La presencia de este tipo de organismos indica, a su vez, una variación en el nivel medio del mar, siendo indicativo de un proceso transgresivo en la plataforma que migró las biozonas de un ambiente de rampa interna a otro de rampa media. Por otra parte, la abundancia de trazas de algas rojas y las microfacies que le subyacen, junto con un aumento marcado de contenido arcilloso, también pudo haber incrementado la cantidad normal de partículas en el agua y, como consecuencia reducido la penetración de la luz existente. Esta disminución en las condiciones de luz afectó a la línea de la zona eufótica y pudo favorecer el crecimiento de estas algas rojas en condiciones más someras, cercanas o dentro de la rampa interna. La presencia de paligorskita fue identificada mediante difracción de rayos X y se ubica a profundidades de los 246.5 m y que decrece en concentración a los 208 m.

#### **Microfacies MCFSE-5, MCFU6-4**

La presencia común de miliólidos y trazas de algas dasycladaceas (en tamaños de 1.1mm a 770  $\mu\text{m}$ ) depositados en una plataforma de rampa carbonatada, habla de un ambiente de rampa interna submareal en la zona restringida (lagunar), de baja energía a moderadamente agitada (Tipo IV, de acuerdo con la clasificación de Pumley et al, 1962); El contenido de dasycladaceas (RMF17) es indicativo de una depositación somera en aguas cálidas de salinidad normal y con buenas condiciones de luz (zona eufótica); El contenido de gasterópodos, equinodermos, grandes foraminíferos (alveolínido) y galerías rellenas de pellets de tipo vertical y transversal asociados en conjunto dentro de una micrita arcillosa no homogénea, es indicativo de condiciones óxicas en el medio acuoso, con disponibilidad de nutrientes en suspensión y de sedimento lodoso suave, con buena circulación de agua. Estas microfacies son típicas de ambientes someros, lagunares y cercanos a la costa que en una plataforma de rampa se ubican en ambientes someros submareales cercanos a las barras de arena en la zona restringida (RMF16 y RMF17). Dentro de esta asociación existen diferencias en las condiciones de depositación y de diagénesis, como en el caso de las láminas siguientes:

**SE-20.** La muestra presenta una intensa dolomitización mímica que permitió conservar la textura packstone así como los diversos y abundantes organismos que la componen, reemplazando y rellorando las porosidades de diversos foraminíferos bentónicos con cristales dolomíticos. Probablemente debido a la dolomitización, este contenido de organismos aparentemente se observa sin o con escasa abrasión, lo cual indica que se formó bajo condiciones energéticas de aguas quietas,

en alternancia con aguas agitadas del tipo II-2, en la clasificación de Plumley (1962).

**SE-19, SE-18 y SE-16.** En estas láminas delgadas se encontró la presencia de fragmentos de intraclastos sub redondeado con similar contenido bioclástico en la matriz que lo soporta, lo cual indican flujos energéticos que pudieron formarse, tanto en baja como en alta energía al momento de depositarse, específicamente en ambientes con fluctuaciones ya sea en intra, supra y rara vez en submarea, como en este caso. Los flujos de alta energía pueden ser ocasionados por episodios de tormenta, fluctuaciones de corriente, o por flujos de gravedad causados por irregularidades existentes en la plataforma. Los flujos de energía remueven las calizas parcialmente litificadas y suficientemente suaves para ser redondeadas y redepositadas con un escaso transporte. Estos mecanismos nos permiten entender mejor los procesos que actuaron en la formación de la roca y de la plataforma en este ambiente en particular. Aquí el contenido de moluscos se encuentra relleno y reemplazado por cemento dolomítico en bloques.

**SE-17.** A pesar de la buena preservación de fósiles en esta muestra, corresponde a las zonas de brechas de colapso que se encuentran cementadas por calcita. Este tipo de calcita se origina por disolución selectiva de la caliza preexistente y por recristalización llamada “terrerosa” como ilustra Peter A. Scholle en 2006. Este cementante llamado terrerosa debe su nombre al color rosado a rojizo, en muestra de mano (figura C. 2). Asimismo, la terrerosa se presenta bajo el microscopio petrográfico a manera de mosaico cristalino subhedral, que soporta a los clastos de caliza (figura C. 1 de anexos). Las brechas de colapso encontradas son indicativas o sugieren que la roca original proviene de zonas más superficiales y juveniles, que al depositarse en zonas más profundas fueron recementadas, conservando los rasgos o información del ambiente depositacional original en el interior de los clastos.

**SE-14.** Esta muestra presenta numerosas porosidades vugulares evidentes, tanto en muestra de mano como en la lámina delgada y un gran contenido de arcilla. Muchos de los fósiles están corroídos por disolución y recristalización (fotomicrografía 6 D). El grado de dolomitización impidió una asignación de los niveles energéticos de la depositación, ya que, a pesar de que ésta se presenta de manera incipiente con diminutos cristales xenotópicos equigranulares. Parte de la resistencia a esta dolomitización, posiblemente se debió al gran contenido de arcilla que disminuyó la permeabilidad de la roca para el paso de los fluidos dolomitizantes. Esto permitió identificar la presencia de fósiles característicos en este ambiente depositacional.

**U6-4, U6-5 y U6-3a.** A diferencia del pozo UNAM-5 las muestras de esta asociación, presentan alteraciones diagenéticas más intensas, que se evidencian con los mosaicos dolomíticos destructivos de tipo xenotópico a hipidiotópico inequigranular y que, a su vez, impiden una clasificación de los niveles energéticos depositacionales, específicamente en las zonas más porosas, con presencia de dolomitización selectiva que preserva parte de la textura y algunos fósiles. Hay que

mencionar que para investigaciones posteriores, no es recomendable analizar los pozos UNAM-6 y marcadamente el UNAM-7, desde el punto de vista ambiental, debido al grado de diagénesis destructiva encontrada. Por otra parte estos pozos constituyen un interesante laboratorio de procesos diagenéticos.

### **Microfacies MICFU7-2**

El contenido de ostrácodos encontrado dentro de una caliza con textura mudstone-wackestone ha sido caracterizado por Flügel (2009) y por diversos autores, como un tipo de microfacies para rampa carbonatada e indicativo de rampa interna, en la zona restringida. Esta zona identificada en esta asociación es considerada protegida con una circulación restringida de agua y de baja energía por el mismo autor. Cabe resaltar que estos organismos no son específicos de estas condiciones paleoambientales, ya que pueden vivir a lo largo de todo el tirante de agua y en diversos ambientes. Este ambiente es consistente con los ambientes próximos e indica también una escasa variación del nivel del mar. Los granos esqueléticos no se encuentran intactos y es evidente que sufrieron un proceso de compactación mecánica por enterramiento, acompañado por la formación de estilolitas que se generaron en procesos de presión-solución.

### **Microfacies MICFU7-7**

Esta asociación presenta abundantes fragmentos de moluscos, ostrácodos y foraminíferos textuláridos con algas clorofitas (verdes filamentosas). Esta asociación es indicativa de aguas templadas a frías, con buena oxigenación, con salinidad baja a normal y buena iluminación. En muchos casos, la presencia de algas verdes y grandes foraminíferos, constituyen una simbiosis que provee nutrientes para la fotosíntesis, facilitando la vida de organismos a diferentes profundidades (específicamente dentro de la plataforma interna desde el área de montículos de arena y bancos, hasta la plataforma media) con una gran precipitación de carbonato por el consumo de bióxido de carbono. Sin embargo en este análisis, no se encontró contenido esquelético más determinativo que nos permita delimitar un paleoambiente específico.

### **Microfacies Diagenéticas**

Los sedimentos tienden a sufrir cambios a través del tiempo y comienzan justo desde el inicio de su depositación. Estos procesos suceden a bajas temperaturas y presiones que tienden a incrementarse con el tiempo debido a diversos factores. La diagénesis presenta seis procesos principales como son: la compactación por sobre imposición sedimentaria, cementación, recristalización, reemplazamiento, disolución y micritización. Estos procesos diagenéticos generalmente varían de manera lateral o vertical en la secuencia estratigráfica. Los cambios diagenéticos en las rocas carbonatadas están estrechamente controlados por la composición

mineralógica, la infiltración y periodos de circulación de fluidos a través de ellas, la química del fluido, el enterramiento, el levantamiento, las transgresiones marinas y/o regresiones del nivel del mar, así como cambios climáticos, entre otros. Debido a la complejidad y amplia variedad de procesos, generalmente se requiere una combinación de estudios. A pesar de no ser parte de los objetivos principales de la presente tesis, a causa de la amplia distribución y afectación del material original en la roca carbonatada de los tres pozos UNAM, se discuten algunas de las características principales más evidentes como son disolución, dolomitización, dedolomitización y micritización. Estas identificadas únicamente por medio del microscopio petrográfico, complementados mediante difracción de rayos X, tinción de láminas delgadas por medio de rojo de alizarina, así como, ferricianuro de magnesio.

### **Disolución**

La disolución es un proceso diagenético recurrente en las rocas carbonatadas. Este fenómeno disuelve, degrada, transforma y destruye parcial o totalmente, tanto a los componentes esqueléticos originales, como a su cementante o matriz. A continuación se mencionan y discuten al menos tres tipos de disolución encontrados en cada asociación de microfacies.

#### **Disolución Selectiva**

Las microfacies, MIFSE-3, MIFU7-2 y MIFU7-5, representan un ejemplo de disolución selectiva. Ésta afectó principalmente a los granos esqueléticos borrando todo rastro fósil y su textura. Se evidencia en las numerosas zonas con porosidad móldica de ostrácodos y moluscos, comúnmente con alto contenido de magnesio (Mg) o aragoníticos, asimismo, en porosidades fenestrales e intrapartícula. Esta disolución selectiva es un fenómeno que puede generarse en diversos estadios diagenéticos, tanto a los granos carbonatados como a su cementante o matriz, en calizas previamente litificadas. Este proceso disuelve al material carbonatado en pequeñas o en grandes escalas, cuando los fluidos en los poros están subsaturados en carbonato de calcio y afectan principalmente a los materiales aragoníticos o con alto contenido de Mg; como lo describen diversos autores en estudios de otras plataformas (Scholle, 1983; Tucker, 1990; Flügel, 2009). Esta disolución se observa en los tres pozos UNAM, a diferentes profundidades. Afectó con menor intensidad a la mayoría de las microfacies encontradas, en las que aún fue posible registrar la textura depositacional y los organismos descritos con anterioridad, característicos de cada ambiente (tabla 1 de anexos).

#### **Disolución no selectiva**

En los pozos estudiados también existen procesos de disolución no selectiva, que afectan a la roca en su conjunto, sin diferenciar entre el organismo y el cementante o la matriz; por ejemplo la microfacies MIFU6-7 anteriormente descrita. Las microfacies de disolución no selectiva presentan numerosas zonas con porosidades de fractura, vugular, de canal y de brecha que abarcan diversas profundidades en

los núcleos de pozo, como se ejemplifica en la tabla 1, 2 y 3 de anexos. Estas porosidades son ocasionadas tanto por la zona de cenotes ubicada sobre el anillo del cráter Chicxulub, como por el fallamiento y el levantamiento de la sierra de Ticul, mismas que favorecieron la intensa disolución y karsticidad encontradas en las amplias zonas de brechas de colapso (litofacies SE-2, SE-3, PE-2, PE-3, TK-1, TK-2 y TK-3). Gran parte de esos fluidos subsaturados en carbonato de calcio son típicos de una exposición de la plataforma carbonatada, tanto al ambiente vadoso como al freático. El tipo y grado de dolomitización nos indica que este proceso diagenético pudo llevarse a cabo principalmente por la compleja interacción existente de la mezcla del agua de mar con el agua freática meteórica en la plataforma. Perry *et al* (1995) y Marín (1990) determinaron por medio de pozos de monitoreo que existe infiltración de aguas meteóricas a través de la plataforma debido principalmente a las zonas fracturadas, las zonas de cenotes y por la permeabilidad de la roca que desemboca preferencialmente en las zonas donde el anillo de cenotes conecta con el mar (Celestum y Bocas de Dzilam). Posteriormente por medio de estudios de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las aguas subterráneas de Yucatán, se identificó que parte de las características kársticas de la zona suroeste de plataforma, se deben al movimiento preferencial de las aguas subterráneas que viajan en dirección noroeste desde zonas del lago Chichancanab, a través de la zona permeable de la falla de Ticul y hacia el lado oeste del anillo de cenotes. Estos flujos disuelven y erosionan a las rocas carbonatadas y las evaporitas a lo largo de su trayecto, desembocando en el estuario de Celestún (Perry et al, 2009).

En este estudio se encontró que la disolución y la dolomitización afectaron con mayor intensidad y en niveles más profundos en los pozos UNAM-6 y UNAM-7, comparativamente con el pozo UNAM-5 que presenta estas alteraciones hacia la cima, principalmente a partir de los 170 m de profundidad. Los carbonatos de los niveles más bajos o con alto contenido evaporítico, se encuentran más preservados, con escasa disolución y dolomitización. En los tres pozos, las zonas con mayor alteración se ubican hacia la cima. Esto posiblemente se debe a la interacción de las aguas meteóricas de mayor poder de disolución y de las aguas marinas, ambas con la roca carbonatada. Se ha reportado una variación en la profundidad de la tabla del agua (Perry, 2002), que cambia de este a oeste en la Sierra de Ticul, la cual es menor en el área de Santa Elena (32 m), en comparación con el área de Tzucacab (87 m) ubicada cerca de los pozos Peto y Tekax. Esta variación concuerda con las alteraciones diagenéticas encontradas por medio de petrografía en la presente investigación e indican también, que las zonas con mayor influencia meteórica penetran a mayor profundidad en los pozos UNAM-6 y UNAM-7. En cambio el UNAM-5 presenta una mayor influencia de agua marina de menor poder de disolución.

Las aguas subterráneas en Yucatán se caracterizan por tener una capa de agua dulce o bien lentes de la misma, ambas subsaturadas en sulfatos, súper saturadas en dolomita y calcita con bajo contenido de magnesio. Estas aguas dulces sobreyacen, por diferencia de densidad a otro cuerpo de agua sobresaturado en sulfatos, con influencia tanto marina como de las evaporitas del límite K/Pg. Existen muestreos de aguas subterráneas realizados en el pozo UNAM-5, en los cuales se encontró agua marina aproximadamente a 300 m de profundidad (Perry *et al.*, 2002). Lo anterior en conjunto con la disolución y con la dolomitización encontradas,

confirman la existencia de una zona de mezcla de aguas más someras en el pozo UNAM-5, el cual presenta menor diagénesis en comparación con los UNAM-6 y UNAM-7 que fueron afectados casi en su totalidad. La variación del nivel freático estacional en cada área de la plataforma tiene una influencia directa en la profundidad de la zona de mezcla de aguas, lo cual, seguramente fue la causa tanto de la disolución, como de la dolomitización encontrada en los tres pozos.

### **Disolución Parcial y recristalización**

En el presente estudio también se encontró de manera generalizada en los tres pozos, un proceso de disolución parcial con recristalización. Este proceso es resultado de una disolución parcial de algunos granos esqueléticos asociados con la recristalización y disminución cristalina, seguida por la formación de envolturas micríticas. Lo anterior sucede principalmente en las conchas de moluscos con una mineralogía dominante en calcita con alto contenido de magnesio y con escaso contenido de aragonita, las cuales se convierten en calcitas de bajo contenido de magnesio, siendo afectados de manera diferenciada por la disolución y conservando parte de la morfología externa (Flügel, 2009). Este proceso explica la conservación de los fósiles recristalizados y la preservación de las texturas depositacionales encontradas (ver tabla 1 de anexos).

### **Dolomitización**

La dolomitización es un proceso muy extendido en la plataforma de Yucatán, especialmente acentuado en los tres pozos estudiados. Este proceso se encuentra en diversas partes del mundo y ha sido ampliamente estudiado por diversos autores, sin embargo, hoy en día sigue siendo poco entendido debido a la dificultad para reproducirse en laboratorio y a la escasez de ejemplos actuales (Scholle *et al.*, 2003; Tucker, 1990; Sibley *et al.*, 1987). La dolomita es un mineral romboedral con fórmula química  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  y difícil de identificar, tanto en muestra de mano, como bajo el microscopio. En este estudio se utilizó para su identificación el método de tinción con rojo de alizarina. La formación de la dolomita está controlada por diversos factores y requiere principalmente del suministro del ión  $\text{Mg}^{2+}$  (en este caso proveniente del agua de mar), del bombeo del fluido dolomitizante, de la saturación del fluido, de la porosidad de la roca, de la temperatura, del trayecto por el que pasan los carbonatos una vez que fueron litificados (del ambiente marino al ambiente vadoso meteórico) y de la historia de la roca. Las asociaciones vistas en lámina delgada en este estudio, presentan diferentes grados de dolomitización (tabla 1 a 4 de anexos). Dichas diferencias se explican, en gran parte por la resistencia de algunos materiales a los procesos de disolución y de dolomitización, ya que, los carbonatos presentan cantidades variables de aragonita mezclados con calcita de alto o de bajo contenido de magnesio, mismos que son más o menos susceptibles a los cambios diagenéticos. El alto contenido de magnesio en una calcita generalmente es metaestable y comúnmente es propensa, tanto a la disolución por el paso de fluidos subsaturados en carbonato de calcio como a convertirse en calcita con bajo contenido de magnesio o directamente a dolomita. La calcita con bajo contenido de magnesio generalmente representa la forma

estable del  $\text{CaCO}_3$  como se ha visto en diversos carbonatos por diversos autores (Tucker, 1990; Sibley y Gregg 1987; Walter, 1985). Aunque no es parte del objetivo principal de la tesis y debido a la abundancia de la dolomitización en los tres pozos, a continuación se hace un breve análisis de los diversos tipos encontrados en cada pozo por medio del microscopio petrográfico, complementado mediante el método de tinción de minerales con rojo de alizarina, para la diferenciación de la calcita y la dolomita.

## **Dolomitización pervasiva o penetrante**

### **Mosaicos Xenotópicos**

Esta fábrica es característica por contener mosaicos dolomíticos de tipo xenotópicos (cristales irregulares o anhedrales), pertenecientes a los procesos de dolomitización que destruyen y reemplazan toda evidencia de la textura depositacional como se puede ver en las microfacies MICFSE-6, MICFU6-3 y MICFU7-6. Los mosaicos xenotópicos también se encuentran conviviendo con otros mosaicos y en algunas zonas a manera de parches, que preservan parte de la textura o algunos organismos (tabla 1 a 4 de anexos). Este tipo de cristales dolomíticos de formas anhedrales tienden a formarse a profundidad y sugieren temperaturas elevadas para su formación, como Sibley y Gregg (1987) han caracterizado en otros estudios. El crecimiento de los cristales posiblemente ocurrió en “regímenes de temperatura crítica”, entre los 50 a los 100°C, que son característicos de una dolomitización por recristalización de enterramiento. Por otra parte, en los tres pozos aquí estudiados, en las zonas más bajas o profundas cercanas al límite K/Pg, el proceso de dolomitización es de tipo selectiva, con escasos parches dolomíticos o de tipo porfirotópico. Por lo que en su mayoría, los mosaicos dolomíticos penetrantes podrían deberse, principalmente, a la mezcla de agua dulce meteórica y agua salada e igualmente ser asociados al modelo de dolomitización de la zona de mezcla descrito por Hanshaw y otros (1971) en aguas subterráneas de calizas terciarias de Florida (Tomado de Tucker, 1990 y Flügel, 2009). Como ya se dijo anteriormente, la plataforma de Yucatán posee una compleja interacción de aguas subterráneas dulces (subsaturadas en sulfatos, sobresaturadas en dolomita y calcita con alto contenido de magnesio) con aguas marinas que se encuentran influenciadas por los horizontes evaporíticos del límite K/Pg, como algunos autores sugieren (Lefticariu et al., 2006 y Perry et al., 2002). Esto puede descartar el proceso de dolomitización por enterramiento, debido a que éste requiere de la deshidratación de las rocas lodosas por compactación para permitir la expulsión del fluido  $\text{Mg}^{+2}$  y la transformación de minerales arcillosos. Este proceso no es evidente en las zonas profundas, por lo que, estos mosaicos dolomíticos pervasivos y destructivos que se encuentran en zonas más someras seguramente se debieron a otro proceso. Tucker (1990) menciona que este tipo de cristales a manera de mosaico de tipo destructivo (tanto xenotópico hasta idiotópico) no se forman en un solo evento de dolomitización, por lo que, estos mosaicos de dolomita encontrados en los pozos UNAM, seguramente requirieron de diversos flujos dolomíticos desde su depositación en ambientes someros, pasando por una zona de mezcla de aguas (mezcla de agua de mar y aguas subterráneas) hasta el enterramiento a través de

un largo periodo de tiempo y bajo condiciones climáticas estacionales. Por otra parte, se han reportado dolomías más superficiales en la Península de Yucatán asociadas a modelos de la zona de mezcla (Perry et al., 1989, 1995, 2002; Marín, 1990, tomado de Perry et al. 1995; Lefticariu et al., 2006), causadas por la compleja interacción del agua de mar (intrusiones hacia el continente de aproximadamente 40km) con lentes de agua dulce y las aguas meteóricas, que en este caso corresponden a aguas subterráneas existentes en la plataforma principalmente debida al anillo de cenotes y a la Falla de Ticúl. La plataforma de Yucatán se caracteriza por sus grandes áreas de cenotes, que se cree se encuentran conectados entre sí, y que movilizan grandes flujos de agua enriquecidos en evaporitas disueltas (pertenecientes al eyecta del impacto Chicxulub), a través de la falla de Ticul y la zona de fallas o de terrazas a manera de anillos como consecuencia del cráter Chicxulub (Perry *et al.*, 1995).

### **Mosaicos de idiotópicos e hipidiotópicos**

De la misma manera que las microfacies anteriores, los mosaicos de fábrica idiotópicos, hipidiotópicos o planares encontrados en este estudio, destruyen por completo cualquier evidencia en la textura depositacional. Los cristales euhedrales a subhedrales, se forman bajo condiciones de crecimiento lento y con bajas temperaturas (Gregg y Sibely, 1984 tomado de Tucker, 1990). Las condiciones necesarias para formar un mosaico o una dolomitización pervasiva dependen de una buena saturación del fluido dolomitizante y repetidos periodos de dolomitización (Tucker, 1990). Los periodos de dolomitización que permitieron la formación de estos mosaicos en diferentes niveles de cada pozo, pueden estar controlados por el nivel freático en Yucatán. Back *et al.*, 1981; Marín *et al.*, 1990 y Perry *et al.*, 2002, encontraron que el nivel de la tabla del agua actual varía, dependiendo, de los periodos estacionales con una alta precipitación en Yucatán de aproximadamente ~ 1500 mm/año, y de la permeabilidad de la zona debida a las numerosas fracturas, cenotes, y karsticidad, lo cual permite una rápida infiltración del agua de lluvia o recarga en diferentes áreas de la plataforma. Estos periodos seguramente sucedieron, aunque de manera muy diferente, durante todo el Paleógeno y favorecieron una repetida y lenta precipitación de los cristales dolomíticos necesarios para producir los diversos mosaicos y las zonas de fractura ya sea sellando las porosidades o a manera de cristales de tipo pendiente (gravitacional), que se encuentran en este estudio (Fotomicrografía 14 B y Figura E de anexos).

En muchos casos, parte de la dolomitización destructiva encontrada en cada uno de los tres pozos fue, favorecida por las porosidades o las fracturas en la roca (zonas más superficiales), y las brechas de colapso muy características de ambientes kársticos. Después de que estos carbonatos pasaron por una disolución intensa, se generó, a su vez, un crecimiento de cristales dolomíticos de mayor tamaño que en muchos casos rellenan o tienden a rellenas a estas porosidades. En las zonas de fractura es evidente un mayor crecimiento cristalino de tipo subhedral a euhedral (planar-e a planar-s), debido al mayor espacio para su crecimiento o precipitación como en el caso de las microfacies MIFSE-6 (específicamente la lámina SE-21), MIFU7-5 y 6 y MIFU6-7, que se presenta recurrentemente en los tres pozos.

## **Dolomitización Selectiva**

### **Dolomita porfirofotópica**

Esta dolomitización se presenta a manera de cristales euhedrales flotando dentro de la matriz micrítica llamados porfirofotópico. Este tipo de dolomitización preservó la textura depositacional de la roca y se encuentra principalmente en el pozo UNAM-5, únicamente en las zonas profundas, junto con las evaporitas nodulares (Figura A. 1). Generalmente este tipo de cristales se forman por recristalización bajo repetidos episodios de nucleación, con crecimiento muy lento, dentro de poros con fluidos super saturados en dolomita y a bajas temperaturas (25°C), como sugiere Gregg y Sibely (1984) en estudios de crecimiento cristalino de dolomitas. Estos cristales pertenecen a una dolomitización parcial o incipiente, que formó cristales de dolomita dentro de algunos poros, sin afectar considerablemente a la roca y que, en algunos casos, posteriormente fueron dedolomitizados como se explica más adelante (Figura A. 1 de anexos).

### **Dedolomitización**

Los cristales dolomíticos con formas más euhedrales encontrados en las microfacies MIFSE-1, MIFSE-2, MIFSE-6 (SE-23), MIFU6-3 (U6-8) y MIFU7-4 (U7-8) de tipo porfirofotópico o mosaicos idiotópicos, presentan características claras de dedolomitización. Este término ha sido utilizado por diversos autores (Randazzo y Cook, 1987; Scholle, 2003 entre otros), para describir, tanto al proceso de calcitización de los cristales dolomíticos, como a cualquier evidencia de disolución dentro de estos. La calcitización sucede a manera de corrosión y recristalización dentro de la dolomita que se origina desde el centro hacia la periferia (fotomicrografía 6C, 9C y 17D) , este proceso sucede debido a que las zonas interiores se encuentran más enriquecidas en Ca que los bordes, lo cual facilita el reemplazamiento del núcleo por calcita, como explican Flügel (2009) o Randazzo y Cook (1987) en dolomitas de otras zonas.

En los pozos UNAM se identificaron al menos dos tipos de dedolomitización:

El primero situado en las zonas profundas dentro de cristales porfirofotópico y bajo la influencia de nódulos evaporíticos (Figura A. 2 en anexos). Este proceso de dedolomitización, es un fenómeno común en los carbonatos, especialmente en presencia de yeso y anhidrita, que experimentan cierta disolución por fluidos evaporíticos lo cual incrementa la relación Ca/Mg permitiendo la calcitización de la dolomita (Scholle, Ulmer-Scholle et al. 2003).

El segundo se ubica en zonas someras y dentro de mosaicos dolomíticos hipidiotópicos a idiotópicos (fotomicrografía 7 C y figura F de anexos), sin la influencia directa de evaporitas, en zonas con intensa disolución de la roca y en las áreas de influencia meteórica como de mezcla de aguas. Ésta corrosión característica, también puede suceder bajo condiciones de aguas meteóricas que disuelven los centros del cristal generando una porosidad secundaria como menciona Flügel (2009).

Por otra parte, Perry et al. (2002) sugieren, en el área de Yucatán, que la concentración de sulfatos dentro de las aguas subterráneas en conjunto con las fases sulfatadas, están relacionadas con la brecha de impacto del Chicxulub (anhidrita, yeso y celestita), que aportó los iones a la química del agua para formar las condiciones del proceso de la calcitización o dedolomitización. Aunque cabe recordar que, en este estudio, el proceso de dedolomitización, se ubicó tanto en las zonas adyacentes a la brecha, como a profundidades someras. El contenido de sulfato dentro de las aguas subterráneas de la zona probablemente afectó de manera selectiva a las rocas más superficiales que disolvieron a las dolomitas preexistentes.

Estos procesos de dedolomitización concuerdan con ambos modelos, ya que algunas microfacies se ubican en zonas bajo la influencia directa de evaporitas (MICFSE-1 y MICFSE-2) o bajo la influencia de disolución ocasionada por la compleja interacción de aguas subterráneas ricas en sulfatos, que afectaron a la roca evidentemente en las zonas porosas o de brechas de colapso (MICFSE-6, MICFU6-3 y MICFU7-4).

### **Dolomitización Mímica.**

Este tipo de dolomitización es ocasionado por reemplazamiento y requiere de muchos episodios de nucleación, como mencionan Tucker y otros (1990), es característico por su fábrica de tipo retentiva, que conserve las texturas depositacionales o parte de los organismos, los cuales se ejemplifican en las microfacies MICFSE-5, MICFU6-4 y MICFU7-7 principalmente. Además de los procesos anteriormente descritos, la dolomitización es controlada por dos factores principales como son, la mineralogía del organismo y el tamaño del grano esquelético. Aunque diversos autores han reportado que dependiendo de la mineralogía de cada organismo, los granos predominantemente aragoníticos y de calcita con alto contenido de magnesio, son propensos tanto a la disolución como a la dolomitización en comparación con los granos de calcita con bajo contenido de magnesio resistentes a este proceso (Murray, 1964; Land y Epstein, 1970 y Sibely, 1980, 1982). Este tipo de dolomitización selectiva se observa en los tres pozos UNAM a diferente profundidad e intensidad, en el que se preservan diversos granos esqueléticos como foraminíferos bentónicos (Fotomicrografía 5 y 10 A y 10 C), fragmentos de equinodermos (Fotomicrografía 6 D; 11 A, B y 19 B) y peloides. Todos estos resistentes a la dolomitización debido a su mineralogía de calcita con bajo contenido de magnesio. Los fragmentos esqueléticos que fueron completamente reemplazados por dolomita, como son los fragmentos de moluscos y algas filamentosas, son característicos por ser, en su mayoría, de mineralogía aragonítica, principalmente (Fotomicrografía 20; 15 C y D), como reportan Leadbeater and Riding (1986); Lowenstam and Weiner (1989); Mann et al. (1989); Carter (1990) y Van de Poel and Schlager (1994), en diversos estudios acerca de la mineralogía primaria esquelética para diversos grupos de organismos (tomado del Flügel, (2009). Estos últimos fragmentos con reemplazamiento total o parcial, evidencian un proceso de disolución anterior a la dolomitización, el cual permitió la infiltración y relleno de sus porosidades máldicas por cristales de dolomita.

## Dolomitización incipiente

Microfacies (MICFU6-6, MICFU6-7 y MIFSE-6). Estas microfacies se caracterizaron por una dolomitización selectiva con cristales finos de tamaños similares a la microespatita (5 a 30  $\mu\text{m}$ ) o pseudoespatita (30 a 50  $\mu\text{m}$ ) en las cuales la recrystalización de la dolomita no alcanzó a desarrollar cristales bien definidos y de gran tamaño. Este tipo de dolomitización se encontró principalmente dentro de sedimentos claramente de grano fino o de texturas mudstone (MICFU6-7 y MIFSE-6, específicamente la SE-24, Fotomicrografías 14 D y Figura D. 1 y 2 en anexos) pero en muchos casos, se ubicaron dentro de microfacies altamente arcillosas (tabla 1, 2 y 3 de anexos) (p. ej. MIFUSE-4, fotomicrografía 5 A) y dentro de los clastos en las zonas de brechas de colapso (p. ej. MICFU6-7, fotomicrografía 14 A y D). Murray y Luccía, (1967), (tomado de Toker, 1990) y Flügel, (2009) así como diversos autores, mencionan que los sedimentos de grano fino tienden a ser substituidos por cristales dolomíticos de grano fino y también tienden a preservar mejor la fábrica, en comparación con los sedimentos de grano grueso. Claramente la mayoría de estas microfacies presentaron una buena selección de los sedimentos lo cual, les otorgó una porosidad baja, en comparación con los sedimentos de mayor tamaño. Esta cualidad en conjunto con los sedimentos arcillosos seguramente dificultó el paso de los fluidos dolomitizantes, lo cual generó una mayor resistencia en comparación del resto de las microfacies. Como ya se mencionó anteriormente, el tipo de dolomitización encontrado a lo largo de todos los núcleos estudiados en esta tesis corresponde más al modelo de la zona de mezcla de aguas y no al modelo de enterramiento. Este proceso es evidente en una dolomitización de grano fino y tiende a formarse en etapas tempranas, en comparación con las dolomitas que se forman bajo enterramiento, correspondientes a etapas más avanzadas, como menciona Scholle et al, 2003, en diversas plataformas. A diferencia de las zonas con dolomitización a manera de mosaico que requirieron de constantes episodios de dolomitización, las dolomitas que se forman con una distribución de tamaño uniforme, generalmente representan una simple fase de formación con un sitio de nucleación uniforme. La dolomitización incipiente también se encuentra dentro de las microfacies con dolomitización selectiva ya, que muchas veces, afecta de manera diferenciada a la matriz con diminutos cristales, en comparación con los granos esqueléticos con mayor afectación, dejando fantasmas de los últimos (fotomicrografía 13 A y B). En otros casos, esta dolomitización se encuentra únicamente en zonas de manera irregular como en la microfacies MICFU6-6 (fotomicrografía 13 C).

Existen diferencias en las características de la roca que pudieron influenciar estos complejos procesos de dolomitización:

- 1) Zonas arcillosas que impidieron o protegieron a esta dolomitización destructiva; 2) el nivel del agua que varía dependiendo del clima estacional; 3) el levantamiento de la Sierra de Ticul; 4) la fractura a manera de terrazas de la plataforma de Yucatán que favorece la movilización de las aguas subterráneas; 5) la disolución selectiva que permitió el paso de fluidos; 6) la disolución que originó la karsticidad y brechas de colapso; 7) la infiltración

tanto de agua de mar como de aguas meteóricas; 8) la variación estacional de la tabla del agua o nivel piezométrico en la plataforma, etc.

La mayoría de los cementos encontrados (ver tabla 1, 2 y 3 de anexos), son indicativos aunque no determinativos de cementación en un ambiente freático meteórico, tanto en las zonas subsaturadas, de intensa solución, como en las saturadas, tal es el caso del ambiente freático marino. También se apreciaron cementos típicos de ambiente marino que resistieron los cambios diagenéticos a manera de fantasmas (Fotomicrografías 6, 7, 9, 11, 12, 21 y tabla 1, 2, 3 de anexos), aunque se requieren mayores estudios para su correcta determinación, como son análisis con microscopio electrónico de barrido y catodoluminiscencia, ambos para identificar los periodos de crecimiento de un cristal y sus cambios químicos, valoración de Isótopos de Oxígeno 18 para determinar la cantidad de agua proveniente del agua de mar y de aguas subterráneas, entre otros.

### **Integración con el análisis de microfacies**

Los modelos depositacionales y/o transectos propuestos por Willson, (1975) y Flügel, (2009) ayudaron de manera importante en la identificación y determinación de los ambientes aquí registrados. Sin embargo, por la variación en la geometría, por la disposición de los organismos, por las irregularidades y por las variaciones existentes las plataformas, entre otros factores, resulta difícil extender de forma precisa o definitiva un ambiente paleoecológico en un área determinada entre los pozos UNAM. A su vez, resulta bastante complicado realizar alguna correlación paleoecológica sugiriendo la misma temporalidad, principalmente debido a que los ambientes y la distribución de los organismos en una plataforma de rampa, varían de manera tanto lateral como en dirección del mar. Por esto, a pesar de la similitud de algunos paleoambientes y microfacies diagenéticas identificadas entre cada pozo, no necesariamente significa que ocurrieran en la misma temporalidad. Las dificultades para la correlación principalmente se deben a la falta de fósiles índices, con potencial para su datación, así como al estado de preservación de éstos. La mayoría de los fósiles en este estudio presentan procesos de recristalización, disolución y dolomitización. Existen esfuerzos en la identificación de las edades de foraminíferos en los pozos UNAM realizados por el Dr. Marcelo Aguilar, en lámina delgada, y por la Dra. Fenero Fanlo, mediante separación e identificación de foraminíferos, ambos esfuerzos sin éxito, ocasionados por los procesos diagenéticos. Por lo anterior, a continuación únicamente se describe la evolución paleoecológica encontrada por pozo y al final del texto, se realiza una correlación litológica, esquemática e idealizada entre los pozos antes de que la plataforma fuese afectada por la falla de ticul (figura K de anexos), así como, se contrasta con otra correlación de litológica de los pozos en su posición actual (figura L de anexos). En el pozo UNAM-5 por encima de las brechas de impacto Chicxulub, se hallan calizas micríticas de textura mudstone que en los primeros seis metros se encuentran carentes de organismos, con alto contenido de arcilla esmectita. Por su parte Escobar-Sánchez (2005), propone que este material arcilloso proviene de al menos dos fuentes. Una debida a un aporte terrígeno transportado por viento

y una segunda fuente debida a la influencia de las arcillas provenientes de la brecha de impacto que la subyacen. La misma también sugiere que este material es indicativo de proximidad con el continente, condiciones de clima cálido y somerización.

En la presente tesis se encontró que a la profundidad de 326 m aproximadamente comienza un ligero incremento en foraminíferos bentónicos, indicativos de aguas someras en la rampa interna dentro de la zona restringida limítrofe con la marina abierta. Las microfacies ubicadas por encima de los 292 m presentan una dolomitización pervasiva así como disolución marcada que borran u ocultan gran parte de la textura original.

Justo a los 247 m una litología predominantemente arcillosa descansa de manera erosiva por encima de la caliza dolomítica. Este paquete es predominantemente arcilloso, carente de fósiles y de bioturbación como se mencionó en las microfacies SE-12, sugieren condiciones de anoxia, reductoras y de baja productividad. Si bien no es posible determinar el ambiente, las microfacies que la sobreyacen (MICFSE-4) también arcillosas, sugieren un episodio de transgresión marina. Estas microfacies presentan algas rojas en posición de crecimiento (textura bafflestone), bioturbación escasos intraclastos y trazas de rodoides, los cuales sugieren un incremento en las condiciones de oxigenación con respecto a las microfacies anteriores y sirven como un indicativo de un ambiente de plataforma interna a rampa media. Aunque resulta difícil identificar las facies profundas encontradas por Leticariu et al (2006), sí se encuentra un posible evento transgresivo en las zonas donde la arcilla está presente en grandes cantidades. Como se comentó en el capítulo relativo a la paleoclimatología del Cenozoico, durante el Paleógeno, específicamente durante el Paleoceno-Eoceno, se presentaron importantes eventos climáticos a escala global conocidos como Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas en ingles). En ese límite fue caracterizado por un clima cálido, carente de casquetes polares y con incrementos del nivel medio del mar de, al menos,  $100 \pm 50$  m (Miller et al., 2005). Por lo que este horizonte arcilloso, posiblemente se haya depositado durante o cercano a esta temporalidad, aunque también podría deberse a un episodio energético más elevado e intermitente que transportó material arcilloso a estas zonas. Las arcillas paligorskita, esmectita, interestratificados de esmectita-ilita e inclusive caolinita, aquí identificadas, como se reportó a detalle anteriormente, se pueden formar bajo diversos y complicados procesos tanto en continente, como en los océanos. Todos bajo condiciones climáticas cálidas a áridas (Bohor, 1975; Isphording W. C., 1984; Callen., 1984; y otros). Una vez formado, este mineral arcilloso, es movilizado por procesos energéticos relacionados con episodios de tormentas o lluvias hacia zonas profundas. Cualquiera de las hipótesis relacionadas acerca del origen de estos minerales arcillosos, a pesar de que aún siguen siendo materia de debate, concuerdan que son indicadores paleoclimáticas de condiciones cálidas a áridas, comúnmente encontradas en zonas de bajas latitudes entre los  $30^\circ - 40^\circ$  N y S, y en el caso de la caolinita ubicada en altas latitudes (Callen, 1984; Weaver & Beck, 1977; Singer, 1981; Isphording et al., 1984; Callen., 1984; Weaver, 1989; Sigurdsson et al., 2000; Gibson et al., 2000 y Murray, 2007). El gran incremento en la producción mundial de estas arcillas ha sido localizado coincidentemente en el límite Paleoceno-Eoceno (Callen, 1984; Sigurdsson et al., 2000; Gibson et al., 2000;

Pablo Galán et al., 1996). Lo anterior en conjunto con un posible incremento en el nivel del mar ubicado en estas microfacies (MICFSE-4) del pozo UNAM-5, sugieren que estas zonas altamente arcillosas podrían corresponder el evento PETM registrado a nivel global. Sin embargo es necesario fortalecer esta hipótesis con nuevos estudios y a mayor detalle.

A medida que se asciende estratigráficamente en las microfacies MICFSE-5 (190 m aproximadamente), también arcillosas, el ambiente identificado es principalmente lagunar o característico de la zona restringida en una rampa carbonatada, que inicia con condiciones de mayor salinidad, ligeramente anóxicas evidentes en el escaso contenido esquelético y ligeramente reducidas en luz, posiblemente influenciado por el contenido arcilloso. De pablo (1996) señala que los sedimentos arcillosos o de paligorskita están contenidas en las formaciones descritas y clasificadas por Petróleos Mexicanos como Formación Pisté del Eoceno Inferior, o del Miembro Xbacal del Eoceno Medio correspondientes a la Formación Chichén-Itzá y que se extienden hasta el Oligoceno. El ambiente perteneciente a estos depósitos corresponde a sedimentos marinos lagunares (López-Ramos, 1973). Igualmente, en la presente investigación, parte de las microfacies encontradas son características de ambientes lagunares o marinos someros que se encuentran contenidos dentro de las zonas con alto contenido de paligorskita (pozos UNAM5 y 6). La presencia de este ambiente lagunar se reporta desde el Eoceno al Oligoceno Superior al norte de la plataforma (López-Ramos, 1973) lo cual dificulta diferenciar las Formaciones Chichén Itzá y Pisté.

A medida que se asciende estratigráficamente, después de los primeros diez metros, el contenido de arcilla se reduce drásticamente y se incrementa el contenido de organismos así como el contenido de algas dasycladaceas, lo cual hace suponer que las condiciones de luz, oxigenación y aporte de nutrientes comenzaron a ser más favorables. Este ambiente de rampa interno propuesto como de la zona restringida así como las condiciones medioambientales, se encuentra durante al menos setenta metros en el pozo UNAM-5 a profundidades de 190 m hasta los 120 m.

Las plataformas de rampa se caracterizan por tener una suave inclinación, menor a 1°. En ella, el paso de las facies de agua somera o lagunares, con influencia de la agitación del oleaje, pasan de manera gradual o muy discreta a facies de aguas más profundas con baja energía del oleaje. Debido a sus amplias planicies relativamente homogéneas y a su morfología. Los carbonatos de alta energía se depositan cerca de la costa en los ambientes de rampa interna y no en el borde de ésta, pues gran parte de la acción del oleaje actúa directamente sobre el sedimento en amplias zonas de aguas poco profundas. Es por esto que los intraclastos en estas microfacies, son bastante comunes y se depositaron en ambientes someros, en zonas muy cercanas o adjuntos a la zona paleoecológica identificada igualmente dentro de estos intraclastos. En una plataforma de rampa, rara vez se encuentran clastos de ambientes someros en depósitos de rampa externa. Porque las facies someras se encuentran, como en este caso, bastante alejadas de la zona del talud e inclinación. En suma, estos pozos se ubican fuera del cráter (donde puede existir una profundidad importante) y resulta difícil pensar en alguna depositación típica de un talud o ambiente profundo (deslizamientos, derrumbes, brechas y turbiditas). Seguramente el cráter de impacto actuó como una cuenca instantánea durante

grandes lapsos de tiempo hasta su relleno en el Mioceno Medio, como algunos autores sugieren (Galloway et al., 2000). Posiblemente en el interior de la cuenca se ubiquen, en algunas profundidades, facies típicas de las zonas de rampa externa a cuenca.

A partir de los 120 metros hacia la cima, la dolomitización destructiva borró el registro fósil evidente en la generación de mosaicos, zonas con disolución y karsticidad, como se menciona más adelante.

La base del pozo UNAM-7 comienza con una secuencia de intensa intrusión evaporítica que substituye o desplaza casi en su totalidad al sedimento carbonatado por material de yeso y anhidrita desde los 221 m y que disminuye hacia la cima en los 210 m.

Sobreyaciendo al paquete anterior se ubican cuatro metros de arcilla esmectítica, el origen de este tipo de arcillas ha sido asociado por Ross y Shanon (1926) como una arcilla, formada por la devitrificación y alteración química de un material ígneo de vidrio, usualmente depósitos piroclásticos (tobas y ceniza volcánica) y que a menudo contienen proporciones variables de granos cristalinos que fueron fenocristales contenidos dentro del vidrio volcánico original. Por encima del horizonte arcilloso la disolución selectiva borró gran parte del contenido de ostrácodos en las microfacies. Los horizontes anteriores carecieron de elementos suficientes que aportaran cualquier información relacionada con el ambiente depositacional. Este pozo resultó ser el pozo con mayor afectación diagenética.

Por encima de los 178 m de profundidad, los ambientes registrados, corresponden a ambientes de plataforma interna en la zona de montículos y bancos, con la presencia de texturas grainstone-packstone de peloides MICFU7-3 que cambian a la zona submareal o restringida con la presencia de textura grainstone de cortoides. Esto podría sugerir un ligero cambio en el nivel del mar, pero no representa necesariamente un aumento o transgresión de éste, pues como anteriormente se dijo, la disposición de los aloquímicos varía de manera espacial y los montículos pudieran estar ubicados a manera de parches sobre el área de la plataforma. En una plataforma de rampa que posee una escasa inclinación ( $<1^\circ$ ) y una constante agitación del oleaje, el área de montículos se ubica muy cerca de la línea de costa o zona lagunar (Brunchette & Wright, 1992). Estos montículos generalmente se encuentran separados como construcciones discretas y en algunos casos pueden encontrarse en la rampa media y externa (Flügel, 2009).

Hacia la cima de este pozo persiste la dolomitización de tipo pervasiva representada por las microfacies diagenéticas MICFU7-4 y 5 que ocultan toda textura depositacional en las cuales persisten trazas de foraminíferos multicamerales biserials, plaquetas de crinoides y escasas conchas de moluscos. Posteriormente, en las microfacies MICFU7-7 persiste un ambiente de plataforma interna media principalmente.

El pozo UNAM-6 comienza hacia la base con los mismos parches y nódulos evaporíticos encontrados en los pozos anteriores que en este caso poseen fragmentos de bivalvos desarticulados y gasterópodos. Los bivalvos generalmente viven en sedimento suave, son organismos perforadores que se encuentran a lo largo de la plataforma y el borde del talud. En cambio los gasterópodos pueden

encontrarse en un amplio tipo de ambientes ya sea marinos o terrestres. La asociación de estas microfacies no aporta datos importantes acerca de su ecología y únicamente nos indican condiciones marinas con buena oxigenación, iluminación y disponibilidad de alimento en el área.

Sobreyaciendo al paquete anterior, la intrusión evaporítica destruyó y desplazó casi por completo al sedimento carbonatado. Hacia la cima de este paquete se halla un horizonte arcilloso de aproximadamente dieciséis metros de arcilla paligorskita similar a la encontrada en el pozo UNAM-5. Posteriormente en la asociación de microfacies MICFU6-2, se identificó un ambiente predominantemente de rampa interna en la zona de intermarea, específicamente en el área de montículos de arena y bancos. Esta asociación de microfacies posee indicadores de proximidad con la zona restringida debido al contenido de miliólidos parcialmente micritizados. A medida que evoluciona la plataforma, el contenido de miliólidos se incrementa indicando un ambiente de la zona restringida. Aparente mente este ambiente prevalece o se repite en al menos treinta metros hacia la cima. Al igual que el pozo UNAM-7, la mayoría de las zonas superiores, se encuentran intensamente afectadas por una dolomitización destructiva que borró las texturas depositacionales, limitando el estudio paleoambiental.

En general la mayor parte de los paleoambientes corresponden a ambientes de rampa interna que varían desde la zona lagunar hasta posiblemente el límite con la zona marina abierta, como se vio en el pozo UNAM-5. Este pozo presenta mayor conservación de los organismos y menor afectación por diagénesis. Las zonas con alto contenido arcilloso se presentan en los tres pozos a diferentes profundidades y a pesar de que el tipo de arcilla difiere en los tres casos y posiblemente correspondan a un mismo origen. Al igual que la dolomitización, presenta algunas irregularidades. Se sabe que uno de los orígenes de la arcilla palygorskita proviene como resultado de alteraciones diagenéticas de la esmectita – illita. La esmectita e illita pueden provenir de alteraciones diagenéticas de ceniza, lo cual hace suponer que uno de los orígenes de estas arcillas provenga de algún evento de vulcanismo cercano, como se comentara con mayor detalle más adelante.

## **Arcillas**

Las rocas arcillosas conforman más del 70% de las rocas sedimentarias y aproximadamente una tercera parte de las rocas que afloran en la superficie de los continentes (Meunier, 2004). Representan los miembros más jóvenes de la familia de los minerales en la corteza terrestre. El término arcilla ha sido utilizado para describir a todo producto residual, ya sea, por alteración debida a intemperismo, hidrotermalismo o enterramiento de los minerales silicatados (rocas o cenizas volcánicas) generalmente en tamaños menores a las 2  $\mu\text{m}$ .

Las arcillas en los sedimentos son derivadas de diferentes fuentes:

- 1) De la erosión de suelos y rocas alteradas (más del 60% de la superficie terrestre). Esta arcilla depende del tipo de roca fuente, de su granulometría y de su mineralogía así como del proceso de transporte y depositación, dando lugar a la desintegración de la roca.

- 2) De la cristalización por reacción entre soluciones salinas y silicatos. Este tipo de formación de arcillas reemplaza minerales o poros salinos dentro de las rocas ya formadas totalmente por neomorfismo.
- 3) De la disolución de silicatos en ambientes continentales con la influencia de soluciones diluidas bajo modificaciones químicas, e inclusive, por recristalizaciones en ambientes salinos durante diagénesis temprana.

Hablando de manera general, los minerales arcillosos se forman bajo la interacción de soluciones acuosas con especies silicatadas preexistentes, mediante procesos de disolución y recristalización. Por consiguiente la formación de las arcillas está relacionada con la interacción entre el agua y las rocas.

En la plataforma de Yucatán, existen diversos horizontes arcillosos que han sido registrados por diversos autores [Bhor, (1975); Schultz *et al.*, (1971); Isphroding, (1984); de Pablo Galán *et al.*, (1996); Kerkler *et al.*, (2009); Sánchez M. *et al.*, (2006) y Cabadas-Báez *et al.*, (2010)], sugiriendo tres procesos de formación, dando lugar a arcillas pedogenéticas, arcillas detríticas y arcillas de cristalización directa o primaria. Como se mencionó en el capítulo anterior y se ejemplifica en la Figura 4 a 5, en este estudio se ubicaron diversos horizontes arcillosos a diferentes profundidades dentro de los tres pozos UNAM, mismos que fueron identificados por medio del método de difracción de rayos X y que se indican a continuación.

### **Paligorskita, Esmectita y diversas concentraciones arcillosas en los pozos UNAM**

Uno de los horizontes arcillosos encontrados en los pozos UNAM fue identificado como paligorskita, localizado particularmente en los pozos UNAM-5 y UNAM-6 (*vid* p. 99 - 105). En el pozo UNAM-7 los depósitos arcillosos corresponden principalmente a esmectita e interestratificados de esmectita e illita. Los horizontes de paligorskita se presentan en grandes concentraciones justo por debajo de las microfacies lagunares (a 247 m en el pozo UNAM-5) y de las microfacies submareales a mareales (a 254 m en el pozo UNAM-6) y en menores cantidades dentro de las mismas (a 200 m en el UNAM-5, únicamente). El pozo UNAM-6 presenta un horizonte de paligorskita aislado, a una profundidad más superficial (a los 97 m). La esmectita se presenta dentro de dos de los pozos en cantidades variables y mezclada con otras arcillas, tanto en la brecha de impacto (a 330 m en el pozo UNAM-5 y a 250 m en el UNAM-7) como en profundidades más someras del orden de los 35 m en el pozo UNAM-5 y recurrentemente en el UNAM-7 a 50 m y 67 m de profundidad.

El color típico de la paligorskita puede variar de marrón claro a crema, a blanco, y hasta a colores verde azulado (generalmente verdes más oscuros que indican mayor concentración). La esmectita puede presentar diversos colores, desde tonalidades grisáceas a verdes y tonalidades rosas a rojizas, como es el caso de los pozos UNAM aquí estudiados. La esmectita presenta al menos tres colores diferentes relacionados con respecto a la profundidad en la que se ubica. De color verde olivo en la zona de la brecha de impacto, marrón dentro de las calizas

nodulares, gris a verde pistache por encima de las anteriores (ésta específicamente dentro del pozo UNAM-7) y colores rojizos u oxidados, en las zonas más superficiales.

El origen de la arcilla paligorskita es controvertido. La paligorskita ha sido encontrada en distintas partes del mundo (Rusia, India, Estados Unidos y México, entre otros). En México es poco común y generalmente ha sido ubicada en zonas cercanas con depósitos de esmectita, como sugieren Isphording *et al.* (1984). Algunas de las explicaciones relacionadas con respecto a su origen han sido formuladas por Singer en 1980, quien determinó que este tipo de arcillas se pueden formar en condiciones específicas de **pH** alcalino, alto contenido de silicio, magnesio y con bajo contenido de aluminio, asimismo en climas cálidos a áridos. Por lo que, se ha usado como un indicador paleoclimático. A su vez, Callen (1984) menciona que el origen de los grandes depósitos de paligorskita se puede llevar a cabo de al menos tres maneras diferentes: 1) durante la formación de mares epicontinentales y mares interiores, en ambos casos en forma de sedimentos químicos o por reconstitución de arcillas preexistentes durante la diagénesis temprana; 2) en aperturas oceánicas asociadas con cuencas de ante arco y con el aumento del nivel del mar por alteración hidrotermal del vidrio basáltico, del sedimento volcánico o de las arcillas y 3) en suelos calcáreos por cristalización directa, los cuales, posteriormente son transportados por deslizamientos o corrientes de turbidez llevándolos de zonas cercanas a la costa a zonas más profundas. Estas arcillas también pueden ser transportadas por el viento, por lo que pueden encontrarse también en ambientes marinos.

La esmectita (componente principal de la bentonita), se forma típicamente por la devitrificación y alteración química de un material ígneo de vidrio, usualmente tobas y ceniza volcánica y que a menudo contienen proporciones variables de granos cristalinos que fueron fenocristales contenidos dentro del vidrio volcánico (Grim, 1968, tomado de Meunier, 2005; Isphording *et al.*, 1984 y Murray, 2006). Aunque Isphording (1984), sugiere que estos depósitos arcillosos de origen volcánico se diferencian en edad, con respecto a los de paligorskita ya que seguramente fueron transportados por el viento y por el mar hacia el Norte desde Belice y Guatemala, esto antes del levantamiento Norte de la Península sucedido en el Neógeno tardío. Sugieren también que estas arcillas fueron depositadas en ambientes lagunares y posteriormente fueron transformadas a lagos salinos por levantamiento tectónico. Se han reportado distintas formas bajo las cuales posiblemente se formaron los depósitos de arcilla paligorskita en la plataforma de Yucatán. Schultz, *et al.*, (1971), propusieron un origen de tipo secundario de la paligorskita, como alteración de ceniza volcánica de edad eocénica a arcillas, similar a las encontradas en Ticul y Tepakán. Diversos autores afirman que los principales orígenes de la paligorskita de Yucatán, ocurrieron por un proceso de cristalización directa de agua marina o durante la diagénesis de la dolomita. Además descartan como posible origen de este mineral arcilloso a la alteración de ceniza volcánica. Esto último se debe a que no hay una cantidad significativa de ceniza, a que el componente silícico no es representativo y a la ausencia de minerales típicos tales como zircones, apatitos y hornblendas (Bohor, 1975; Isphording *et al.*, 1984; Pablo Galán *et al.*, 1996; Krekeler

et al., 2009). Isphording et al., 1984, mencionan que el aporte de alúmina y sílice necesarios para la formación de esta arcilla fue llevado en solución y depositado en ambientes marinos transicionales, en los cuales el pH alcalino formó geles que precipitaron como hidróxidos y, eventualmente, se transformaron en arcillas altamente puras. Los mismos investigadores también asocian un origen de cristalización directa en aguas de salinidad elevada o por alteración de dolomita a arcilla paligorskita.

Sin embargo, si consideramos alteración diagenética de los carbonatos a dolomita y de dolomita a arcilla como sugiere Isphoring, estos procesos implicarían alteraciones diagenéticas intensas. Como se mencionó anteriormente, un primer proceso de disolución y dolomitización de una roca carbonatada, con contenido de calcita y aragonita va cambiando y destruyendo parte de la textura depositacional de las rocas. Y si se piensa en un segundo proceso de transformación de la dolomita a arcilla, seguramente daría lugar a la destrucción total de la textura original de la roca. En los pozos UNAM, el contenido arcilloso se encuentra dentro de la matriz, si bien, algunos fósiles preservados presentan recristalización a dolomita. Asimismo, las microfacies mejor preservadas con respecto a la textura e inclusive el contenido fósil se ubican dentro de este horizonte altamente arcilloso. Los intraclastos, las escasas estructuras sedimentarias reconocibles y las galerías encontradas, revelan que necesariamente este contenido arcilloso pudo formarse antes o durante la sedimentación. Generalmente en una roca o sedimento que se altera a arcilla, los fragmentos más susceptibles a la diagénesis corresponden a los granos esqueléticos, como se aprecia en la mayor parte de los tres pozos. Si bien es cierto que los foraminíferos miliólidos son altamente resistentes a los procesos de disolución y de dolomitización, dentro de estas microfacies se pueden encontrar diversos organismos, como es el caso de las algas rojas y algas verdes (ambas susceptibles a la disolución y a la dolomitización, por su mineralogía principalmente aragonítica). También se encuentran fragmentos de conchas y otros fósiles con mineralogía diversa. La textura muestra evidencias de una depositación de arcilla contemporánea a la de los granos esqueléticos. Incluso dentro de las facies de brechas de colapso, los clastos que se encuentran cementados por carbonato recristalizado preservan en su interior parte de la textura depositacional que convive con el contenido de arcilla. Por lo anterior, seguramente este mineral arcilloso se depositó en este ambiente lagunar ya sea por una redepositación sedimentaria o se formó *in situ* a medida que su contenido disminuía a través del tiempo. De Pablo (1996) menciona que los horizontes arcillosos se encuentran contenidos en calizas de ambientes lagunares de la Formación Pisté (Eoceno Inferior) y Formación Chichen-Itzá (Eoceno Medio). De ser así, esta arcilla necesariamente debió formarse antes de su depositación para conservar el contenido fósil.

En diversas localidades del mundo se ha encontrado que la arcilla paligorskita, así como algunos interestratificados de caolinita y montmorillonita (un tipo de esmectita) también reportados en la plataforma, se pueden formar por la alteración de material piroclástico. Mucho del material alumino-silicatado requerido para la formación de estas arcillas puede provenir de estas cenizas. En contraste, el origen sugerido por Schultz, es puramente especulativo y únicamente se han reportado escasos horizontes de cenizas alteradas de algunos centímetros de espesor que subyacen

a material carbonatado dentro de la cueva de Loltún (Isphording et al. 1984). Esta cueva se encuentra ubicada en la zona central de la plataforma junto a la Sierra de Ticúl, entre los poblados Ticúl y Tekax (entre los pozos UNAM 5 y 7). Como se vio en el capítulo uno, las rocas que afloran dentro de esta área pertenecen al Eoceno. Sin embargo la ceniza se altera con facilidad y el horizonte encontrado no es muy abundante e igualmente no existen reportes de ceniza en otras partes de la plataforma por lo que, este origen ha sido muy cuestionado. En suma, existen afloramientos de paligorskita pertenecientes a la zona del Golfo de México en Florida, que descartan la hipótesis de transporte de ceniza volcánica y sugieren una formación debida a cristalización directa por la alteración de la montmorillonita (un tipo de esmectita), en aguas someras salobres bajo temperaturas subtropicales. Weaver en 1984, señala que el incremento en la temperatura del agua del mar favoreció la precipitación de esta arcilla durante el Cenozoico Temprano. Con el enfriamiento del agua de mar, la disminución de la temperatura y de las condiciones húmedas finalizó el crecimiento de paligorskita. Cabe resaltar que el autor hace referencia a un episodio de calentamiento debido a procesos de reacomodamiento tectónico sucedido en el Atlántico. Como se vio en el capítulo uno, hoy en día se conocen diversos factores registrados, a nivel global, que seguramente ocasionaron episodios de calentamiento en el Paleoceno y Eoceno (P/E), como el registrado en el evento PETM. Este evento fue caracterizado por el incremento en la temperatura global, en el nivel medio del mar, y posiblemente por el vulcanismo ocurrido, así como por la emisión de gases invernadero, como el bióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e hidratos de metano (CH<sub>4</sub>), liberados a la atmósfera. Bralower, Thomas et al. (1997), localizaron horizontes arcillosos pertenecientes a ceniza volcánica dentro de sedimentos del Paleoceno Superior – Eoceno Inferior, en el mar Caribe (Sitio 999 y 1001, del Programa de Perforaciones Oceánicas u ODP). Ellos proponen un proceso adicional de cambio climático en la región, para esta temporalidad, ocasionado por vulcanismo circuncaribe, que produjo un episodio de disoxia. Por otra parte, Sigurdsson *et al.*, (2000), ubicaron tres episodios de vulcanismo de tipo explosivo dentro de 200 capas de tefra de 90 cm de espesor, aproximadamente. Estos horizontes se encontraron en los sitios 998, 999, 1000, 1001 y 1002 del ODP dentro del Mar Caribe, asociándolos al arco del Caimán desde el Paleoceno hasta el Eoceno temprano, Eoceno medio al tardío, y del Mioceno temprano al medio. Gran parte del vidrio contenido en estos horizontes de ceniza ha sido transformado a esmectita.

Por otra parte se han registrado incrementos en concentraciones arcillosas desde el Paleoceno superior hasta el Eoceno inferior en las planicies costeras al noreste de Estados Unidos, desde Virginia a Nueva Jersey (Sigurdson *et al.*, 2000 y Gibson *et al.*, 2000). En el noreste de este país siguiendo a Gibson *et al.*, (2000), las concentraciones corresponden a grandes incrementos de caolinita en comparación con los interestratificados de esmectita/ilita hallados allí mismo, que probablemente son el resultado de un intemperismo intenso dentro del continente, ocasionado por un incremento de la temperatura, por la precipitación y por la coincidencia con un aumento del nivel del mar ( $100 \pm 50$  msnm, este último dato precisado por Miller et al., 2005). Aparentemente el periodo de erosión y redepositación de esta arcilla hacia la cuenca está marcado por la caída del nivel del mar en el Eoceno Medio y que coincide con un decremento en la producción de este material arcilloso (Gibson

et al., 2000). Algunos autores sugieren que la arcilla caolinita requiere, para su formación, episodios de intemperismo intenso bajo temperaturas tropicales a cálidas con una gran percolación de agua a través de rocas principalmente con minerales feldespáticos o rocas continentales. La proporción de caolinita hallada en el contenido de caolinita/esmectita, es indicativa de mayor o menor duración del intemperismo (Millot et al., 1970; Moore et al., 1997). Al parecer, en el límite P/E se registró un incremento en el contenido arcilloso a nivel mundial, ya que estas asociaciones arcillosas (esmectita, paligorskita y caolinita), han sido encontradas en zonas ubicadas desde la Antártida hasta el noreste del Océano Atlántico, (Robert et al., 1991; Robert et al., 1994), que también son coincidentes con los fenómenos paleoclimáticos registrados en la misma temporalidad. Robert *et al.*, (1991), sugieren que la presencia de arcillas en el límite P/E, estaría indicando condiciones paleoclimáticas que tienen una relación directa con respecto a su distribución global. Las condiciones estacionales cálidas, áridas y húmedas, registradas en esa temporalidad, se deducen de la abundancia y distribución de estas arcillas. El aumento de la humedad en altas latitudes y con influencia continental, da como resultado una mayor producción de caolinita. En zonas costeras de latitud baja a mediana, aumenta la aridez y da como resultado una mayor producción de paligorskita-sepiolita, lo cual indica una mayor evaporación en las latitudes medias a bajas y una mayor precipitación en latitudes altas.

En los pozos UNAM, se observa un incremento o un posible evento transgresivo del nivel del mar, coincidente con la aparición de estas arcillas en grandes cantidades, mismas que van disminuyendo su concentración a medida que subimos estratigráficamente y que las facies se vuelven ligeramente más someras envolviendo a las zonas lagunares. Si bien estas arcillas son indicativas de ambientes cálidos, en combinación con un posible incremento en el nivel medio del mar. Es factible también que este escenario haya sido ocasionado durante algún episodio de calentamiento global como el registrado durante el Paleoceno - Eoceno. No obstante lo anterior, algunos investigadores piensan que estos horizontes de arcilla o paligorskita se hallan de manera lenticular en escasos afloramientos dentro de la plataforma (Bohor, 1975; Schultz et al., 1971; Isphording et al., 1984), sin una aparente continuidad lateral. Sin embargo, a medida que surgen diversos estudios de los minerales arcillosos en la Península de Yucatán, cada vez se localizan más y diversos afloramientos de paligorskita, que antes se creían escasos o de rara ocurrencia. Estos minerales arcillosos han sido situados en el área de Ticúl, en la zona norte y central de Yucatán, en el norte de Campeche y al este de Quintana Roo, dentro de pozos exploratorios, afloramientos y cenotes (Bhor, 1975; Schultz *et al.*, 1971; Isphording *et al.*, 1984; Pablo Galán *et al.*, 1996; Kerkler *et al.*, 2009; Sánchez et al., 2006; Cabadas-Báez *et al.*, 2010 y otros autores). Esto mismo se ha encontrado en los pozos UNAM.

Adicionalmente, en este estudio se hallaron depósitos arcillosos más profundos que los anteriormente mencionados que presentan contenido de esmectita (dentro de las calizas nodulares y en las calizas de la brecha de impacto) y que difieren de los que le sobreyacen, (paligorskita en los UNAM-5 y 6 y esmectita en el UNAM-7) en concentración, coloración, abundancia y el tipo de depósito. Los sedimentos

esmectíticos más profundos son interestratificaciones de esmectita/ilita (UNAM-5 y 7), ubicados en la zona de la brecha de impacto, y esmectita dentro de las calizas nodulares (los tres pozos). La arcilla interestratificada esmectita/ilita más basal (color verde olivo), contenida en la brecha de impacto, probablemente es el resultado de la alteración del vidrio de impacto. Se sabe que la ilita es más estable que la esmectita que tiende a cambiar a ilita en condiciones de altas temperaturas y presiones, así como en ambientes químicos diferentes a los de la superficie terrestre. La esmectita tiende a cambiar su mineralogía con el incremento de la profundidad. Para que el cambio se lleve a cabo bajo condiciones diagenéticas, es necesario que la esmectita tenga cantidades de potasio, proveniente de los feldespatos (Brust, 1959; Powers, 1967; Hower et al., 1976, tomado de Moore *et al.*, 1997), los cuales probablemente provinieron de los clastos contenidos en las brechas de impacto Chicxulub. También este proceso denominado como ilitización de la esmectita, puede llevarse a cabo bajo la acción de fluidos hidrotermales o por la intrusión de un cuerpo ígneo (Moore *et al.*, 1997). Por lo que, seguramente estos carbonatos pudieron ser sometidos a alteraciones diagenéticas, ya sea, por el proceso de enterramiento o por hidrotermalismo, producto del enfriamiento de la litología de impacto del Chicxulub, como asocian Escobar-Sánchez et al., (2010) en para el pozo UNAM-5.

La esmectita localizada dentro de las calizas nodulares (tonalidades marrón) ha sido caracterizada por Escobar-Sánchez (2005) en los primeros 30 metros del pozo UNAM-5, quien mediante un estudio de Difracción de Rayos X, asocia a un posible transporte por viento. Estas arcillas esmectíticas subyacen a las arcillas de tipo paligorskita encontradas en este estudio (Ver figura 4 - 6) en este pozo y a las arcillas esmectíticas de tonalidad verde pistache del pozo UNAM-7, anteriormente descritas.

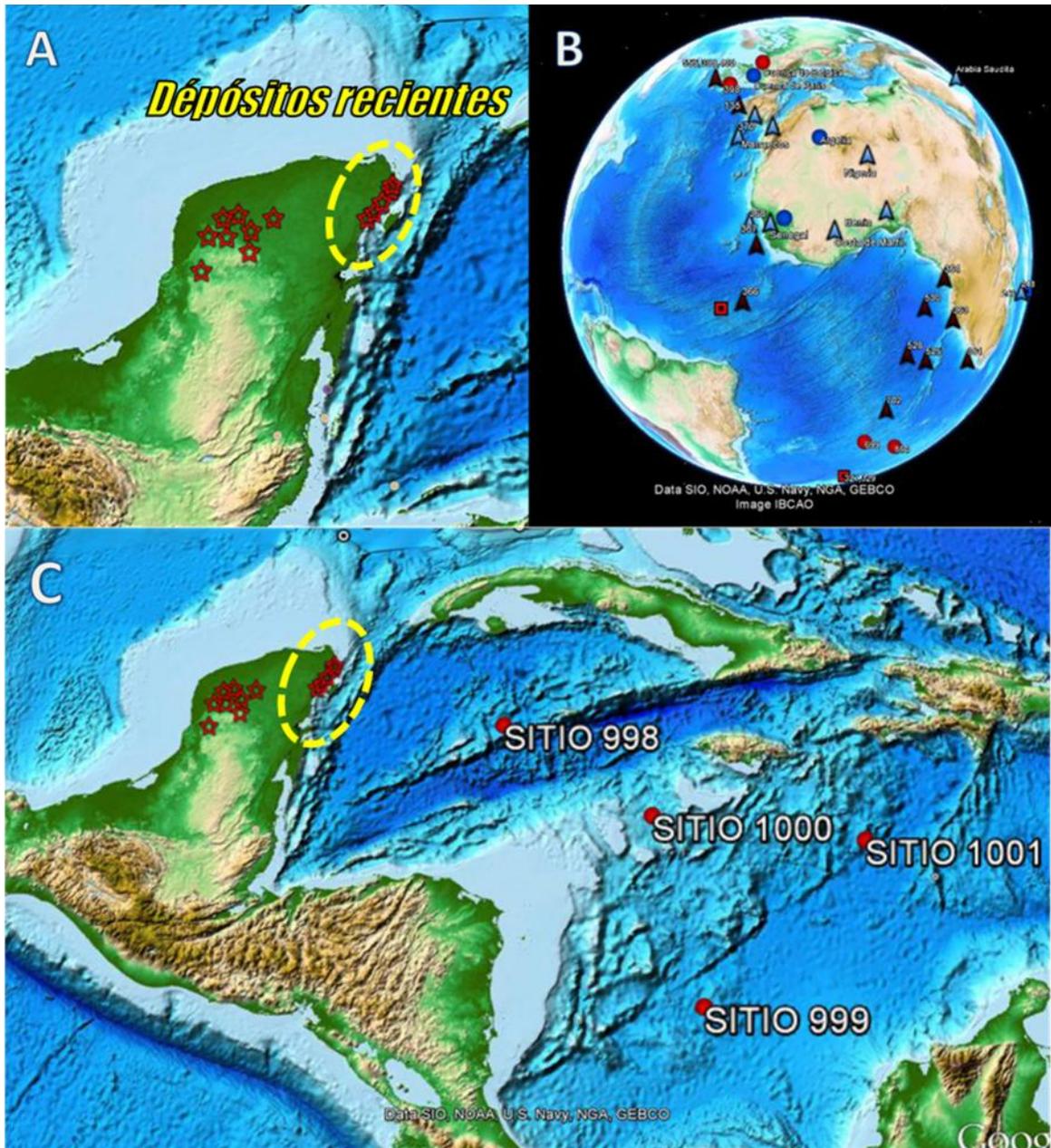


Figura 3. Integración de la distribución de las arcillas del Paleoceno-Eoceno y Holoceno. A. Yucatán; B. Mundo y C. Caribe (tomado de Ispording, 1984; Callen, 1984; Robert *et al.*, 1991; Sánchez *et al.*, 2006; Kerkler *et al.*, 2009; Sigurson 2000; Cabadaz-Báez).

En resumen, el estudio de difracción de rayos X realizado en la presente tesis, reveló: a) se encuentran depósitos altamente arcillosos pertenecientes al Paleoceno y Eoceno en el área de estudio; b) estos depósitos arcillosos tienen una distribución más amplia de lo que anteriormente se consideraba, como es el caso de la paligorskita y la esmectita registradas en toda la plataforma de Yucatán (específicamente las de edad eocénica), en este trabajo y en el mar que lo circunda por el ODP (Figura 3); c) es difícil sostener que los orígenes y formación de la

paligorskita, esmectita y caolinita de Yucatán ocurrieron por procesos independientes y distintos, como lo afirman Isphording, Pablo Galán y otros; d) es poco probable que los grandes depósitos de esmectita hallados en este estudio en el pozo UNAM-7 no tengan relación de origen con los depósitos de paligorskita igualmente hallados en grandes espesores en los pozos UNAM-5 y 6. Los autores mencionados afirman que la paligorskita de Yucatán tiene como origen la cristalización directa o la alteración de la dolomita y que la esmectita de la plataforma se formó por una alteración de ceniza volcánica. Sin embargo, estas conclusiones derivan del estudio de escasos y pequeños afloramientos, cuevas y cenotes con escasa resolución estratigráfica; e) si los depósitos de paligorskita se hubiesen formado como resultado de una cristalización directa, igualmente cabría esperar alguna presencia de esta arcilla también en el pozo UNAM 7. Asimismo si la esmectita únicamente fuera resultado de una alteración de ceniza, cabría esperar encontrarla en los tres pozos o de manera extendida en toda la plataforma, ya que las emisiones de ceniza pueden viajar cientos a miles de kilómetros desde la fuente de emisión, lo cual no es así; f) Si bien no se puede afirmar que este mineral arcilloso provenga directamente de alteración de ceniza, existen mecanismos mediante los cuales, es posible la transformación de ceniza volcánica a esmectita o paligorskita, de la esmectita a illita, a caolinita e inclusive a paligorskita. Todos estos procesos bajo condiciones de temperatura en climas cálidos a áridos y de escasa humedad. Sin duda se requieren estudios más detallados al respecto; g) como se dijo anteriormente, diversos autores concuerdan en que en el Paleoceno-Eoceno tuvo lugar un episodio de calentamiento y reajuste tectónico mundial que coincide con una alta tasa de producción de material arcilloso global de esmectita, caolinita y paligorskita. Posiblemente existe una relación de origen y de temporalidad entre estos materiales y en la producción de estos minerales arcillosos en la plataforma; h) las microfacies encontradas indican que las arcillas (paligorskita y esmectita) debieron formarse, necesariamente, antes de la sedimentación para poder preservar el contenido fósil, los fragmentos de intraclastos y su textura depositacional.

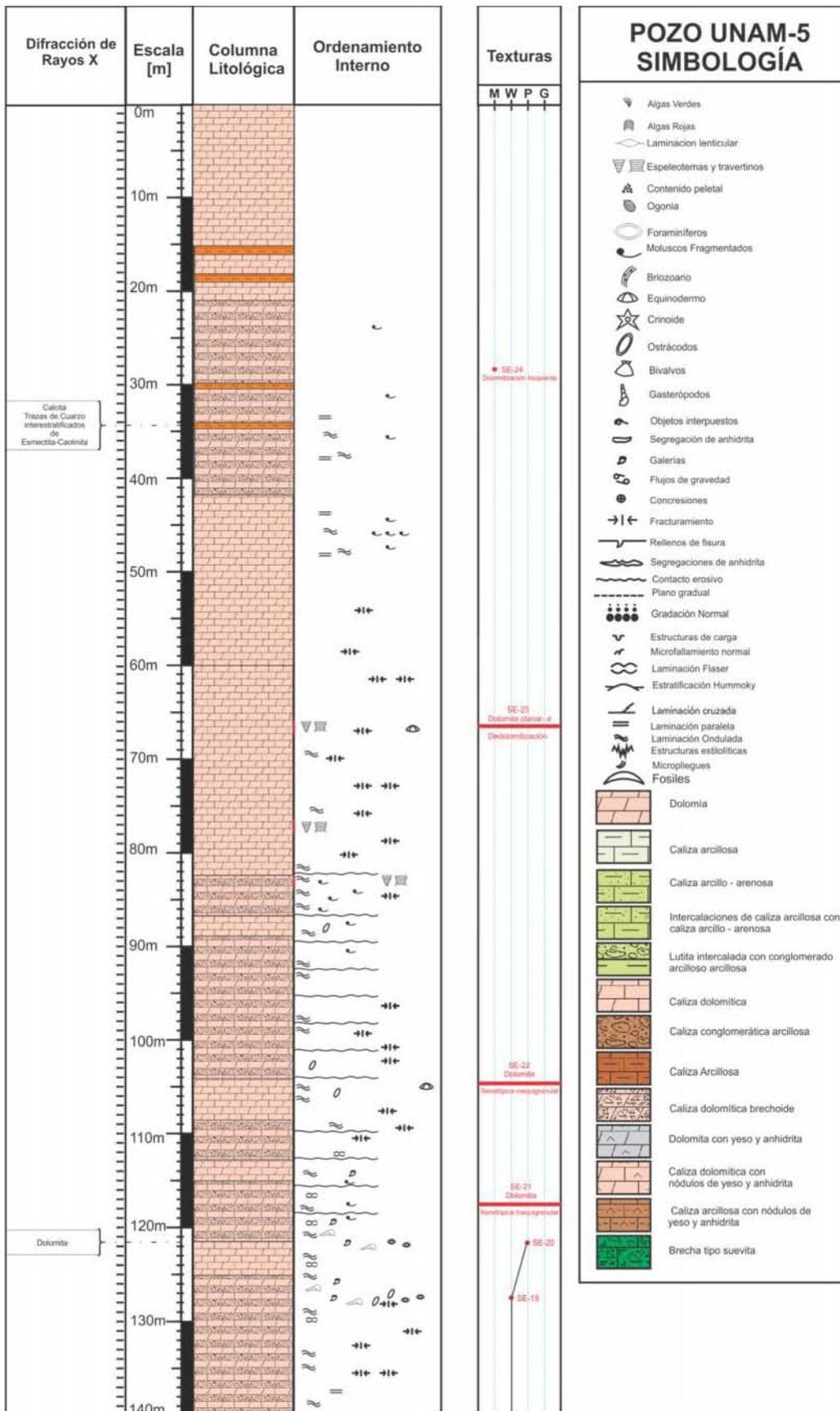


Figura 4.1 Columna estratigráfica del pozo UNAM-5 de 0 a 140 m de profundidad.

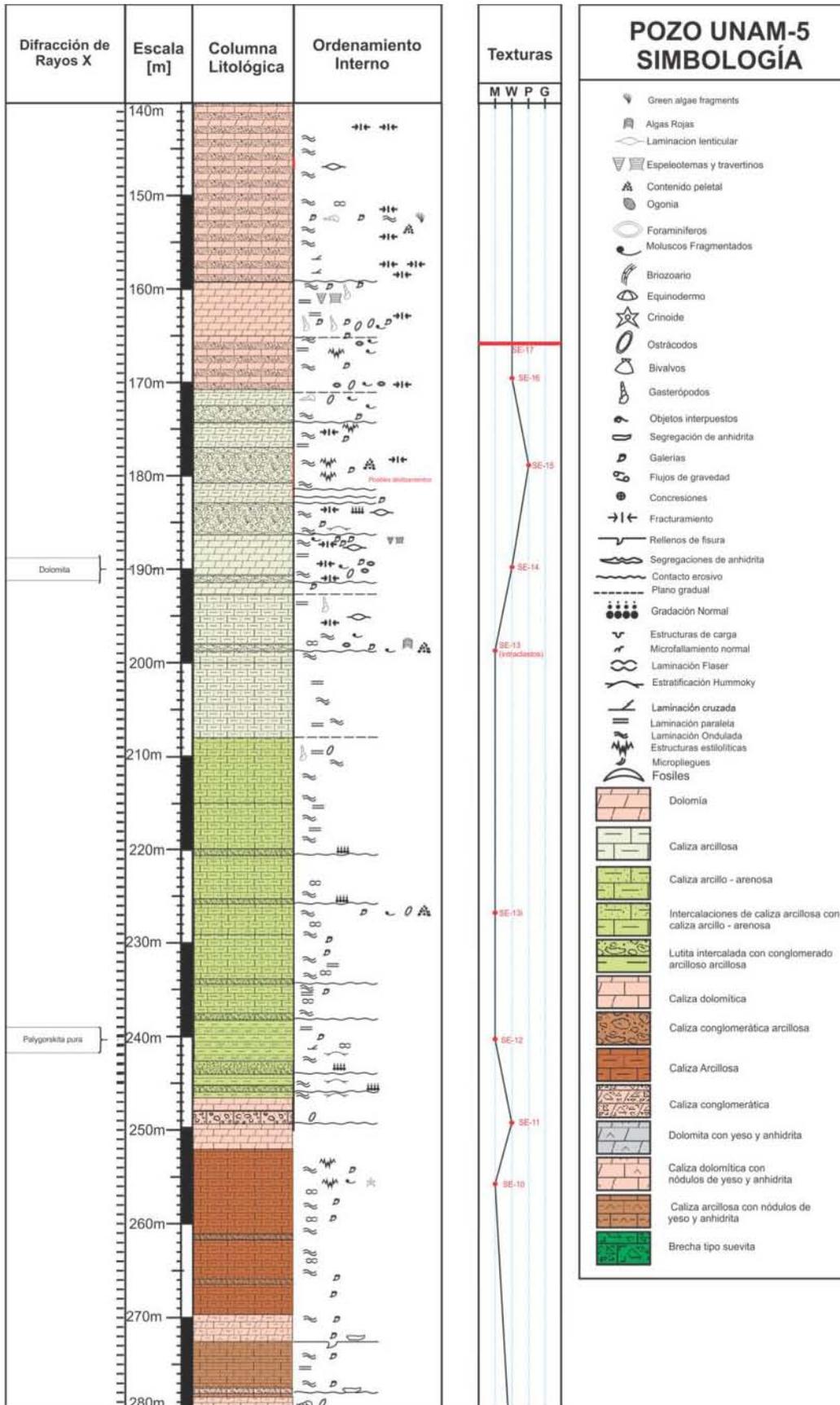


Figura 4.2 Columna estratigráfica del pozo UNAM-5 de 150 a 280 m de profundidad.

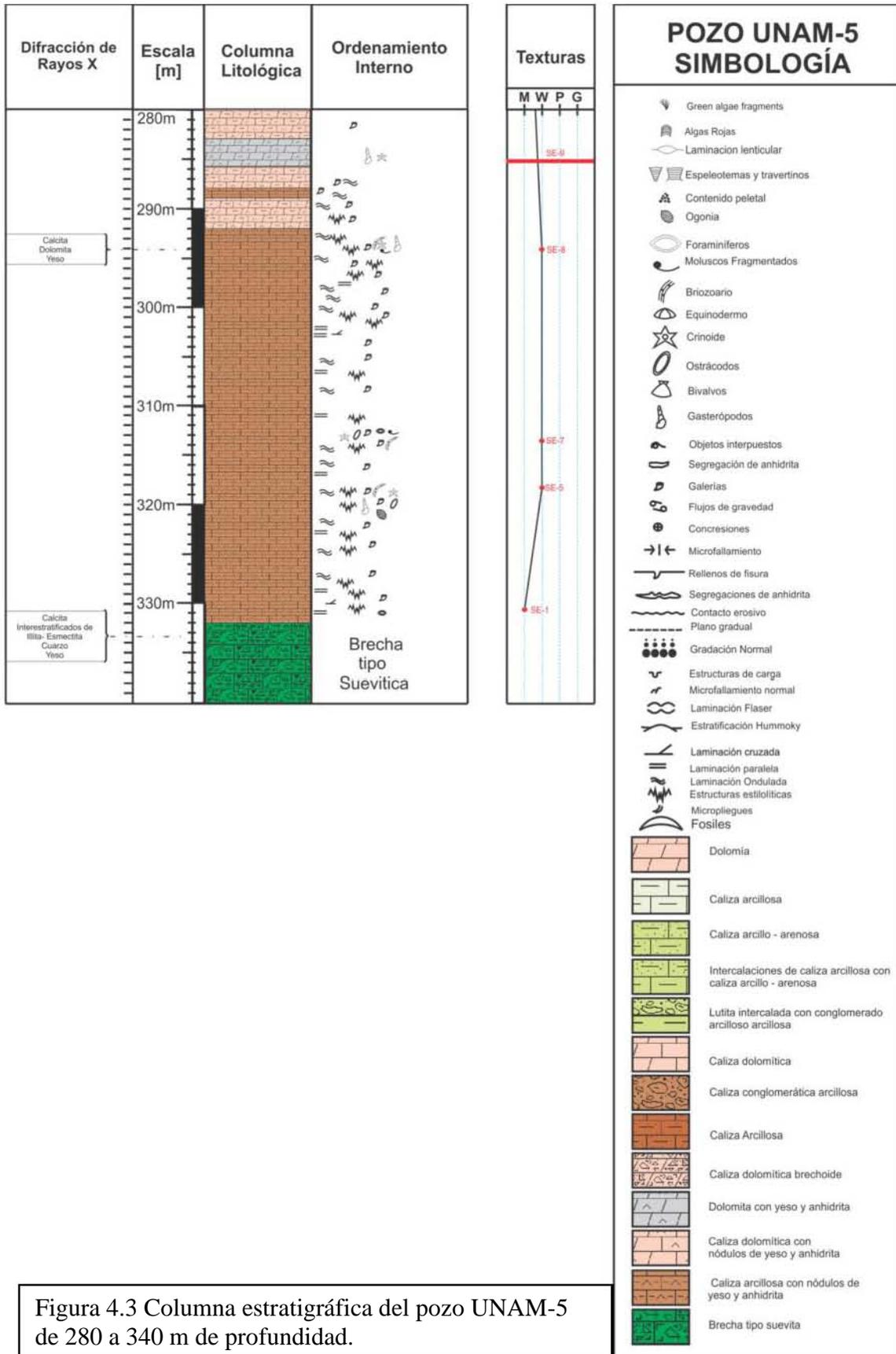


Figura 4.3 Columna estratigráfica del pozo UNAM-5 de 280 a 340 m de profundidad.

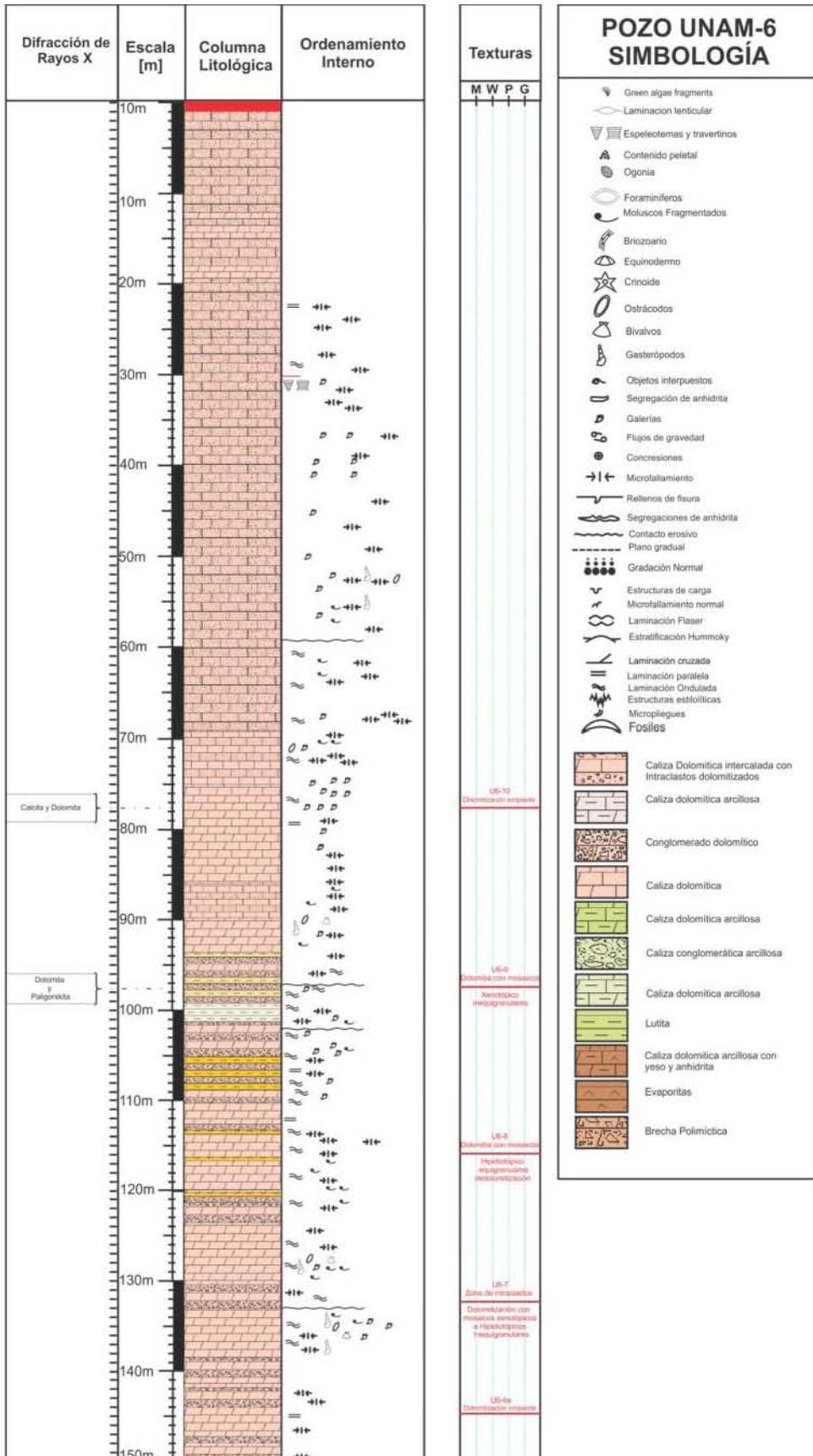


Figura 5.1 Columna estratigráfica del pozo UNAM-6 de 0 a 150 m de profundidad.

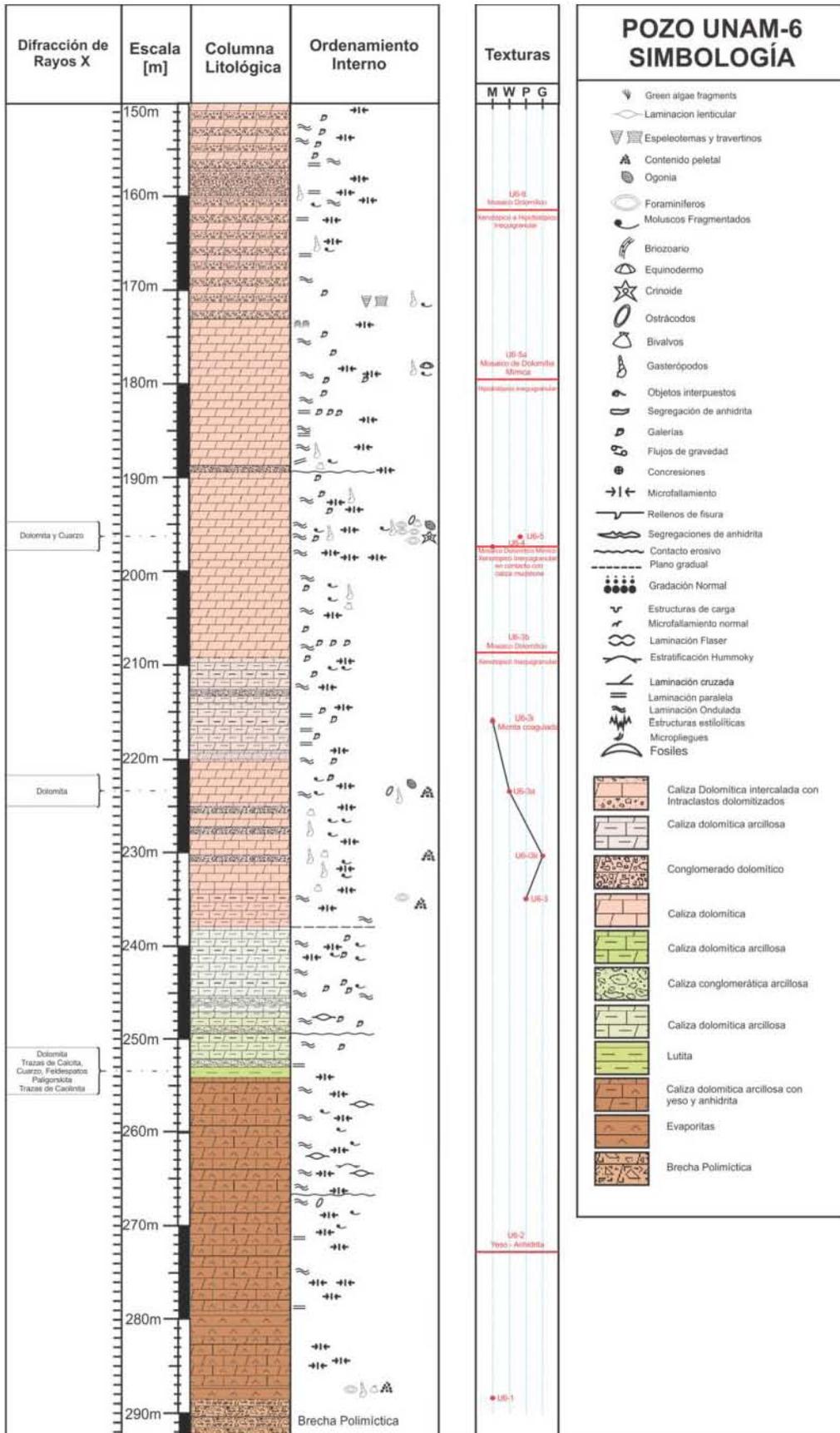


Figura 5.2 Columna estratigráfica del pozo UNAM-6 de 150 a 290 m de profundidad.

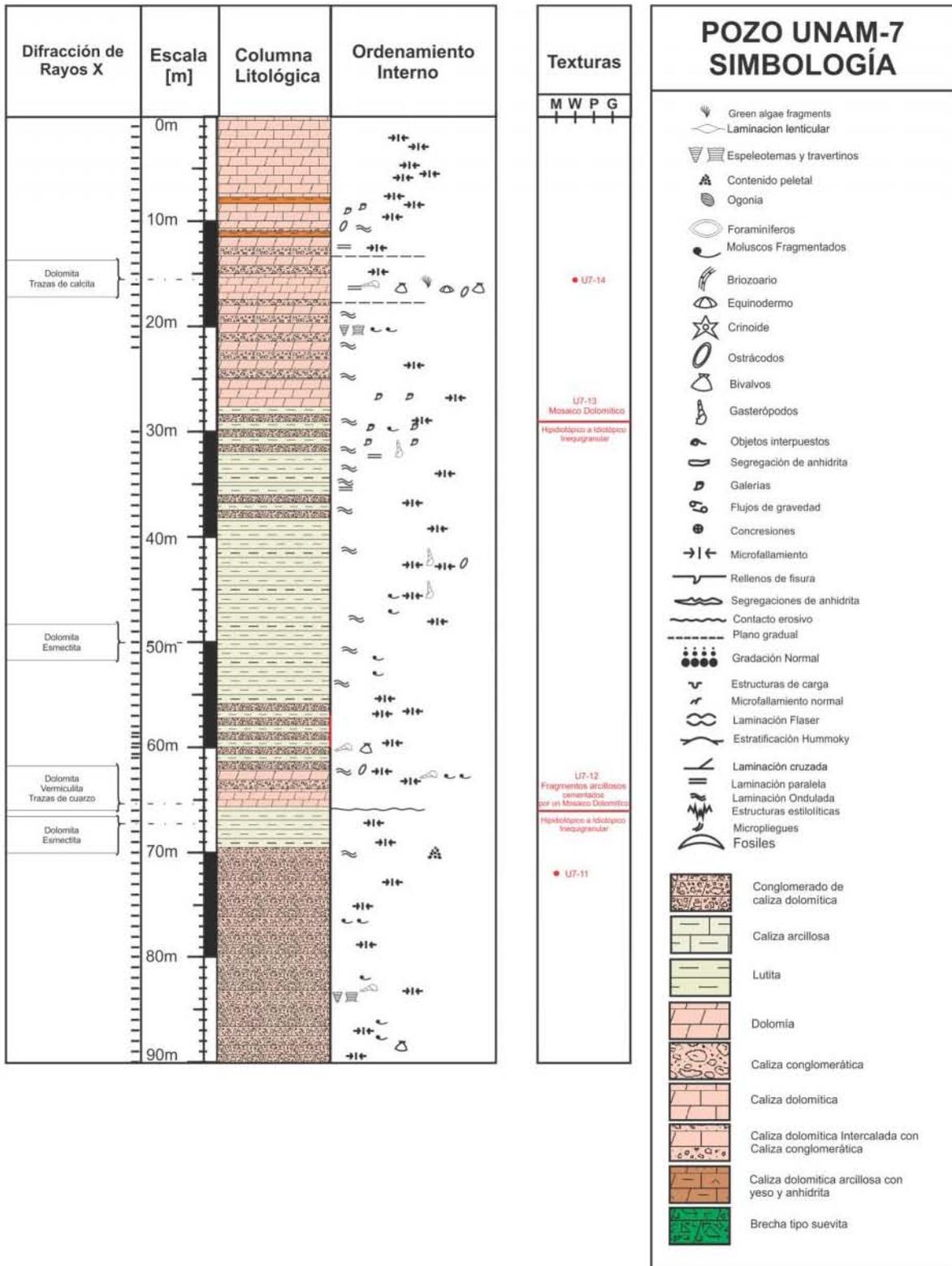


Figura 6.1. Columna estratigráfica del pozo UNAM-7 de 0 a 90 m de profundidad.

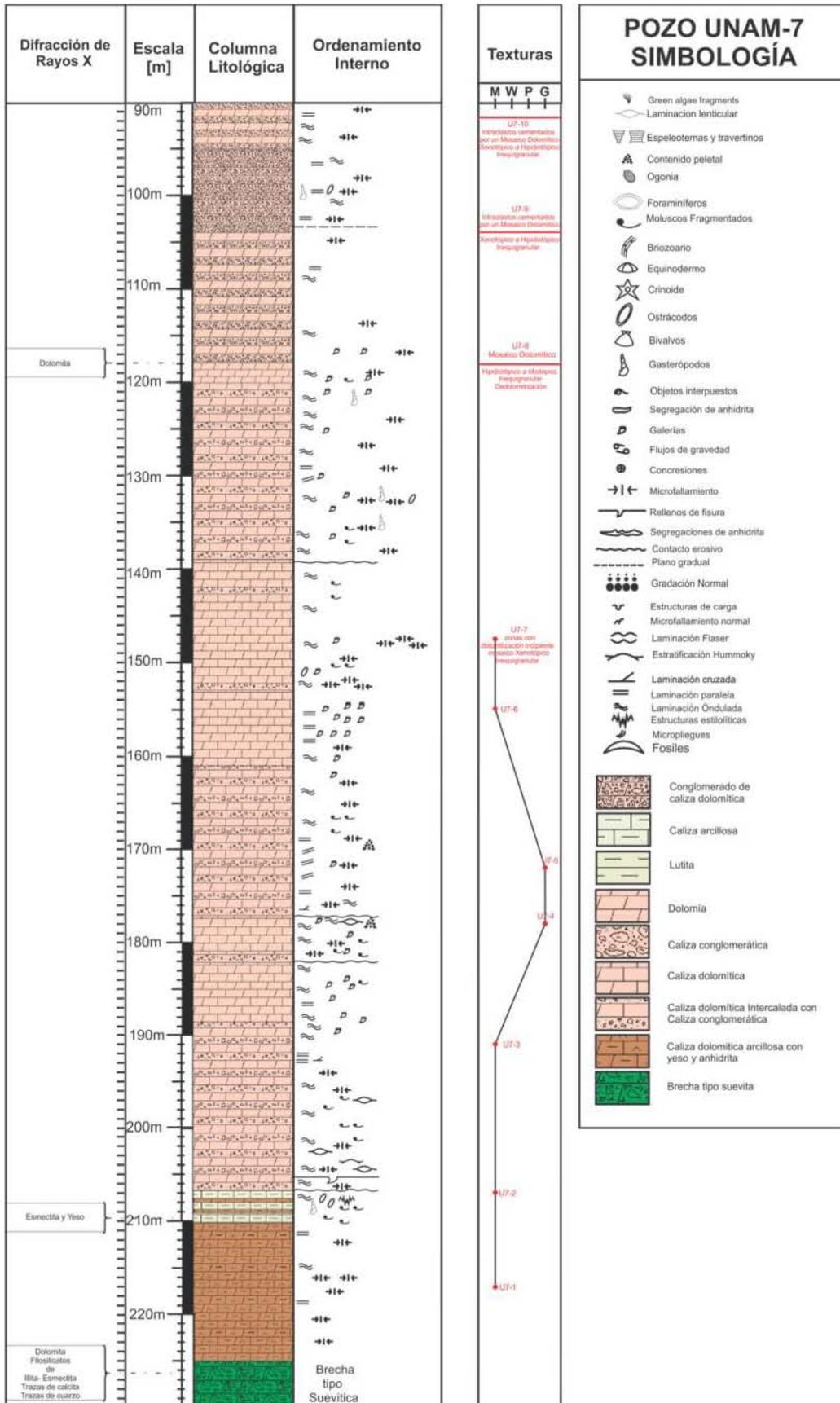


Figura 6.2. Columna estratigráfica del pozo UNAM-7 de 90 a 230 m de profundidad.

## Conclusiones

En este estudio se presentan los resultados de detalle de microfacies en la secuencia carbonatada de Yucatán. Los análisis se hacen en muestras de núcleos de las perforaciones del proyecto Chicxulub. Se tienen escasos estudios publicados acerca de microfacies sedimentarias para la plataforma de Yucatán.

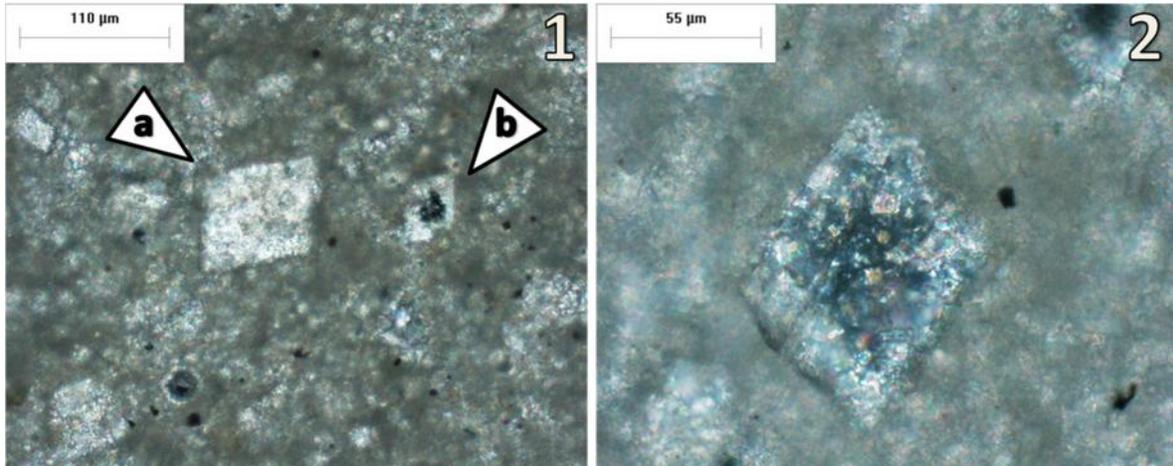
- El modelo de rampa carbonatada utilizado en este estudio paleoambiental es adecuado para el centro y norte la plataforma de Yucatán, debido a que la dinámica y la ecología de una plataforma de rampa difiere enormemente del modelo clásico de plataforma bordeada de Wilson (1975).
- Las anhidritas ubicadas que sobreyacen al límite K/Pg, tienen un origen diagenético temprano, después de la primera fase de compactación causado por el escape de fluidos desde zonas más profundas a mas someras.
- Las evaporitas o yesos de la plataforma de Yucatán se comportaron como fluidos al ser sometidas a la compactación, y que por sobre sepultamiento sedimentario viajaron a través del sedimento blando, zonas porosas o fracturas.
- Las anhidritas nodulares encontradas son resultado de la deshidratación del yeso, inducida por el enterramiento.
- Las estilolitas de Yucatán se formaron a profundidades inferiores a las reportadas por los modelos de Warren (2006) de 500, m encontrándose a profundidades de menos de 295 m.
- Los cristales de euhedrales de yeso con crecimiento de fondo o paralelos a la perforación, se formaron en zonas porosas o con cavernosidades con suficiente espacio para su cristalización y la preservación de la mineralogía.
- Los paleoambientes y microfacies diagenéticos identificados en cada pozo, no necesariamente significan que ocurrieran en la misma temporalidad. Las dificultades para la correlación entre estos pozos se deben a la falta de criterios cronoestratigráficos por ausencia de fósiles índices con potencial fechable y, al estado de la preservación del material ante los cambios diagenéticos.
- La mayoría de los fósiles encontrados presentan complicados procesos de disolución, recristalización y dolomitización.
- A pesar de la intensa disolución y dolomitización dentro de las brechas de colapso, en algunos casos es posible encontrar rasgos de texturas depositacionales que ayuden a caracterizar el paleoambiente de la plataforma carbonatada.

- Los grandes cristales dolomíticos pendientes como en drusas, se encuentran sellando porosidades de fractura, debido principalmente a los repetidos y lentos episodios de infiltración del agua de lluvia y precipitación kárstica.
- Las facies de karsticidad como caliche y características de exposición subaérea se incrementan hacia la cima de cada uno de los tres pozos.
- La diagénesis encontrada en estos tres pozos, oculta parte de la textura depositacional y en algunos casos destruye por completo cualquier evidencia del ambiente. Esto obscurece a su vez, la identificación de algún límite entre las secuencias.
- El pozo UNAM-7 presenta la mayor alteración diagenética y de dolomitización.
- El pozo UNAM-5 tiene una mayor resistencia a los procesos diagenéticos y por consiguiente, tiene mayor potencial para su análisis a detalle por medio de las microfacies sedimentarias.
- En el caso del pozo UNAM-5, la regresión del mar en la plataforma es más evidente en el cambio de ambientes de plataforma de rampa media a plataforma marina restringida.
- Los cristales dolomíticos con formas euhedrales a subhedrales, tienden a formarse en las zonas fracturadas o dentro de las zonas porosas permitiendo el crecimiento cristalino.
- La mayoría de las secuencias a lo largo de los tres pozos, presenta algún grado de dolomitización y por consiguiente de diagénesis.
- Las zonas ubicadas justo por encima del límite K/Pg o de la brecha de impacto, presentan poca dolomitización destructiva con cristales euhedrales porfirotópico, posiblemente asociados a las evaporitas o dolomitización fina que preserva sus texturas.
- El modelo de dolomitización sugerido en este estudio, corresponde al de la zona de mezcla de aguas dulces o meteóricas con agua de mar (freática-marina). Esta mezcla posiblemente está influenciada por la infiltración de aguas meteóricas a través del anillo de cenotes y la falla de Ticul.
- El grado de diagénesis en el pozo UNAM-6, únicamente permite visualizar un ligero cambio en los ambientes de plataforma interna en la zona de los montículos de arena y bancos a ambientes de plataforma interna, en la zona restringida.
- El grado de diagénesis en el pozo UNAM-7, únicamente permite visualizar un ligero cambio en los ambientes de plataforma interna en la zona de los montículos de arena y bancos a ambientes de plataforma interna, en la zona restringida.
- El contenido abundante de arcilla disminuyó la porosidad de la roca, haciéndola más resistente a los procesos diagenéticos ocasionados por el paso de fluidos subsaturados en  $\text{CaCO}_3$  o fluidos dolomitizantes.

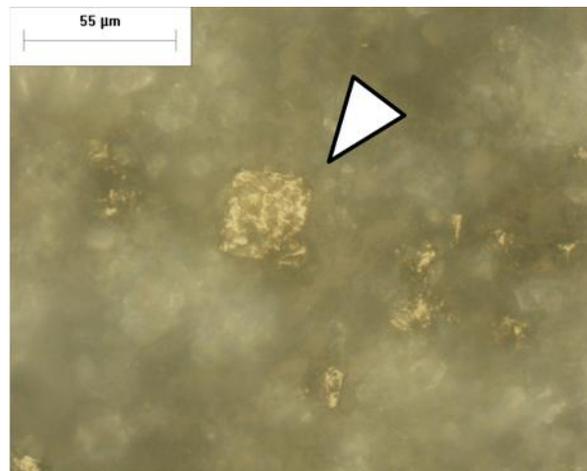
- Los horizontes arcillosos en los pozos estudiados, sugieren que pueden cubrir grandes superficies y no darse específicamente de manera lenticular.
- Se identificó la presencia de cinco tipos de arcilla a diferentes profundidades en los tres pozos estudiados (caolinita, paligorskita, esmectita y vermiculita e interestratificados de esmectita-Ilita).
- Aunque las variedades de estas arcillas poseen diversos tipos de formación, tal vez, algunas de estas pudieron coincidir con algunos sucesos climatológicos y tectónicos que ocurrieron a nivel global en el Paleoceno/Eoceno. Debido a lo anterior, los potentes espesores arcillosos localizados en los tres pozos UNAM, seguramente se originaron en esta temporalidad.
- Las facies kársticas de caliche se ubican, en cada uno de los tres pozos, por encima de las calizas arcillosas verdes (paligorskita, esmectita-ilita) hasta llegar a la cima del pozo.
- Las zonas más bajas, profundas o cercanas al límite K/Pg, la dolomitización es de tipo selectiva con escasos parches dolomíticos de tipo porfirotóxico, posiblemente por la presencia de contenido arcilloso.
- Se descarta el modelo de dolomitización por enterramiento, debido principalmente, a que éste proceso sería evidente en las zonas más profundas.
- La variación en la profundidad de la tabla del agua encontrada por Perry, concuerda con las alteraciones diagenéticas encontradas en los tres núcleos de pozos UNAM. Esto se distinguió en los pozos 6 y 7, los cuales presentan mayor afectación diagenética a profundidades mayores, en contraste con el pozo UNAM-5 donde la tabla del agua indica presencia de agua predominantemente marina.
- La zona de mezcla entre aguas dulces meteóricas y marinas se ubican a menores profundidades en el pozo UNAM-5 que en los pozos UNAM-6 y 7.
- La variación del nivel freático estacional en cada área de la plataforma de Yucatán, tiene una influencia directa en la profundidad de la zona de mezcla de aguas, lo cual, fue la causa tanto de la disolución, como de la dolomitización encontrada en los tres pozos.
- Se requieren estudios de sismica en las zonas cercanas a los pozos para poder identificar a mayor detalle la geometría de los estratos, diferenciar las progradaciones, retrogradaciones, agradaciones y correlacionarlos con lo encontrado en los pozos por medio de microfacies sedimentarias.

## Anexos

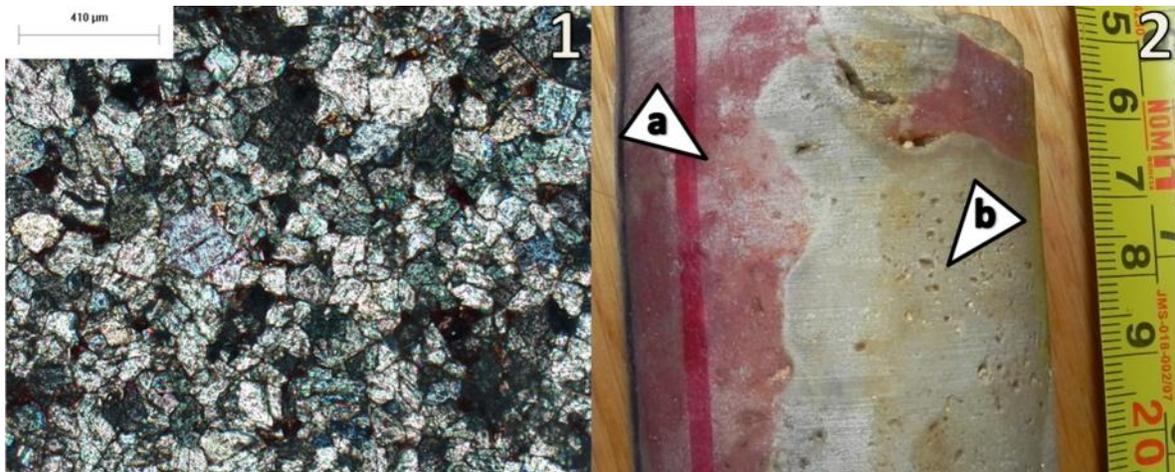
### Anexo de Figuras



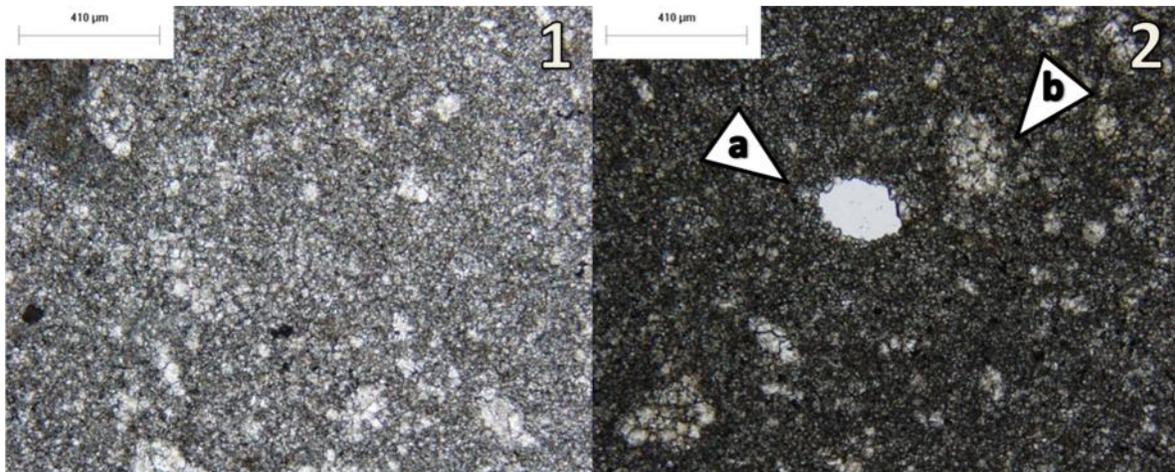
**Figura A. 1.** Fotomicrografía de cristal de dedolomita euhedral, porfiriotópica (a) y dedolomita (b). **2.** Fotomicrografía de cristal de dedolomita que muestra la típica corrosión del núcleo cristalino, al centro (Tomadas con LPX).



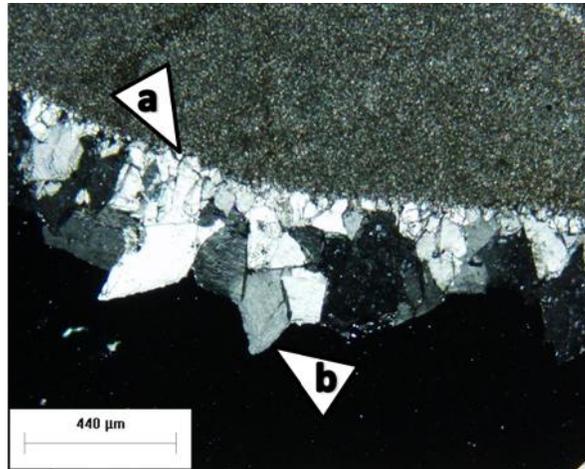
**Figura B.** Fotomicrografía de pirita identificada por medio de luz reflejada en la lámina SE-12 (triángulo).



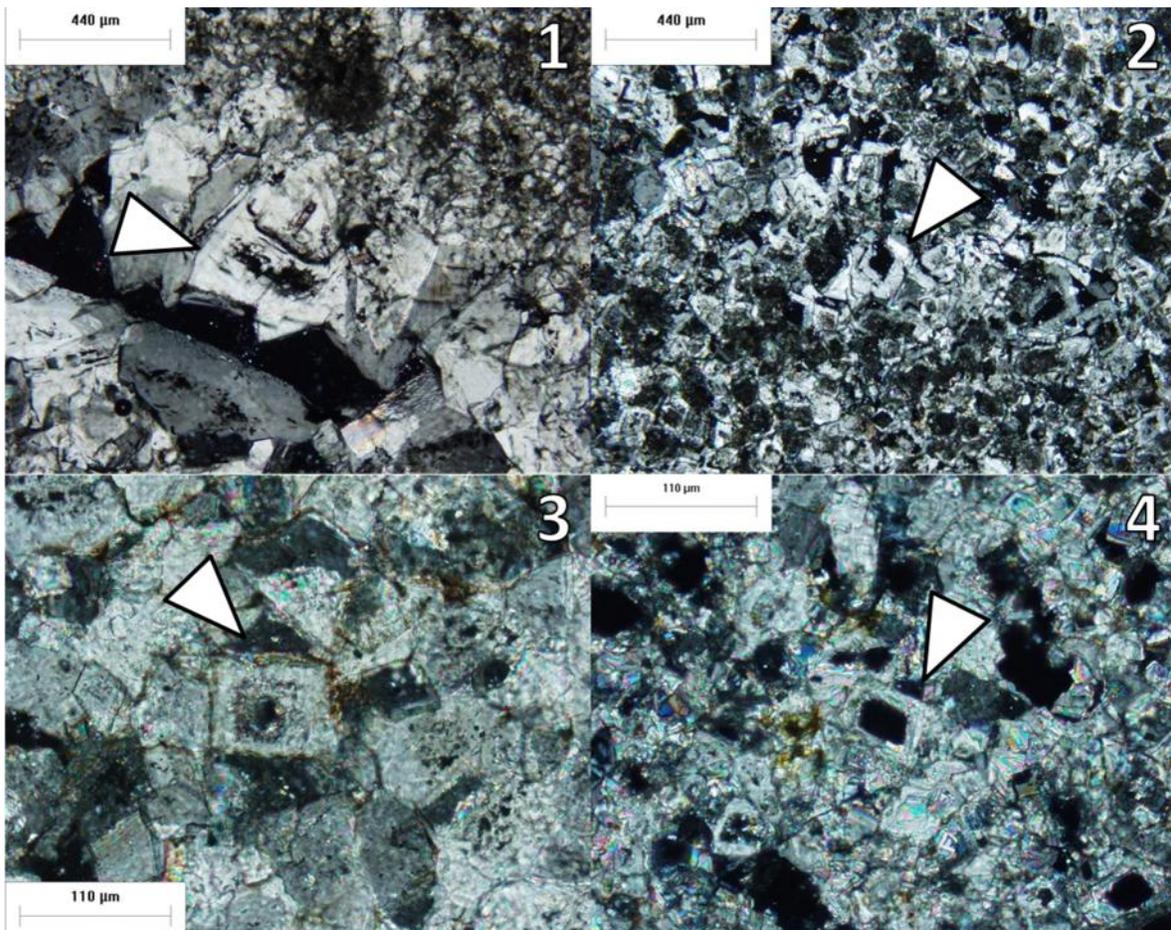
**Figura C. 1.** Fotomicrografía de mosaico de calcita posible “terrarosa” (?), Tomada con LPX., y (b). **2.** Foto macroscópica de terrarosa (a) que cementa a un fragmento de caliza corroída por disolución (b).



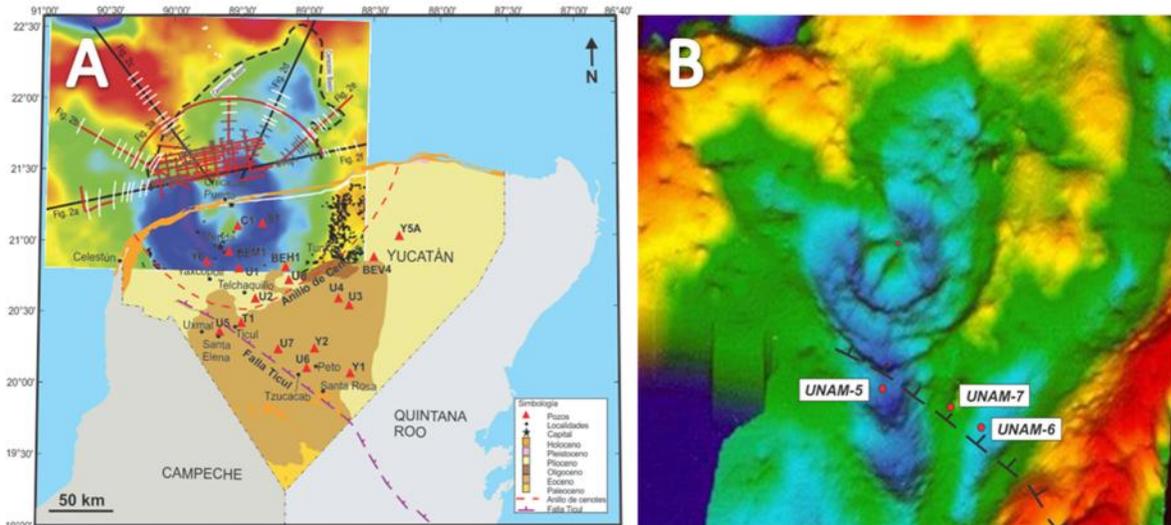
**Figura D. 1.** Fotomicrografía de dolomitización fina y (b). **2.** Fotomicrografía de dolomitización fina con algunas porosidades móldicas rellenas (a) y sin rellenas (b), posiblemente de ostrácodos (?). Tomadas con LPX.



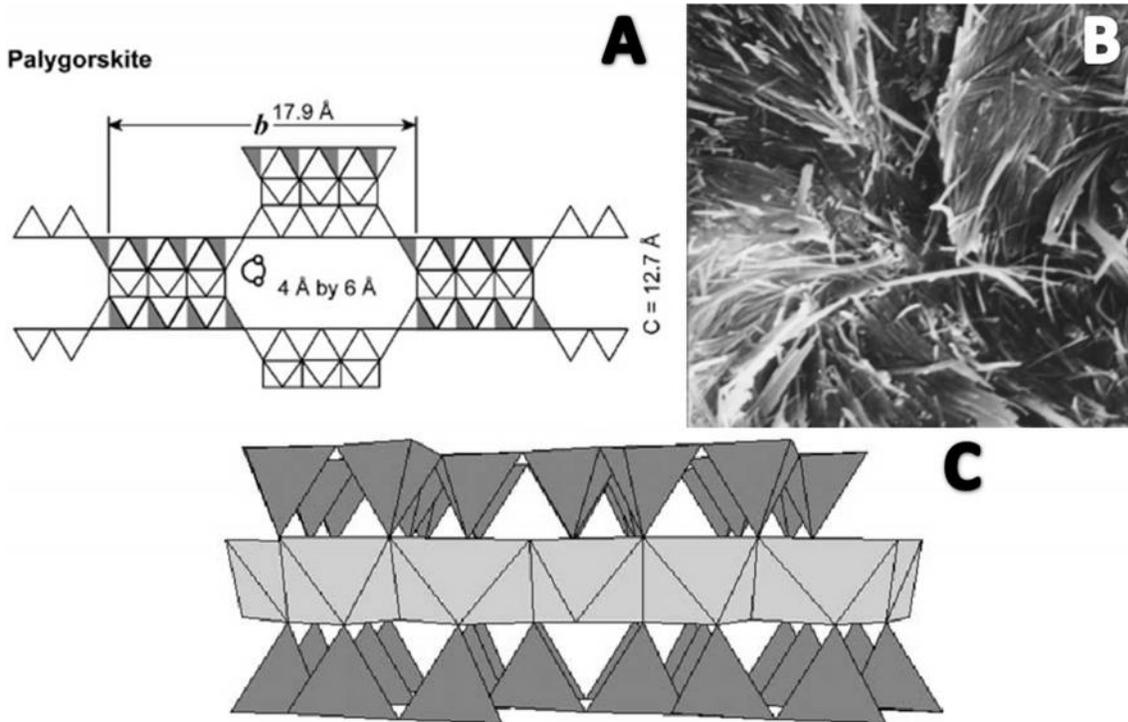
**Figura E.** Fotomicrografía de cemento dolomítico primera generación (a) y cemento dolomítico de segunda generación, de tipo pendiente o gravitacional (b). Tomada con LPX.



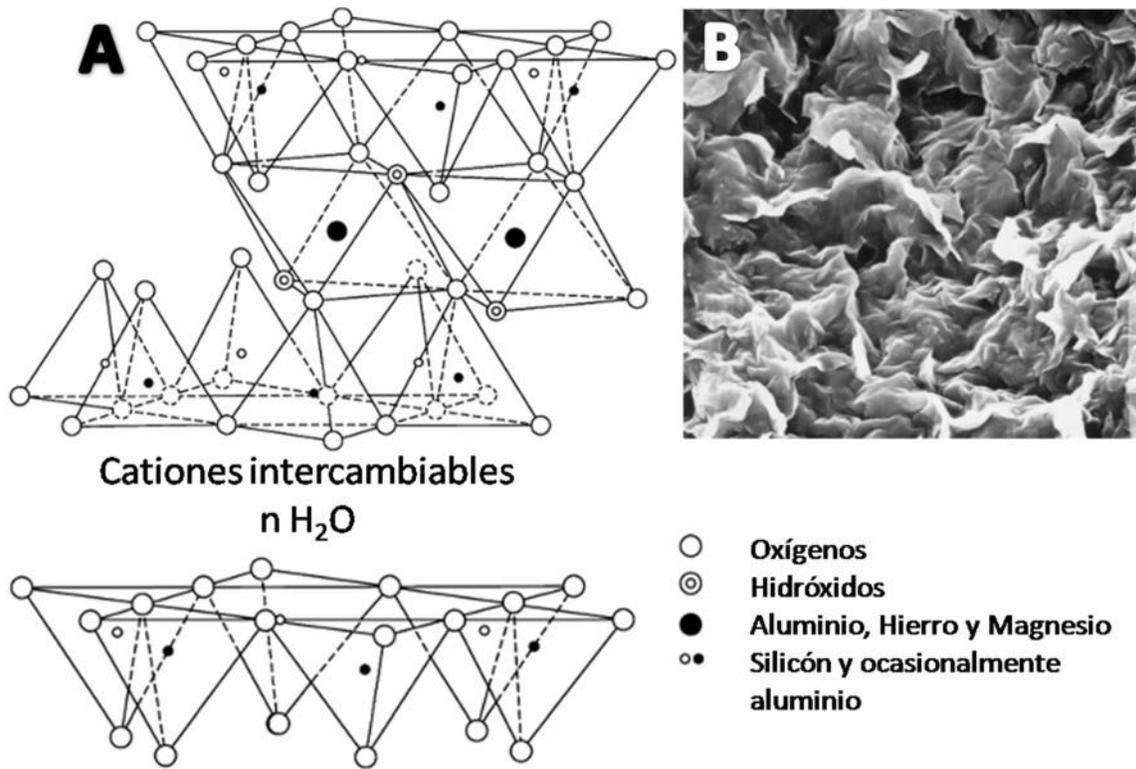
**Figura F.** Se muestran fotomicrografías de dedolomitización (triángulos) dentro de mosaicos dolomíticos en diferentes pozos. Este tipo de dolomitización se ubica a poca profundidad y sin la intrusión de los nódulos evaporíticos más profundos. Láminas L7-10 (1), U7-8 (2), U6-8 (3) Y SE-23 (4). Tomadas con LPX.



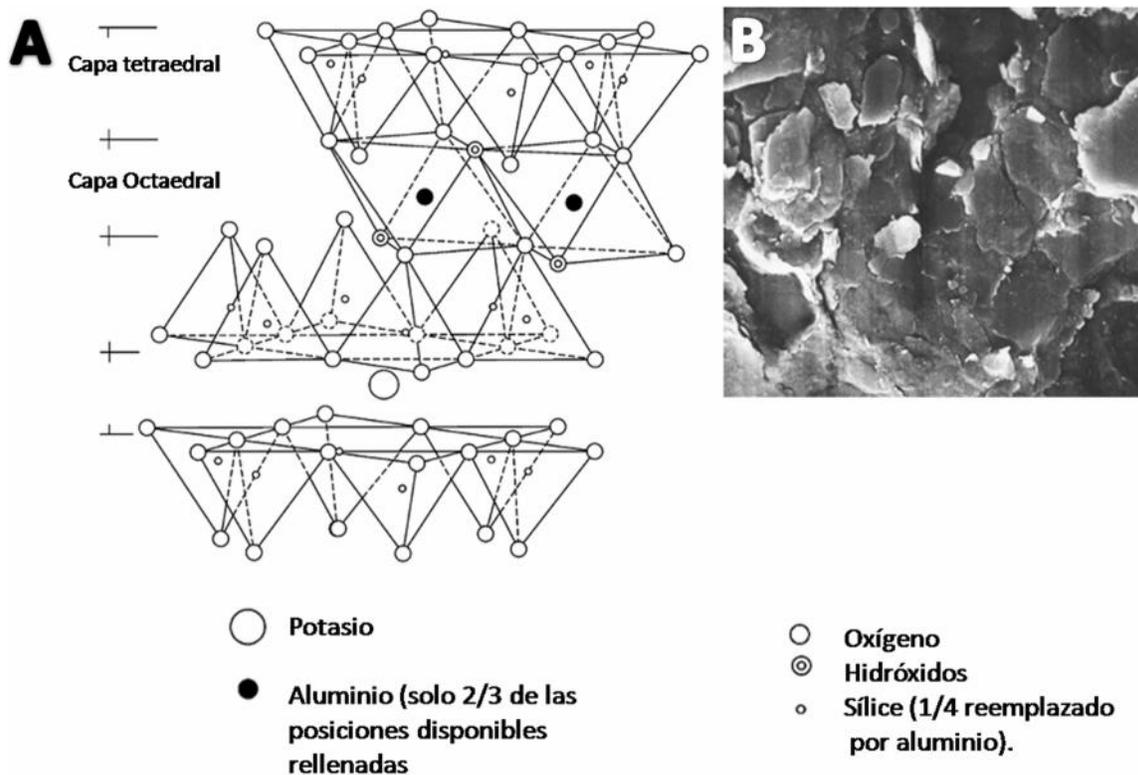
**Figura G. 1.** Localización de los pozos en la plataforma de Yucatán, empalmados con el mapa gravimétrico. 2. Anomalías gravimétricas en 3D, que muestran la morfología del cráter Chicxulub y la ubicación de los pozos UNAM-5, 6 y 7. Modificadas de (Hildebrand *et al.*, 1995).



**Figura H. A.** Esquema de la estructura de la **palygorskita**. **B.** Fotomicrografía electrónica de barrido que muestra la estructura externa de palygorskita. Tomado de Murray (2007). **C.** Modelo de la estructura de palygorskita en tres dimensiones que muestra los tetraedros y octaedros. Tomado de Brigatti (2006).



**Figura I.** A. Diagrama esquemático de la estructura tetraedral de las esmectitas. B. Fotomicrografía electrónica de barrido que muestra la estructura externa de las esmectitas, tomado de Murray (2007).



**Figura J.** **A.** Diagrama esquemático de la estructura tetraedral y octaedral de la Ilita. **B.** Fotomicrografía electrónica de barrido que muestra la estructura externa de las Ilitas, tomado de Murray (2007).

### Paligorskita

La paligorskita es un silicato hidroaluminomagnésico de estructura estratificada a manera de cintas. El término paligorskita es sinónimo con el término atapulgita de acuerdo con el Comité de Nomenclatura Internacional (INC, por sus siglas en inglés). La paligorskita es un silicato de magnesio con alto contenido de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y consta de cadenas de tetraedros de sílice dobles ligados por oxígeno octaédrico y por el grupo hidroxilo (también llamado oxhidrilo) que contienen iones de aluminio y magnesio dentro de una estructura de cadena. La estructura que la conforma posee una relación de tipo 2:1, lo cual hace referencia a que posee una lámina tetraedral que sobreyace e infrayace a una lámina octaedral, a manera de sándwich (Brigatti et al., 2006) como se muestra en la Figura H. Su fórmula general es  $(\text{OH})_2(\text{OH})_2 \text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . La paligorskita posee forma elongada ( $>5\text{Å}$ ) y a menudo se encuentra como manojos de listones (Figura H).

## Esmectita

La mayoría de los minerales esmectíticos corresponden a montmorillonitas sódicas, montmorillonitas magnésicas (saponitas), montmorillonita férrica (nontronita), montmorillonita de litio (hectorita) y montmorillonita alumínica (beidelita). Los minerales esmectíticos están compuestos de dos capas de sílice tetraedral, con una capa octaedral central con estructura en arreglo 2:1, en las cuales las moléculas de agua y los cationes ocupan el espacio entre las capas 2:1.

La fórmula general de la esmectita es  $(OH)_4Si_8Al_4O_{20} \cdot nH_2O$  (interestratificada) y la composición química sin el material interestratificado es  $SiO_2$ , 66.7%;  $Al_2O_3$ , 28.3% y  $H_2O$ , 5%. Las montmorillonitas, generalmente poseen una mezcla de cationes intercambiables de K, Na y Ca.

## Ilita

La ilita es un mineral micáceo, con una estructura 2:1, con estructura dioctaédrica en el cual el catión intralíneas es el potasio. Composicionalmente, la ilita es muy similar a la moscovita y la esmectita. Es considerada como una esmectita potásica (Murray et al., 2006). Su fórmula química general es  $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, (H_2O)]$ .

En muchas ocasiones la ilita se encuentra a manera de interestratificados con esmectita. La ilita es generalmente más estable que la esmectita bajo condiciones cambiantes de temperatura, presión, y a diversos ambientes químicos de la superficie terrestre. Por ende se puede entender que los interestratificados de ilita / esmectita representan la transición incompleta de esmectita a ilita llamada "ilitización" (Moore et al., 1997).

Tres variables aparentemente pueden provocar el proceso de ilitización, que siempre debe estar acompañado por procesos de cambio de temperatura y la disponibilidad del potasio y el factor tiempo: 1) enterramiento, que está relacionado con el gradiente geotérmico; 2) fluidos hidrotermales; 3) intrusión de un cuerpo ígneo.

Figura K. 1. Correlación litológica esquemática entre los pozos UNAM-5, UNAM-6 Y UNAM-7, horizontalizadas en relación con el nivel medio del mar. 2. A la derecha se muestra el mapa gravimétrico, modificado de Hildebrand *et al.*, (1995).

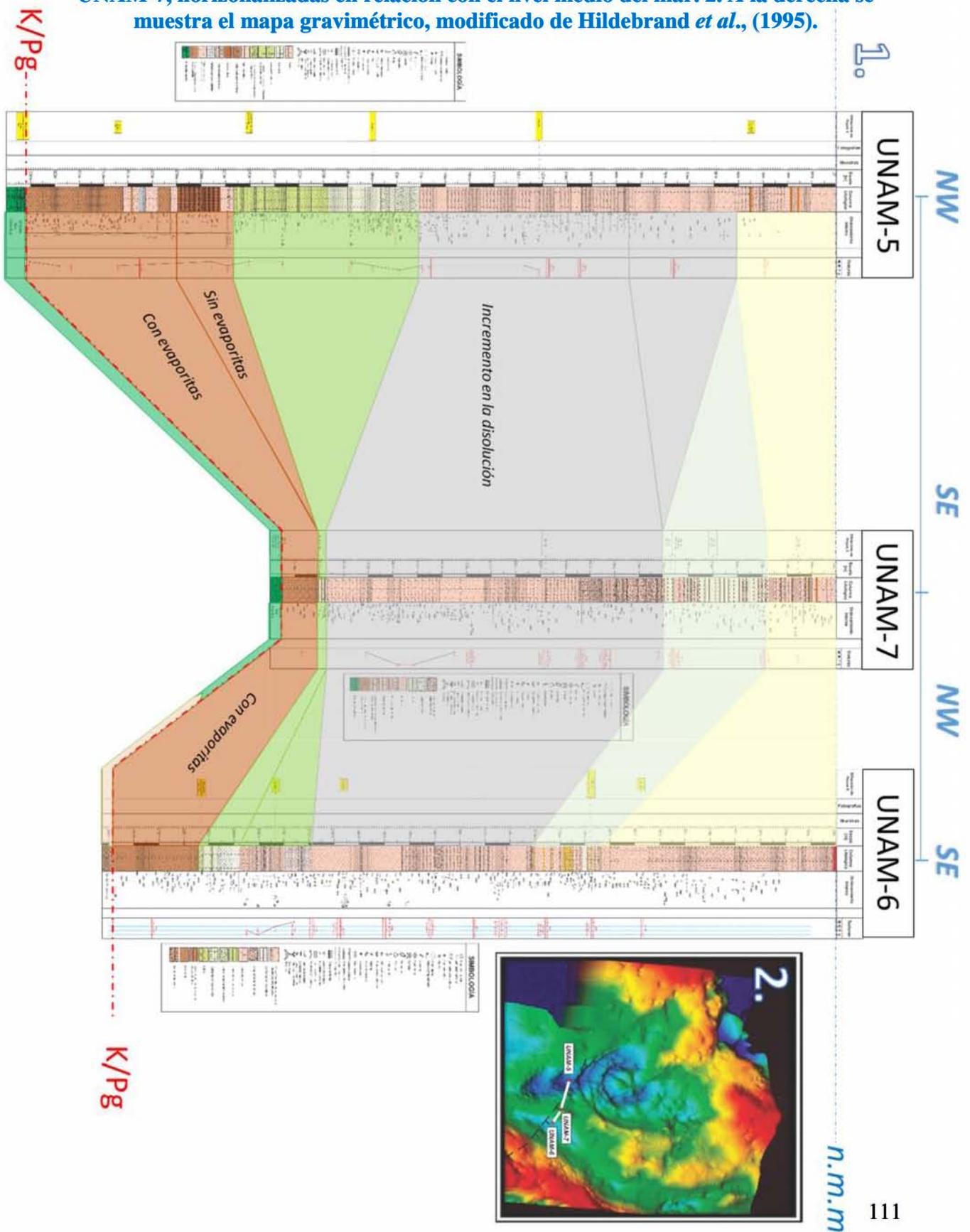
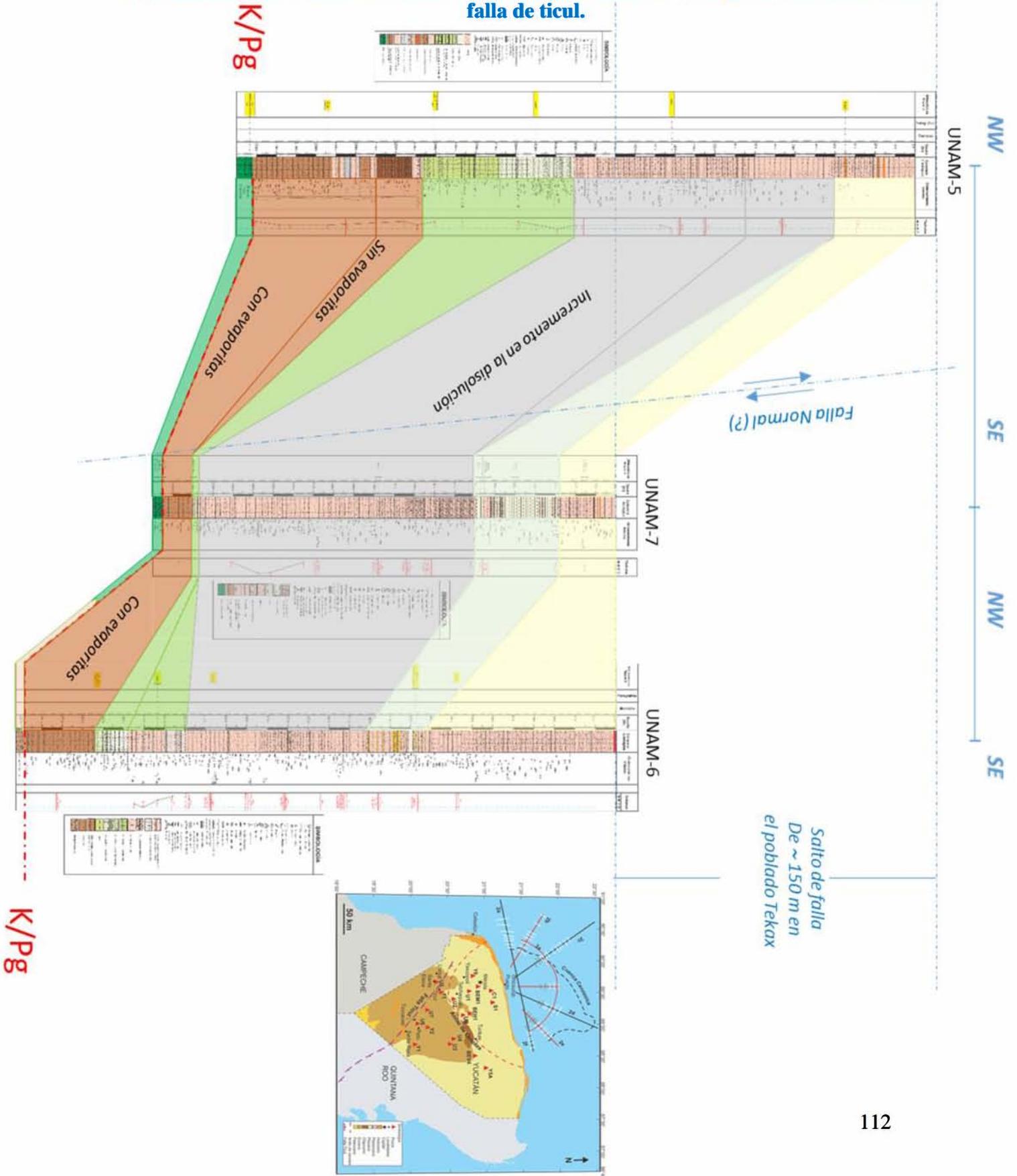
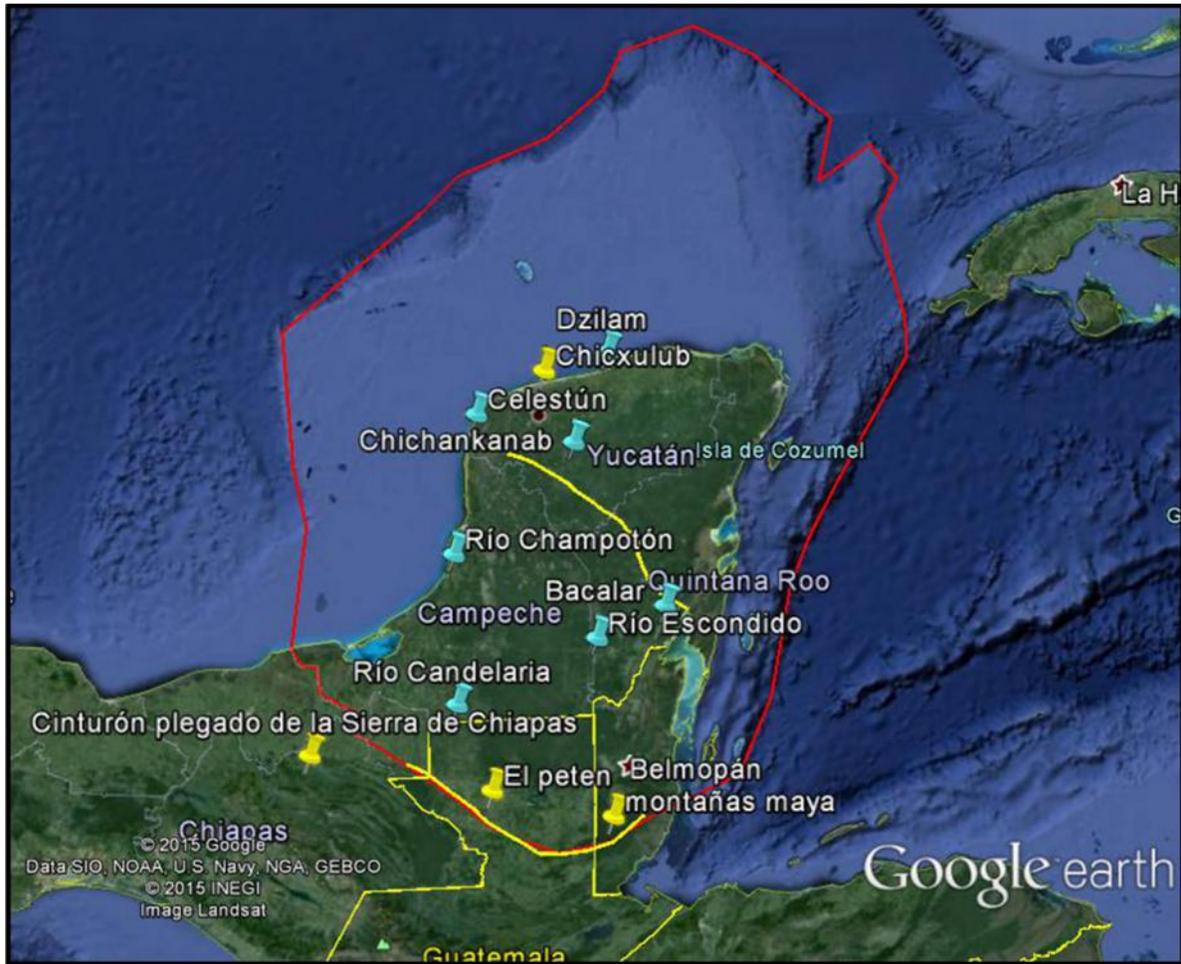


Figura L. Correlación litológica esquemática entre los pozos UNAM-5, UNAM-6 Y UNAM-7, en relación con el desnivel actual. A la derecha se muestra el mapa de ubicación con la falla de ticul.





**Figura M.** En rojo perímetro del bloque de Yucatán hasta el talud continental (489 km<sup>2</sup>, aprox.); en amarillo algunas localidades importantes; en azul ubicación de las vías de agua (tomado mediante el software Google Earth Pro, versión 7.1.2.2041).

Tabla anexa No.1 Características diagenéticas y deposicionales del pozo UNAM-5

LÁMINA	SE-1	SE-5	SE-7	SE-8	SE-9	SE-10	SE-11	SE-12	SE-13i	SE-13	SE-14	SE-15	SE-16
ASOCIACIÓN	MICFSE-1	MICFSE-2	MICFSE-2	MICFSE-2		MICFSE-6	MICFSE-3	MICFSE-3		SE-12	MICFSE-4	MICFSE-5	MICFSE-5 <sup>14</sup>
AMBIENTE DEPOSITACIONAL	Rampa interna a media	Rampa interna, zona restringida a marina abierta	Rampa interna, zona restringida a marina abierta	Rampa interna, zona restringida a marina abierta					Mudstone arcilloso Anoxia	Moluscos	Rampa Interna Submareales a límite con la plataforma media	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida
DIAGENÉTICAS					Dolomita Mosaico Xenotópico	Disolución Selectiva	Disolución y bioturbación					Mosaico dolomítico calciesferas	
EVAPORITAS	si	si	si	si	si	no	no	no	no	no	no	no	no
ARCILLAS	si	si	si	si	no	si	si	si	si	si	si, abundante.	si, abundante	
DEDOLOMITIZACIÓN	no	si	si	no	no	no	no	no	no	no	no	no	
DOLOMITIZACIÓN	porfiriotópica	porfiriotópica	porfiriotópica	porfiriotópica	Mosaico hipidiotópico inequigranular	no	no	no	no	De reemplazamiento, muy fino a causa del alto contenido Arcilloso	Si, mimica y de tipo xenotópico inequigranular	si, xenotópica inequigranular	si, reemplazamiento que llena porosidades o moldes a causa de su matriz fina
DISOLUCIÓN PRESIÓN	estilolitas	estilolitas	estilolitas	estilolitas									
REEMPLAZAMIENTO				Micritización de gasterópodo									si reemplazamiento de bioclastos con cemento granular en bloques
RECRISTALIZACIÓN		microespatita	microespatita	microespatita		microespatita	microespatita	microespatita	microespatita	microespatita	dolomita	dolomita	dolomita
DISOLUCIÓN		Intrapartícula y fenestral		Intrapartícula	Selectiva, vulgar	Si, selectiva intensa de tipo mólida	si, selectiva afectando a los bioclastos	no	si, selectiva afectando a los bioclastos	no	Si, vulgar	Escasa de fractura	si, que afecta principalmente a los bioclastos
NUCLEACIÓN	microespatita	microespatita	microespatita	microespatita		microespatita	microespatita	silice	microespatita	microespatita			microespatita y dolomita
BIOTURBACIÓN		si	no	no	no	no	si	no	si, galerías rellenas de pellets	si, galerías rellenas de pellets	no	no	no
Micrita CEMENTACIÓN TEMPRANA	micrita	micrita y microespatita	micrita	micrita y cemento acicular marino dentro y fuera del bioclasto	Mosaico de cemento dolomítico	Micrita y microespatita	Micrita, microespatita y escaso cemento granular en bloques.	micrita lodo arcillosa y microespatita	micrita lodo arcillosa y microespatita	Micrita y microespatita	Micrita y dolomita	Micrita y cemento dolomítico	Micrita y reemplazamiento microespatítico de los bioclastos y algo de matriz

LÁMINA	SE-17	SE-18	SE-19	SE-20	SE-21	SE-22	SE-23	SE-24
ASOCIACIÓN	MICFSE-5	MICFSE-5	MICFSE-5	MICFSE-5	MICFSE-6	MICFSE-6	MICFSE-6	MICFSE-6
AMBIENTE DEPOSITACIONAL	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida				
DIAGENÉTICAS					Dolomita Mosaico Xenotópico	Dolomita Mosaico Xenotópico	Dolomita Mosaico Xenotópico	Dolomita Mosaico Xenotópico
EVAPORITAS	no	no	no	no	no	no	no	no
ARCILLAS	óxidos de hierro y mica biotita.	no	no	no	si	si	abundante cont. De biotita y clorita	no
DEDOLOMITIZACIÓN					no	no	si, abundante.	no
DOLOMITIZACIÓN	Destructiva que transforma la matriz en mosaicos hipidiotópicos y pervasiva que conserva los bioclastos dentro de los intraclastos.	Mímica, de reemplazamiento y relleno de porosidades.	Mímica, de reemplazamiento y relleno de porosidades.	Mímica, de reemplazamiento en organismos y matriz.	Mosaico de dolomita xenotópico inequigranular de apariencia sucia y cemento dolomítico encrustante en espadas que rellena porosidades.	Mosaico de dolomita xenotópica inequigranular de apariencia sucia	Mosaico de dolomita de tipo planar e, de tipo idiotópico a no planar (en las zonas con micrita).	Dolomita xenotópica inequigranular en la cual se pueden ver fantasmas de conchas
DISOLUCIÓN PRESIÓN								
REEMPLAZAMIENTO	si reemplazamiento de bioclastos con cemento granular en bloques	si reemplazamiento de bioclastos con cemento granular en bloques y rellenos de porosidades.	si reemplazamiento de bioclastos con cemento granular en bloques y rellenos de porosidades.	reemplazamiento en organismos y matriz				
RECRISTALIZACIÓN	dolomita	Microespatita, espatita y dolomita	Microespatita, espatita y dolomita	dolomita	dolomita	dolomita	dolomita	dolomita
DISOLUCIÓN	si, que afecta principalmente a los bioclastos	Si que afectó a algunos organismos	si, que afecta principalmente a los bioclastos	si, bioclastos y matriz	Si, de fractura	Selectiva, vugular	brecha, fractura	
NUCLEACIÓN	Microespatita y dolomita	Microespatita, espatita dolomitizados	Microespatita, espatita dolomitizados	Microespatita y espatita dolomitizados				Móldica
BIOTURBACIÓN	no	posiblemente	no	no	no	no		
Micrita CEMENTACIÓN TEMPRANA	Micrita con microespatita y mosaico dolomítico	micrita, microespatita y espatita.	Micrita y microespatita	Micrita y cemento dolomítico	cemento dolomítico	cemento dolomítico y cemento sintaxial en plaquetas de equinodermos	cemento dolomítico y cemento sintaxial en plaquetas de equinodermos	

Tabla anexa No.2 Características diagenéticas y depositacionales del pozo UNAM-6

LÁMINA	U6-1	U6-2	U6-3	U6-3a	U6-3a	U6-3a	U6-3b	U6-4	U6-5	U6-5a	U6-5	U6-5a
ASOCIACIÓN	MICFU6-1	MICFU6-1	MICFU6-2	MICFU6-2	MICFU6-4	MICFU6-5	MICFU6-3	MICFU6-4	MICFU6-4	MICFU6-5	MICFU6-3	MICFU6-5
AMBIENTE DEPOSITACIONAL			Rampa Interna Zona de los montículos de arena y bancos	Rampa Interna Zona de los montículos de arena y bancos	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida			Rampa Interna Zona Lagunar a restringida	Rampa Interna Zona Lagunar a restringida			
DIAGENÉTICAS							Dolomita Mosaico Xenotópico				Dolomita Mosaico Xenotópico	
EVAPORITAS	si	si	No	no	no	no	no	no	no	no	no	no
ARCILLAS	si	no	no	no	si	si	no	si	si	si	si	si
DEDOLOMITIZACIÓN	no		no	no	no	no	no	no	no	no	no	no
DOLOMITIZACIÓN	Dolomitización selectiva, porfiriotópica y mosaicos xenotópicos inequigranulares	no	Dolomitización mimica selectiva que afectó a los cementos.	Dolomitización mimica selectiva que afectó a los cementos.	Dolomitización selectiva y mosaico hipidiotópico inequigranular	Dolomitización mimica incipiente que afectó a los organismos y porosidades	Dolomitización destructiva con mosaico xenotópico inequigranular	Dolomitización mimica que preserva mióclidos y hipidiotópica	Dolomitización selectiva y mosaicos xenotópicos inequigranulares	Dolomitización mimica que preserva equinodermos y mosaico hipidiotópico inequigranular	Dolomitización xenotópica inequigranular	Dolomitización mimica incipiente que afectó a los organismos y porosidades
CEMENTACIÓN								Cemento sintaxial de crinoides		Cemento sintaxial de crinoides y cemento tabular en bloques que preserva a fragmentos de moluscos		
FRACTURAMIENTO												
DISOLUCIÓN PRESIÓN	Estalotitas											
COMPACTACIÓN			no	no	no	no						no
REEMPLAZAMIENTO			Micritización de foraminíferos		Micritización de conchas	Cristales de dolomita xenotópica que obliteran las porosidades móldicas			micritización de algunos organismos	ligera micritización de moluscos		Cristales de dolomita xenotópica que obliteran las porosidades móldicas
RECRISTALIZACIÓN	Microespatita, dolomita y anhidrita	Microespatita y anhidrita	Microespatita y dolomita	Microespatita y dolomita	Microespatita y dolomita	microespatita y dolomita	mosaico dolomítico	mosaico dolomítico	Dolomita intraesqueletal, y xenotópica inequigranular		mosaico dolomítico	microespatita y dolomita
DISOLUCIÓN						Disolución de los organismos como conchas					Porosidades vulgares y móldicas	Disolución de los organismos como conchas
NUCLEACIÓN	Microespatita, dolomita y evaporita.		Microespatita y dolomita	Microespatita y dolomita	Microespatita y dolomita	Microespatita y dolomita	dolomita	dolomita	microespatita y dolomita	dolomita	dolomita	Microespatita y dolomita
BIOTURBACIÓN	si	no	no	no	si							
Micrita CEMENTACIÓN TEMPRANA	Micrita/ cemento isópaco rodeando a los foraminíferos	Escasa micrita y abundante cemento de yeso	Cementado, cemento acicular en espadas y cemento ecuante.	Cementado, cemento acicular en espadas y cemento ecuante.	Lodosoportada, mosaico dolomítico	Lodosoportada y dolomitización selectiva	Mosaico dolomítico	Micrita en contacto con cemento dolomítico	Lodosoportada por micrita y cemento dolomítico	Mosaico dolomítico	Mosaico dolomítico	Lodosoportada y dolomitización selectiva
DURANTE LA DEPOSITACIÓN	Erosión mecánica con Intraclastos, Bioturbación				Bioturbación, intraclastos			Contacto erosivo y fragmentos de espículas.	Intraclastos, galerías rellenas de pellets			

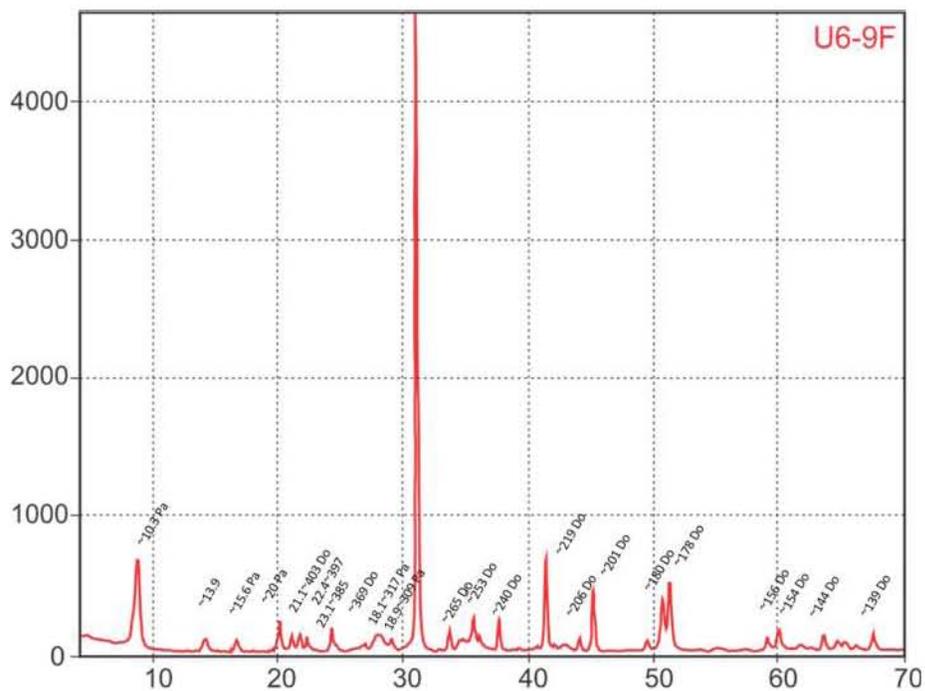
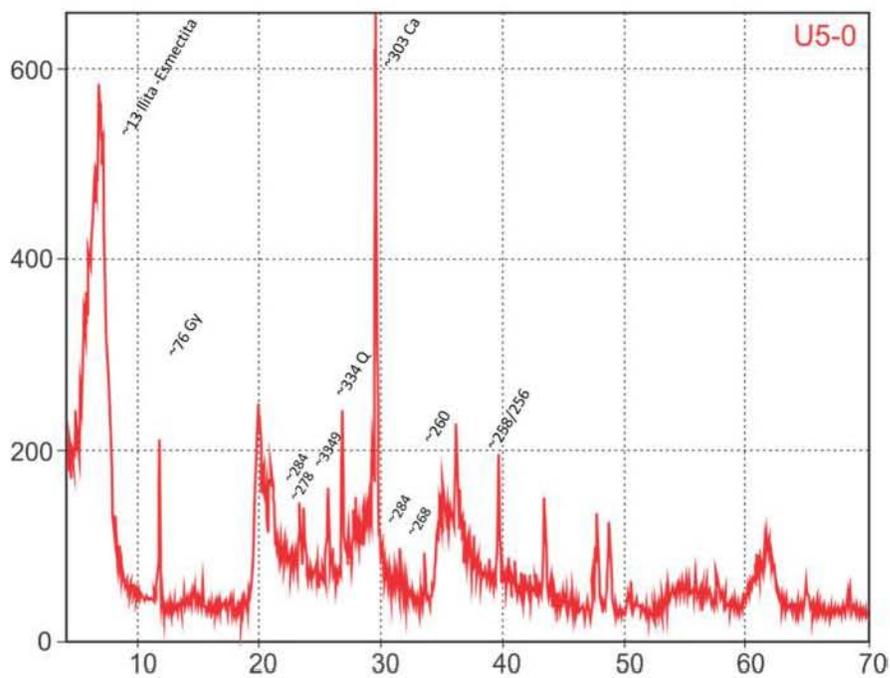
LÁMINA	U5-7	U5-8	U5-9	U5-10
ASOCIACIÓN	MICFU5-7	MICFU5-3	MICFU5-3	MICFU5-6
AMBIENTE DEPOSITACIONAL				
DIAGENÉTICAS	Disolución No selectiva	Dolomita Mosaico Xenotópico	Dolomita Mosaico Xenotópico	
EVAPORITAS	no	no	no	no
ARCILLAS	si escaso	si	si	no
DEDOLOMITIZACIÓN	no	si	no	no
DOLOMITIZACIÓN	Dolomitización a manera de mosaico hipidiotópico inequigranular	Mosaico hipidiotópico inequigranular	Mosaico xenotópico inequigranular	Dolomitización incipiente que afecta algunas zonas con microespatita de dolomita
CEMENTACIÓN	cemento gravitacional en bloques que oblitera zonas de fractura			
FRACTURAMIENTO	Fracturamiento por brecha de colapso	Porosidades por fractura	fracturas	
DISOLUCIÓN PRESIÓN	estilolitas	estilolitas disueltas		
COMPACTACIÓN				
REEMPLAZAMIENTO				
RECRISTALIZACIÓN		mosaico dolomítico	mosaico dolomítico	dolomita
DISOLUCIÓN		Porosidades por fractura y vugulares	Disolución de organismos con porosidades móldicas (escasas), vugulares y fenestrales	Porosidades vugulares y fenestrales
NUCLEACIÓN	Micrita y pseudo espatita con cemento dolomítico	dolomita	dolomita	Micrita a microespatita
BIOTURBACIÓN				
Micrita CEMENTACIÓN TEMPRANA	Micrita y cemento	Mosaico dolomítico	Mosaico dolomítico	Micrita
DURANTE LA DEPOSITACIÓN	Fracturamiento mecánico (brecha)			

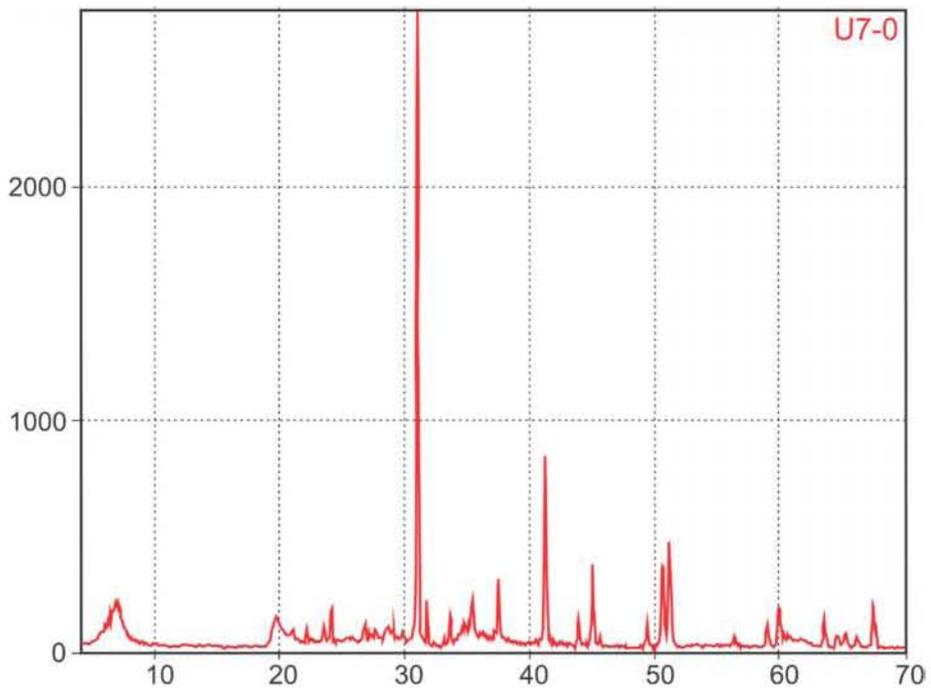
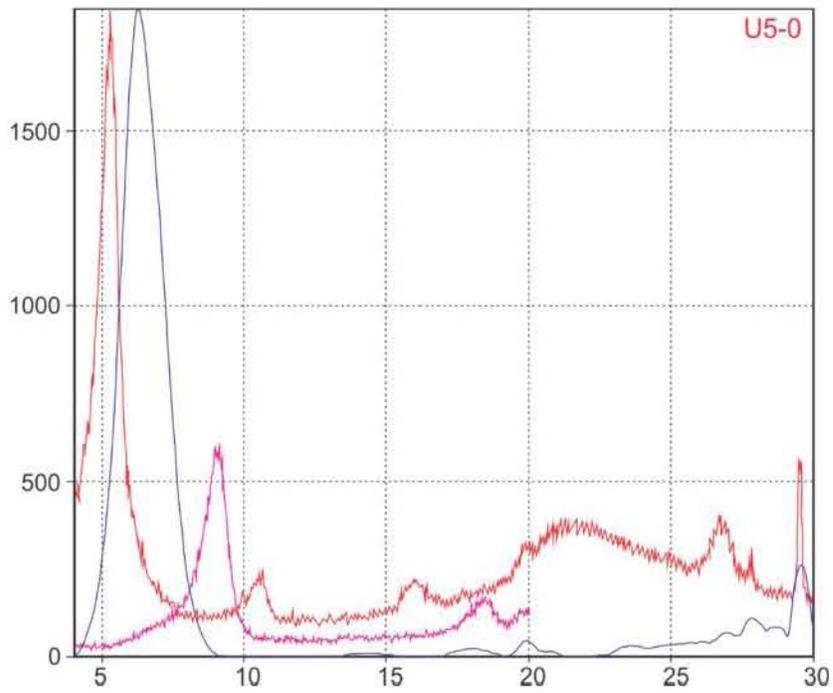
Tabla anexa No.3 Características diagenéticas y depositacionales del pozo UNAM-7

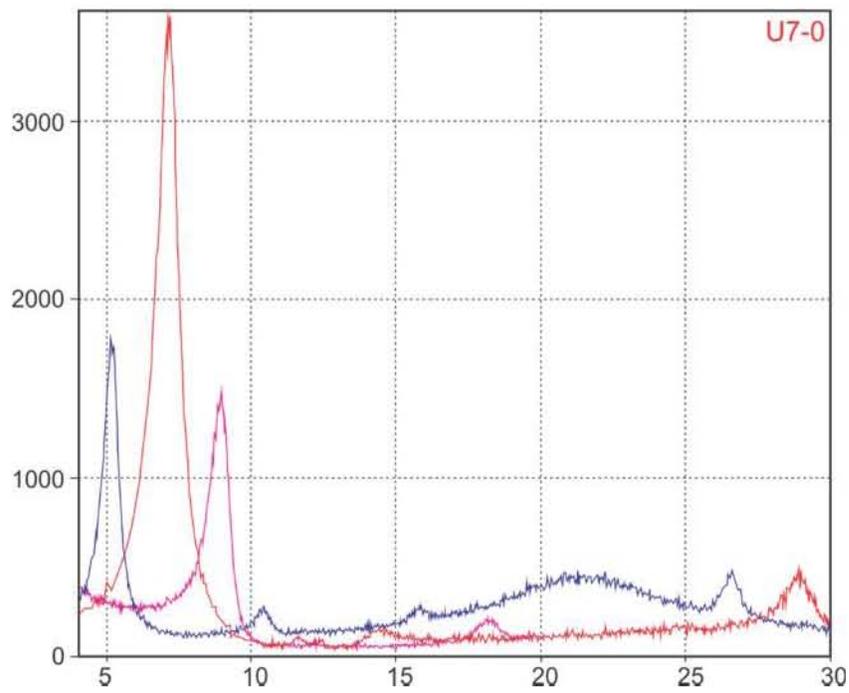
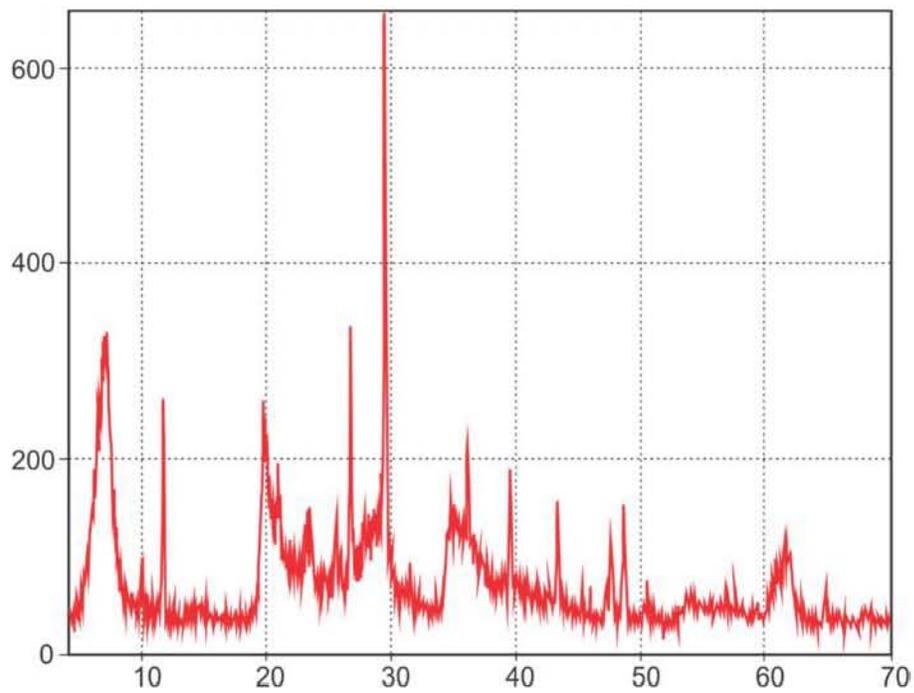
LÁMINA	U7-1	U7-2	U7-3	U7-4	U7-5	U7-6	U7-7	U7-8
ASOCIACIÓN	MICFU7-1	MICFU7-2	MICFU7-2	MICFU7-3	MICFU7-3	MICFU7-2	MICFU7-4	MICFU7-4
AMBIENTE DEPOSITACIONAL		Rampa Interna	Rampa Interna	Rampa Interna Zona de los montículos de arena y bancos	Rampa Interna Zona de los montículos de arena y bancos	Rampa Interna		
DIAGENÉTICAS		Disolución Selectiva	Disolución Selectiva			Disolución Selectiva		
Evaporitas	si	No	no	no	no	no	no	no
Arcillas	no	si	si	no	no	si	si abundante	si abundante
DEDOLOMITIZACIÓN				no	no	no	no	si
DOLOMITIZACIÓN	no	incipiente (fina)	incipiente reemplazamiento que rellena a porosidades	dolomitización mimica selectiva al cemento interpartícula y zonas con mosaico xenotópico inequigranular	Si marcada, dolomitización selectiva de tipo mimica que conserva a los esqueletos micritizados, y que se presenta a manera de mosaicos xenotópicos inequigranulares en las zonas interpartícula	Dolomitización parcial en algunas zonas y dolomitización xenotópica inequigranular	Zonas con dolomitización hipidiotópica inequigranular así como zonas de dolomita xenotópica inequigranular (parte mas arcillosa).	Dolomitización en mosaicos hipidiotópicos a idiotópicos inequigranulares y xenotópicos en zonas arcillosas
CEMENTACIÓN			dentro de los moldes esqueletales	cemento ecuate que rellena las fracturas	Cemento ecuate inter e intraesqueletal	dolomita en bloques que oblitera porosidades		
FRACTURAMIENTO		Fracturamiento de diversas conchas de ostrácodos	fracturas rellenas por microspatita	fracturas rellenas		escasas fracturas obliteradas por dolomita		Ligero fracturamiento
DISOLUCIÓN PRESIÓN		estilolitas						
COMPACTACIÓN					fracturas			
REEMPLAZAMIENTO	no		si, por microspatita	Micritización peletal	Micritización incipiente de algunos granos esqueletales y dolomitización inter e intraesqueletal			
RECRISTALIZACIÓN		microspatita	microspatita y dolomita	microspatita y dolomita	Dolomita	dolomita	dolomita	dolomita
DISOLUCIÓN		si intra esqueletal y porosidades móldicas	si intraesqueletal		Si, de los organismos	porosidades móldicas (escasas)	no	no
NUCLEACIÓN		microspatita	microspatita	microspatita	microspatita y spatita	microspatita	microspatita	microspatita y dolomita
BIOTURBACIÓN	no		no	no	no	no	no	no
Micrita/CEMENTACIÓN TEMPRANA	Micrita y evaporitas	Micrita y microspatita	Micrita y microspatita	Cementada, cemento ecuate y menisco	Cementada, cemento ecuate.	Micrita a microspatita	micrita a microspatita y mosaico dolomítico	Micrita a dolomita
DURANTE LA DEPOSITACIÓN		Ostrácodos retrabajados	fracturas rellenas con microspatita	escasa laminación ondulosa	Laminación ondulosa y evidencias de erosión en algunos niveles (intraclastos)	Escasas fracturas y una laminación paralela muy discreta	Intraclastos	

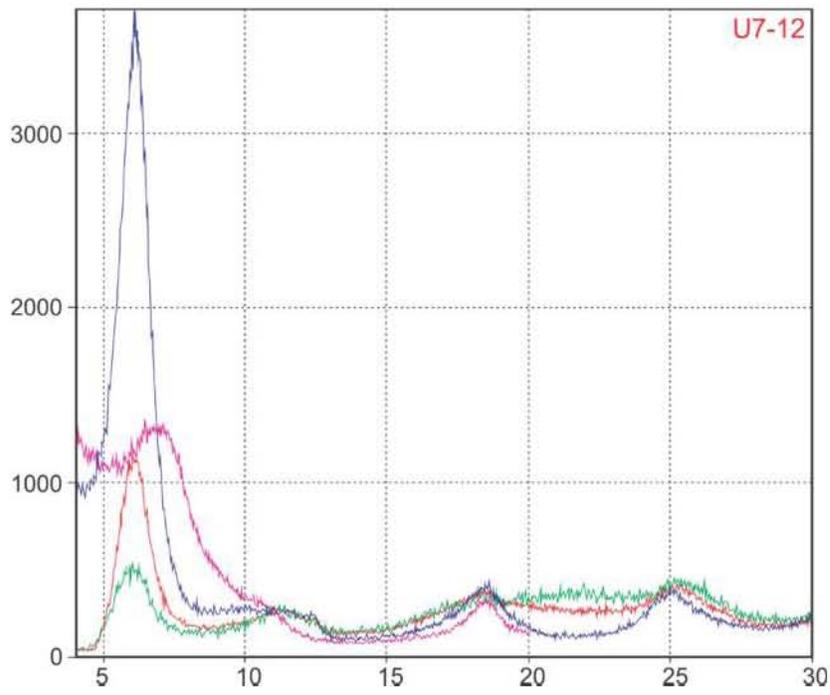
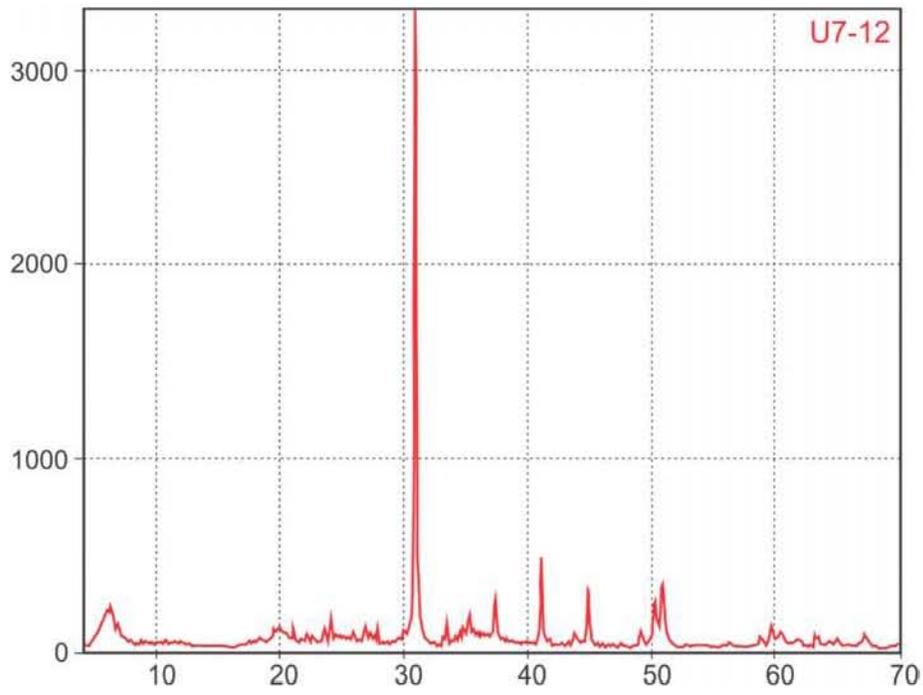
LÁMINA	U7-9	U7-10	U7-11	U7-12	U7-13	U7-14
ASOCIACIÓN	MICFU7-5	MICFU7-5	MICFU7-5	MICFU7-5	MICFU7-6	MICFU7-7
AMBIENTE DEPOSITACIONAL						Plataforma Interna Montículos hasta los límites de la plataforma media
DIAGENÉTICAS			Disolución Selectiva	Disolución Selectiva	Dolomita Mosaico Xenotópico	
Evaporitas	no	no	no	no	no	no
Arcillas	no	si	si	si abundante	si	si
DEDOLOMITIZACIÓN						
DOLOMITIZACIÓN	dolomitización en mosaico xenotópico a hipidiotópico inequigranular	Zonas con dolomitización de tipo hipidiotópica inequigranular	Zonas con dolomitización de tipo xenotópica inequigranular	Mosaico hipidiotópico a idiotópico inequigranular en las zonas de porosidad de fractura y mosaicos xenotópicos en las zonas internas a los intraclastos	mosaico dolomítico de tipo hipidiotópico inequigranular con cristales aislados de tipo euhedral	Dolomitización selectiva con zonas de mosaicos xenotópicos inequigranulares
CEMENTACIÓN	cemento granular en bloques que oblitera porosidades	cemento granular en bloques que oblitera porosidades (cemento tipo uno y dos)	cemento tabular en bloques que oblitera porosidades (cemento tipo uno y dos)	cemento tabular en bloques que oblitera porosidades (cemento tipo uno y dos) y cemento anhedral entre los intraclastos	Cemento sintaxial y tabular en bloques con abundantes zonas de mosaicos	Cemento sintaxial y tabular en bloques con abundantes zonas de mosaicos
FRACTURAMIENTO	si	si	si	si	no	si
DISOLUCIÓN PRESIÓN					Equinodermos con cemento sintaxial	Equinodermos con cemento sintaxial
COMPACTACIÓN	Brecha	brecha	brecha			
REEMPLAZAMIENTO	dolomita	micritización de escasos foraminíferos y dolomitización	micritización de comunes foraminíferos y dolomitización	Cemento dolomítico	micritización de escasos foraminíferos y dolomitización	dolomitización
RECRISTALIZACIÓN	microspatita dentro de intraclastos	microspatita que rellena algunas porosidades móldicas	microspatita que rellena algunas porosidades móldicas	Microspatita y cemento dolomítico	Microspatita y dolomita	Microspatita y dolomita que rellenan algunas porosidades móldicas
DISOLUCIÓN	Porosidades de brecha	Intensa porosidad de brecha y de tipo móldica en ostrácodos y foraminíferos	Intensa porosidad de brecha y de tipo móldica en ostrácodos y foraminíferos	Intensa disolución en el área de contacto y entre los fragmentos que cementan los clastos micríticos	Porosidades vulgares y móldicas	Porosidades vulgares, móldicas y de fractura
NUCLEACIÓN	microspatita y dolomita	dolomita	dolomita	dolomita	dolomita	dolomita
BIOTURBACIÓN	no	no	no	no	no	no
Micrita/CEMENTACIÓN TEMPRANA	Micrita a microspatita	Micrita a microspatita	Micrita a microspatita	micrita a microspatita y mosaico dolomítico	Cemento dolomítico	Micrita a microspatita
DURANTE LA DEPOSITACIÓN	Brecha y conglomerados y fracturados	Brecha	brecha cementada e intraclastos	Brecha calcárea (intraclastos) en contacto erosivo con la zona arcillosa		

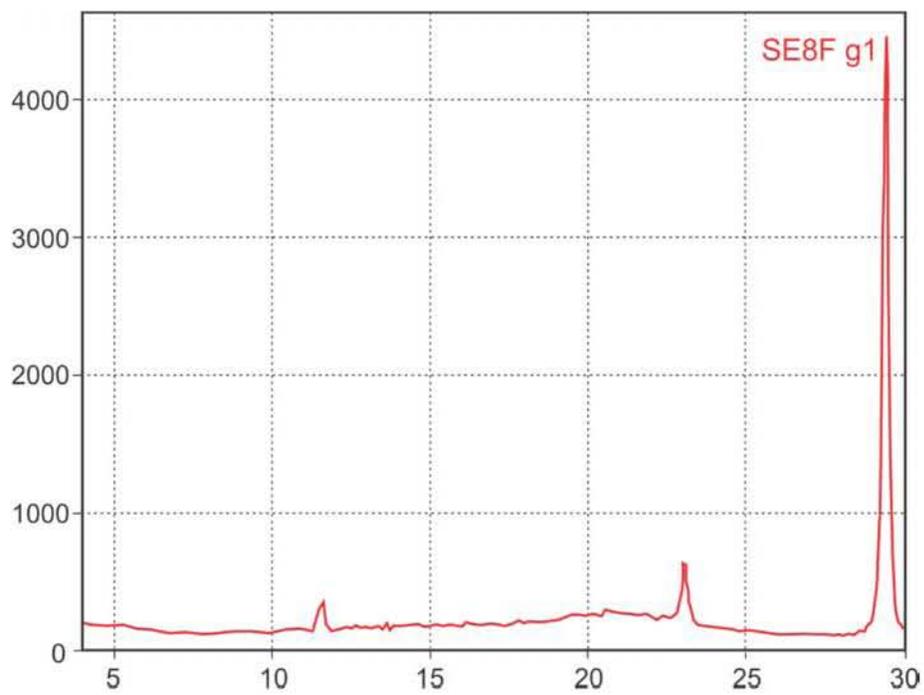
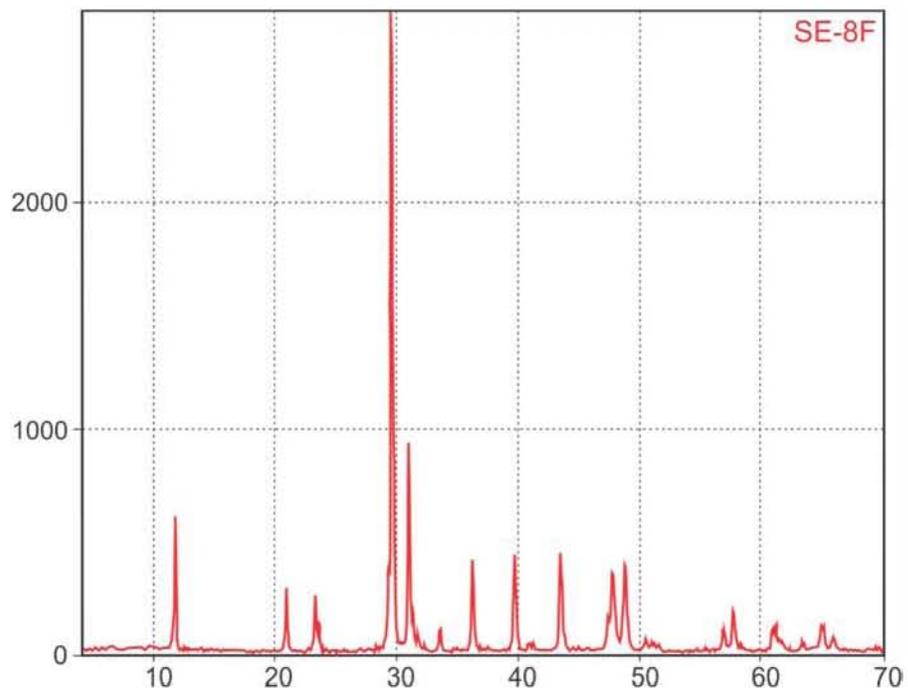
Anexo con difractogramas.

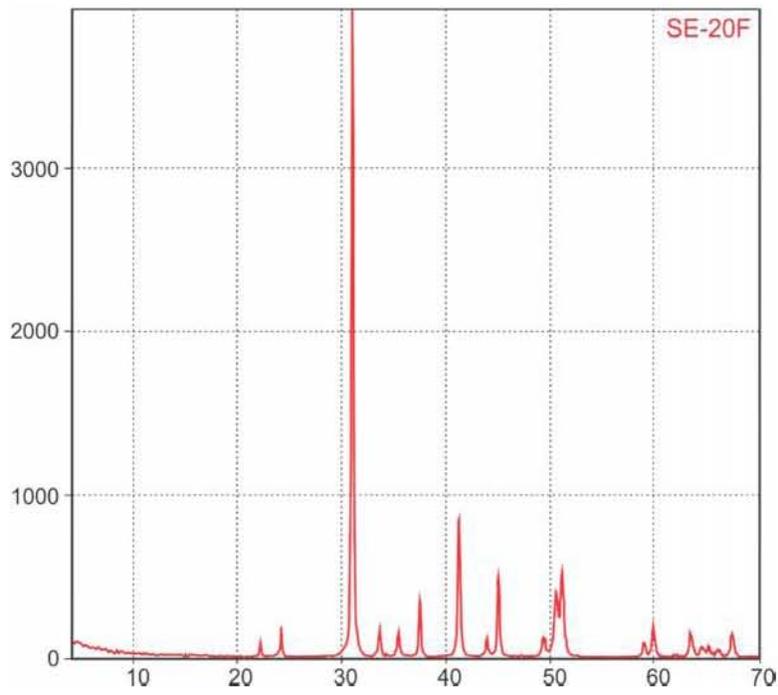
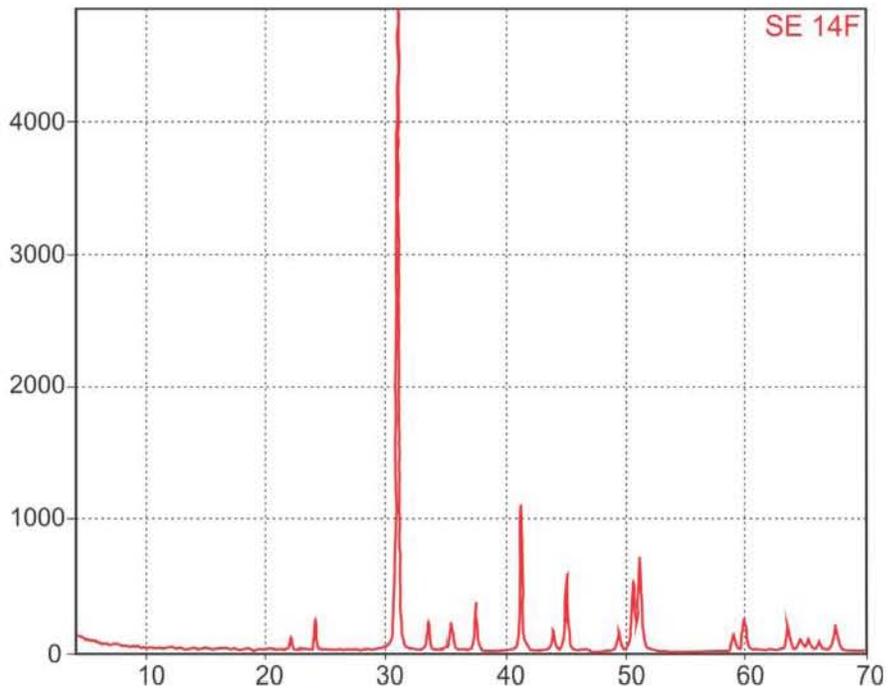


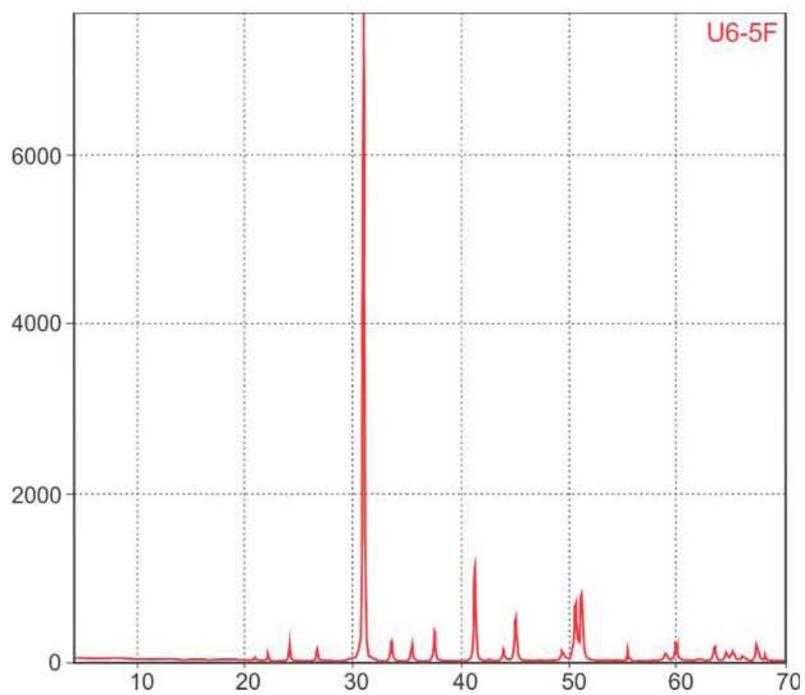
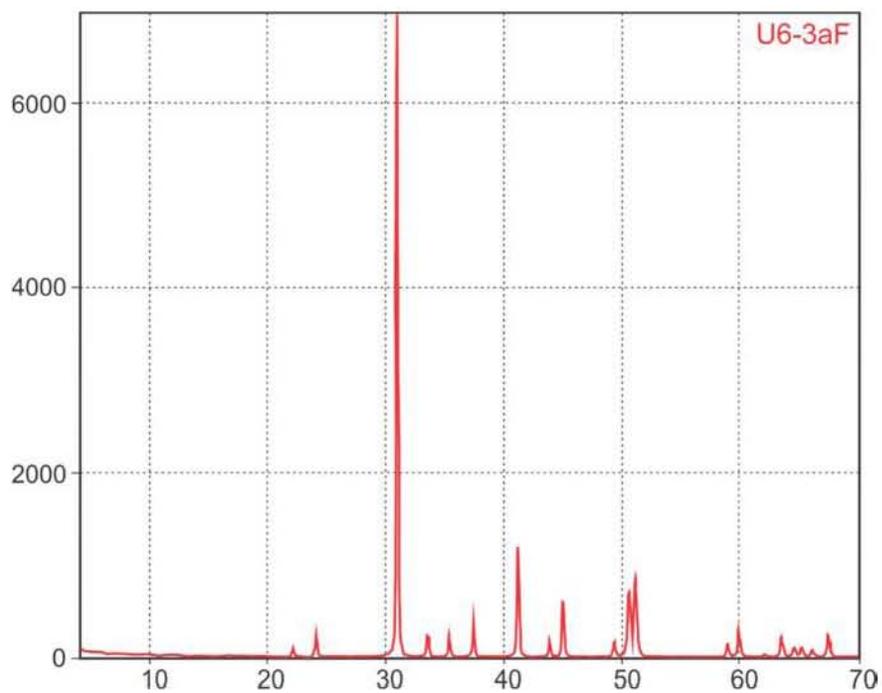


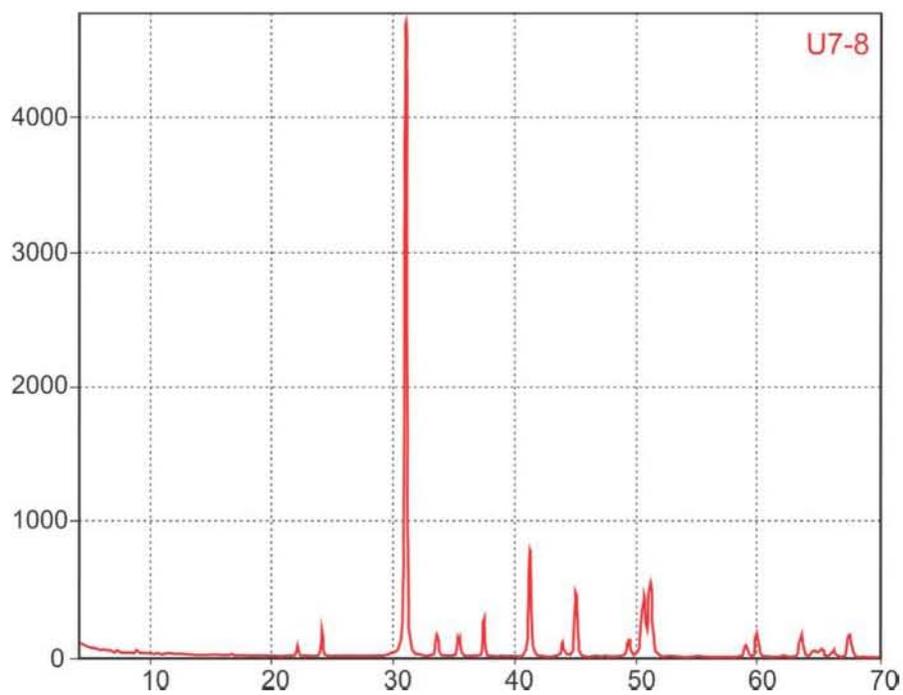
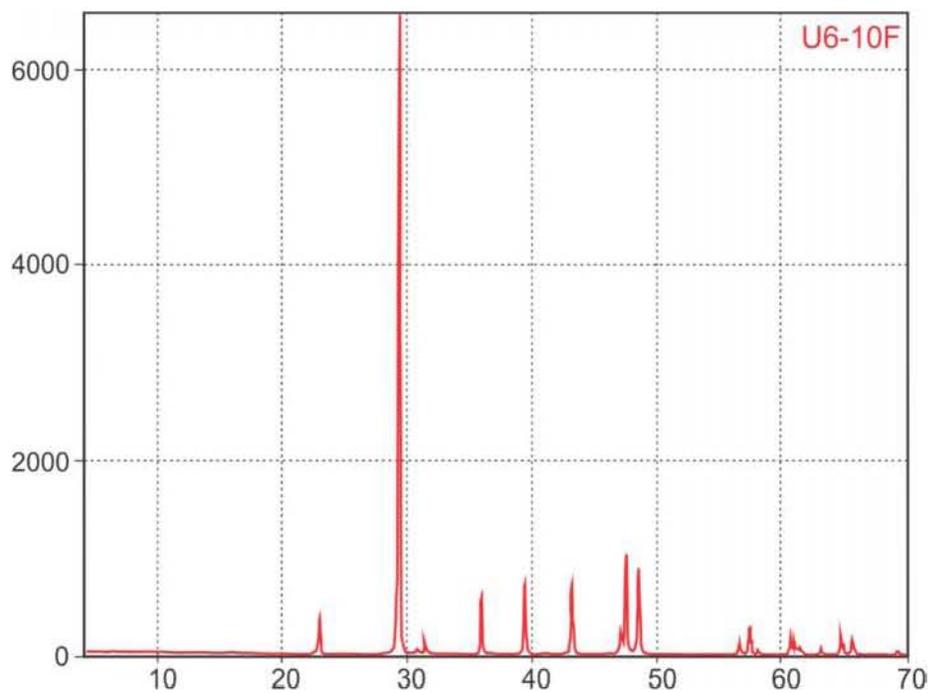


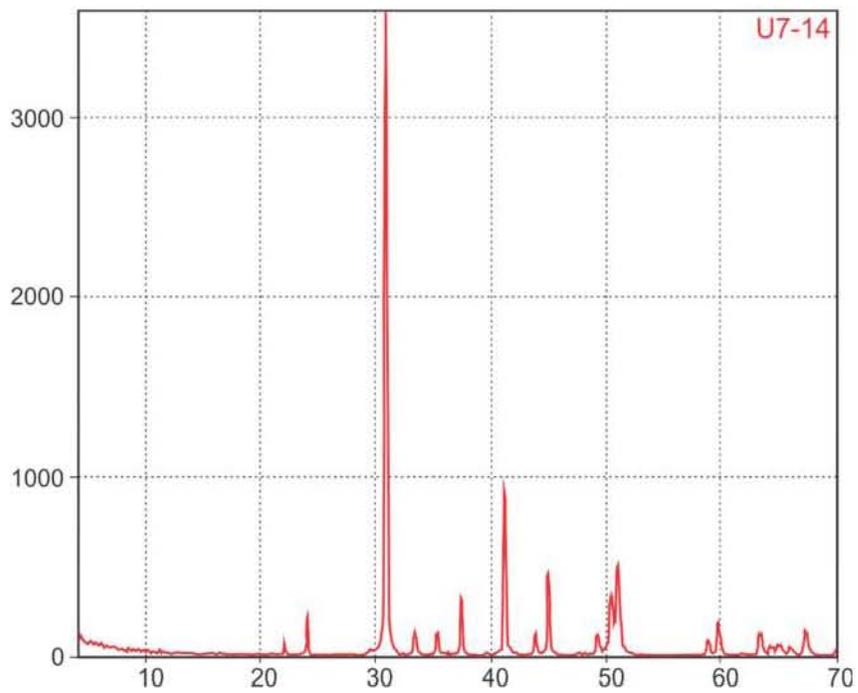












## Bibliografía

- Aguayo-Camargo, J. E. (2005). Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del Sur de México. Ingeniería Investigación y Tecnología, 6(1), 19-45.
- Aguayo-Camargo J. E., & Córdova, S. M. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 48(2), 15-39.
- Alvarez, M., Jr., 1969, Geología, paleogeografía y tectónica de México: Apuntes ESIA-IPN, 212 p.
- Alvarez, W., Claeys, P., & Kieffer, S. W. (1995). Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater. *Science*, 269(5226), 930-935.
- Back, W. and J. M. Lesser (1981). Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan peninsula, Mexico. Journal of Hydrology **51**(1-4): 119-130.
- Bohor, B. F., (1975), Attapulgitic in Yucatán. *Guidebook, Ed.*, International Clay Conference., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D. F., 95-125.
- Bralower, T., D. Thomas, et al. (1997). High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? *Geology* **25**(11): 963-966.
- Bralower, T. J., Paull, C. K., & Leckie, R. M. (1998). The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology*, 26(4), 331-334.
- Brigatti, M., E. Galan, et al. (2006). Structures and mineralogy of clay minerals. *Developments in Clay Science* **1**: 19-86.
- Brown, K. E. and A. D. Cohen (1995). Stratigraphic and micropetrographic occurrences of pyrite in sediments at the confluence of carbonate and peat-forming depositional systems, southern Florida, U.S.A. *Organic Geochemistry* **22**(1): 105-126.
- Buchbinder, B., and Friedman, G. M., (1970). Selective dolomitization as a mechanism of skeletal growth in the hexacorals. *Proc. Roy. Soc. Queensland*, 52: 78-91.
- Burchette, T. and V. Wright (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* **79**(1): 3-57.
- Butterlin, J. y Bonet, F., (1958). Reconocimiento Geológico preeliminar del Territorio de Quintana Roo. AMGP, Vol. X, 9-10 p.
- Cabadas-Báez, H., E. Solleiro-Rebolledo, et al. (2010). Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Geomorphology* **122**(3): 323-337.
- Callen, R. A. (1984). Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution. *Developments in Sedimentology* **37**: 1-37.
- Carter, J.G. (ed., 1990). Skeletal biomineralization patterns, processes and evolutionary trends. Vol. I., 832 pp., New York (Van Nostrand).
- Choquette, P. W., and L. C. Pray, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 207-250.
- Dallmeyer, R. D. (1988). Tectonic implications of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from a pre-Mesozoic metamorphic basement penetrated on Leg 77 of the deep sea drilling project in the

- southern Gulf of Mexico. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* **7**(2): 443-449.
- Dunham, R., (1962). Clasificación de carbonate rocks according to depositional texture, en: *Classification of Carbonate Rocks*. Memoir American Assoc. Petroleum Geologist, Ham, W., (Ed.), vol. 1, p. 108-121.
- Embry, A. F., and J. E. Klovan, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Escobar-Sanchez, J. E., (2002). Características litológicas de las brechas de impacto del Cráter Chicxulub,(pozo UNAM-5): Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México D. F., 55-60 p.
- Escobar-Sanchez, J. E., (2005). Caracterización petrológica y geoquímica de la secuencia carbonatada sobreyacente a la brecha de impacto en el pozo UNAM-5, Cráter Chicxulub: Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F., 105 p.
- Escobar-Sanchez, J. E. and J. Urrutia-Fucugauchi (2010). Chicxulub crater post-impact hydrothermal activity - evidence from Paleocene carbonates in the Santa Elena borehole. *Geofísica internacional* **49**: 97-106.
- Flügel, E. (2009). Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, Springer.
- Folk, R., 1962, Spectral subdivision of limestone types, en: Ham W., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Memoir American Assoc. Petroleum Geologist, vol. 1, p. 62-84.
- Friedman, G. M., 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 35, p. 643-655.
- Gibson, T. G., L. M. Bybell, et al. (2000). Stratigraphic and climatic implications of clay mineral changes around the Paleocene/Eocene boundary of the northeastern US margin. *Sedimentary Geology* **134**(1-2): 65-92.
- Gornitz, V. (2008). Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments, Springer.
- Hanshaw, B. B., Back, W. & Dieke, R. G., (1971) A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Econ. Geol.* **66**, 710-724.
- Hernández-García, R. (1973). Paleogeografía del paleozoico de Chiapas. México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros **25**(1-3): 77-134.
- Hildebrand, A. R., G. T. Penfield, et al. (1991). Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geology* **19**(9): 867-871.
- Hildebrand, A. R., Pilkington, M., Connors, M., Ortiz-Aleman, C., and Chavez, R. E. (1995). Size and structure of the Chicxulub crater revealed by horizontal gravity gradients and cenotes. *Nature* **376**(6539): 415 - 417.
- Hildebrand, A. R., Pilkington, M., Ortiz-Aleman, C., Chavez, R. E., Urrutia-Fucugauchi, J., Connors, M., Graniel-Castro E., Camara-Zi A., Halpenny J. H., Niehaus, D. (1998). Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data. Geological Society, London, Special Publications, 140(1), 155-176.
- Isphording, W. C. (1984). "The clays of Yucatan, Mexico: a contrast in genesis." Palygorskite-sepiolite: Occurrences Genesis and Uses. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands: 59-73.
- Kamo, S. L., Lana, C., & Morgan, J. V. (2011). U–Pb ages of shocked zircon grains link distal K–Pg boundary sites in Spain and Italy with the Chicxulub impact. *Earth and Planetary Science Letters*, **310**(3), 401-408.

- Karl, S. (1945). Geología de la península de Yucatán, Edición Oficial del Gobierno de Yucatán.
- Kettrup, B. and A. Deutsch (2003). Geochemical variability of the Yucatán basement: Constraints from crystalline clasts in Chicxulub impactites. *Meteoritics & Planetary Science* **38**(7): 1079-1092.
- Krekeler, M. P. and L. E. Kearns (2009). A new locality of palygorskite-rich clay from the southeastern Yucatán: a potential material source for environmental applications. *Environmental geology* **58**(4): 715-726.
- Krogh, T. E., S. L. Kamo, et al. (1993). Fingerprinting the K/T impact site and determining the time of impact by UPb dating of single shocked zircons from distal ejecta. *Earth and Planetary Science Letters* **119**(3): 425-429.
- Krogh, T. E., S. L. Kamo, et al. (1993). U–Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature* **366**(6457): 731-734.
- Land, L.S. & Epstein, S. (1970) Late Pleistocene diagenesis and dolomitization, north Jamaica. *Sedimentology* **14**, 187-200.
- Leadbeater, B.S.C, Riding, R. (eds., 1986). Biom mineralization in lower plants and animals. – Syst. Ass. Spec. Vol., **30**, 308 pp., Oxford (Clarendon Press).
- Lefticariu, M., E. C. Perry, et al. (2006). Post-Chicxulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology* **183**(1–2): 51-69.
- Lopez-Ramos, E. (1973). Estudio geológico de la Peninsula de Yucatan. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín v. 25*: 23 - 76.
- López-Ramos, E. (1983). Geología general, E. López Ramos.
- Lowenstam, H.A., Weiner, S. (1989): On biomineralization. 324 pp., New York (Oxford University Press).
- Mann, S., Webb, J., Williams, R.J.P. (eds., 1989): Biom mineralization. Chemical and biochemical perspectives. 541 pp., Weinheim (VCH Verlag).
- Marin, L. E., 1990, Field investigations and numerical simulation of the karstic aquifer of northwest Yucatan, Mexico: Tesis doctoral. DeKalb, Illinois, Northern Illinois University, 183 p.
- Meneses de Gyves, J. (1980). Geología de la Sonda de Campeche. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 32(1), 1-26.
- Meunier, A. (2005). Clays, Springer Science & Business Media., 472 p.
- Miller, K. G., M. A. Kominz, et al. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* **310**(5752): 1293-1298.
- Millot, G., W. R. Farrand, et al. (1970). Geology of clays: weathering, sedimentology, geochemistry, Springer-Verlag New York and Berlin.
- Moore, D. M. and R. C. Reynolds (1997). X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Oxford University Press, Incorporated.
- Morán Zenteno, D. J., J. L. Wilson, et al. (1994). The geology of the Mexican Republic. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists.
- Murray, R. C., (1964) Preservation of primary structures and fabrics in dolomite. In: *Approaches to Paleocology* (Ed. by J. Imbric and N. Newell) pp. 388-403. John Wiley, New York.
- Murray, Re. & Lucia, F.J. (1967) Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity. *Bull. geol. Soc. Am.* **78**,21-35.

- Murray, H. H. (2006). Applied Clay Mineralogy: Occurrences, Processing and Applications of Kaolins, Bentonites, Palygorskitesepiolite, and Common Clays, Elsevier Science.
- Pablo Galán, L. d. (1996). Palygorskite in Eocene-Oligocene Lagoonal Environment, Yucatán, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **13**(1): 6.
- Parrish, J., 1998, Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record: Columbia University Press, p 122-124.
- Penfield, G. T., & Camargo, Z. A., 1981, Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity. In 51st Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists (Vol. 51, pp. 38-39).
- Perry, E., Swift, J., Gamboa, J., Reeve, A., Sanborn, R., Marin, L., & Villasuso, M. (1989). Geologic and environmental aspects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico. *Geology*, *17*(9), 818-821.
- Perry, E., L. Marin, et al. (1995). Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology* **23**(1): 17-20.
- Perry, E., G. Velazquez-Oliman, et al. (2002). The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review* **44**(3): 191-221.
- Perry, E., Paytan, A., Pedersen, B., & Velazquez-Oliman, G. (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology*, *367*(1), 27-40.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter, et al. (1987). Sand and sandstone, Springer-Verlag.
- Pope, K., A. Ocampo, et al. (1993). "Surficial geology of the Chicxulub impact crater, Yucatan, Mexico." *Earth, Moon, and Planets* **63**(2): 93-104.
- Pope, K. O., A. C. Ocampo, et al. (1996). Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology* **24**(6): 527-530.
- Randazzo, A. F. and D. J. Cook (1987). Characterization of dolomitic rocks from the coastal mixing zone of the Floridan aquifer, Florida, U.S.A. *Sedimentary Geology* **54**(3): 169-192.
- Robert, C., & Chamley, H. (1991). Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *89*(4), 315-331.
- Plumley, W.J., Risley, G.A., Graves, R.W., Kaley, M.E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification: Ham, W.E. (ed.): *Classification of carbonate rocks. A symposium*. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **1**, 87-107
- Read, J. F. (1985). Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin* **69**(1): 1-21.
- Reading, G. H., (2009) Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. John Wiley & Sons. pp. 704.
- Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., & López-Loera, H. (2010). Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater, Yucatan, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *27*(1), 185-195.
- Rebolledo-Vieyra, M., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2004). Magnetostratigraphy of the impact breccias and post-impact carbonates from borehole Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico. *Meteoritics & Planetary Science*, *39*(6), 821-829.
- Rebolledo-Vieyra, M. (2001). Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del cráter de impacto Chicxulub: Tesis Doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM, México D.F., 104 p.

- Rebolledo-Vleyra, M., J. Urrutia-Fucugauchi, et al. (2000). UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater. *International Geology Review* **42**(10): 928-940.
- Rickard, D. T. (1970). The origin of framboids. *Lithos* **3** (3): 269-293.
- Robert, C. and H. Chamley (1991). Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **89**(4): 315-331.
- Robert, C. and J. P. Kennett (1994). Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. *Geology* **22**(3): 211-214.
- Roper, P. (1978). Stratigraphy of the Chuacús Group on the south side of the Sierra Las Minas Range. *Guatemala: Geologie en Mijnbouw* **57**: 309-313.
- Sánchez, M., M. Suárez, et al. (2006). Palygorskita en la Península de Yucatán. Contexto etno-histórico y arqueológico. *Archaeometry*, 51(2): p. 214-230.
- Sapper, C. (1896). Geology of Chiapas, Tabasco and the Peninsula of Yucatan. *The Journal of Geology*, 4(8), 938-947
- Schlager, W. and SEPM (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy, SEPM, Society for Sedimentary Geology.
- Scholle, P. A., D. S. Ulmer-Scholle, et al. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, Amer Assn of Petroleum Geologists.
- Schultz, L., A. Shepard, P. Blackmon and H. Starkey, 1971. Mixed-layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico. *Clays Clay Miner.*,19: 137-150.
- Sharpton, V., B. Schuraytz, et al. (1990). Detritus in K/T boundary clays of western North America-Evidence against a single oceanic impact. In: *Global catastrophes in Earth history*, p. 349-357.
- Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1992). New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359(6398), 819-821.
- Sharpton, V. L., Burke, K., Camargo-Zanoguera, A., Hall, S. A., Lee, D. S., Marin, L. E., ... & Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. *Science*,261(5128), 1564-1567.
- Sharpton, V. L., L. E. Marin, et al. (1996). A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples. *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history: Geological Society of America Special Paper* **307**: 55-74.
- Sibley, D.F. (1980) Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Ed. by D.H. Zenger, J.B. Dunham and RL. Ethington) Spec. Publ Soc. econ. Paleont. Miner. 28, 247-258.
- Sibley, D.F. (1982) The origin of common dolomite fabrics. *J. sedim. Petrol.* 52, 1987-1100.
- Sibley, D. F. and J. M. Gregg (1987). Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research* **57**(6).
- Sigurðsson, H., S. Kelley, et al. (2000). History of circum-caribbean explosive volcanism: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup> Ar Dating of tephra layers. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station TX, Texas A&M: 299-314.

- Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N. H., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Margolis, S. V., ... & Asaro, F. (1992). Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. *Geology*, 20(2), 99-103.
- Singer, A. and Galan, E., (1984). Palygorskite-sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses. (Devel. Sedimentol., 37). Elsevier Amsterdam, 352 pp.
- Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). Carbonate mineralogy and chemistry. *Carbonate Sedimentology*, 284-313.
- Tucker, M. E. (2003). Sedimentary rocks in the field, J. Wiley.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Camargo-Zanoguera, A., Pérez-Cruz, L., & Pérez-Cruz, G. (2011). The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico. *Geofísica internacional*, 50(1), 99-127.
- Urrutia Fucugauchi, J., Perez Cruz, L. (2009). Multiring-forming large bolide impacts and evolution of planetary surfaces. *International Geology Review*, 51, 1079-1102.
- Urrutia Fucugauchi, J. Perez Cruz, L. (2008). Post-impact carbonate deposition in the Chicxulub impact crater region, Yucatan platform, Mexico. *Current Science*, 95, 241-252.
- Urrutia Fucugauchi, J., Chavez Aguirre, J.M., Perez Cruz, L., de la Rosa, J.L. (2008). Impact ejecta and carbonate sequence in the eastern sector of Chicxulub Crater. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 801-810
- Urrutia Fucugauchi, J., Morgan, J., Stoeffler, D. Claeys, P. (2004). The Chicxulub scientific drilling project (CSDP). *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 787-790.
- Urrutia, J. Fucugauchi, et al. (1996). UNAM Scientific Drilling Program of Chicxulub Impact Structure. Evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophys. Res. Lett.* 23(13): 1565-1568.
- Van de Poel, H.H., Schlager, W. (1994): Variations in Mesozoic and Cenozoic skeletal carbonate mineralogy. *Geologie en Mijnbouw*, 73, 31-51.
- Vázquez, G., (2000), Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México D. F., p. 1-26.
- Vera Sanchez P., (2000). Caracterización geoquímica de las unidades basales del bloque de Yucatán y su afinidad con unidades similares en el Golfo de México: Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F., 105 p.
- Viniegra, F. (1971). Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. *AAPG Bulletin* 55(3): 478-494.
- Walter, L. M. (1985). Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: implications for diagenesis. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.(Carbonate Cements).*
- Warren, J. K. (2006). Evaporites: Sediments, Resources And Hydrocarbons, Springer.
- Weaver, C. E. (1984). Origin and geologic implications of the palygorskite deposits of SE United States. *Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses: Amsterdam, Elsevier, Development in Sedimentology* 37: 39-58.
- Wilkin, R. T. and H. L. Barnes (1997). Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(2): 323-339.
- Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: New York, Springer Verlag, 471 p.
- Wright, J. (2009). Cenozoic Climate Change. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments.* V. Gornitz, Springer Netherlands: 148-155.