

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**ANÁLISIS DE LA PROGRADACIÓN DE LA PLATAFORMA CUPIDO EN
EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO INFERIOR**

PRESENTA

FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO
DE DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS**

AGOSTO, 2019



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**ANÁLISIS DE LA PROGRADACIÓN DE LA PLATAFORMA CUPIDO EN
EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO INFERIOR**

ELABORADA POR

FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL
GRADO ACADÉMICO DE DOCTOR EN CIENCIAS
CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS**

**VO. BO.
DIRECTOR DE TITULACIÓN**

DRA. ELIZABETH CHACÓN BACA

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

AGOSTO DE 2019



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS
ANÁLISIS DE LA PROGRADACIÓN DE LA PLATAFORMA CUPIDO EN EL
NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO INFERIOR

ELABORADA POR
FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO
ACADÉMICO DE DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN
GEOCIENCIAS

VO. BO.
COMITÉ DE TITULACIÓN

DRA. ELIZABETH CHACÓN BACA
DIRECTORA DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. OSCAR MARIO ROMERO DE LA CRUZ
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

AGOSTO 2019

Por este conducto declaro bajo protesta, que este trabajo lo he desarrollado personalmente, con el apoyo del Comité de Titulación. Toda la información utilizada de la literatura ha sido citada debidamente.

Felipe de Jesús Torres de la Cruz

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mi familia. A mis padres, Adelina de la Cruz Jiménez y Felipe Torres Sánchez; a mis hermanos Yuridia, Fabian y Ernesto.

Dedico especialmente este trabajo a mi amada Isabel, mi compañera y la razón por la cual no perdí el rumbo.

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por la beca de manutención otorgada a un servidor (No. de apoyo 442549), sin la cual este trabajo no hubiera sido posible.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León, a la Facultad de Ciencias de la Tierra y al Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, por haberme permitido realizar este trabajo.

A la Dra. Elizabeth Chacón B., por su guía dentro de este y otros proyectos que hemos emprendido juntos.

Al Dr. Gabriel Chávez Cabello, por su guía en cuanto a geología regional y su amplia visión en campo.

Al Dr. Fernando Núñez Useche, por sus constructivos comentarios, así como por su apoyo en la petrografía de carbonatos.

Al Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por las observaciones realizadas a este documento las cuales enriquecieron y mejoraron el escrito.

Al Dr. Oscar Mario Romero de la Cruz, por las observaciones que enriquecieron este documento.

Al Dr. Sóstenes Méndez Delgado, por las facilidades brindadas durante mi estadía en este programa.

Al personal académico, técnico, administrativo y de intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

A la M. C. Ma. Isabel Hernández Ocaña, por su apoyo en las campañas de campo, así como su asesoría en el área de la icnología.

A la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez, Dra. Angélica Oviedo García y Dr. Hannes Löser por su ayuda en la determinación de algunos organismos fósiles.

A Chevron Corporation, por el patrocinio de la membresía a la AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) a través del programa *Corporate Sponsorship program*. Esta membresía fue fundamental para la consulta de trabajos que enriquecieron esta tesis.

A la generación de alumnos de licenciatura 2015-2020.

Contenido

<i>Lista de figuras</i>	IV
<i>Lista de tablas</i>	VIII
<i>Resumen</i>	IX
<i>Abstract</i>	X
Capítulo 1: Generalidades	1
1.1 Introducción	2
1.2 Área de estudio	3
1.3 Antecedentes	8
1.4 Justificación	14
1.5 Hipótesis	14
1.6 Objetivos y Metas	15
1.6.1 Objetivo	15
1.6.2 Metas	15
1.7 Materiales y Métodos	15
Capítulo 2: Conceptos Básicos	20
2.1 Plataformas carbonatadas del Cretácico en México	21
2.1.1 Introducción	21
2.1.2 El Cretácico: La mayor etapa de generación de plataformas carbonatadas	24
2.1.3 Plataformas carbonatadas cretácicas en México	26
2.1.4 Plataformas Cupido (Hauteriviano-Aptiano)	28
2.1.5 Plataforma Coahuila (Albiano inferior-Albiano superior)	30
2.1.6 Plataforma Valles-San Luis Potosí (Aptiano—Coniaciano)	31
2.1.7 La Plataforma de Tuxpan	33
2.1.8 Características como roca almacén	36
2.2 Controles en el desarrollo de plataformas carbonatadas	38
2.2.1 Introducción	38
2.2.2 Espacio de acomodamiento	38
2.2.3 Biota	39
2.2.4 Clima	41
2.3 Conceptos de estratigrafía de secuencias	42
2.3.1 Introducción	42
2.3.2 Límites de secuencias	43
2.3.3 Tracto sistemas	43

2.4 Evolución de la biota arrecifal a través del tiempo geológico	47
2.4.1 El concepto arrecife.....	47
2.4.2 Arrecifes a través del tiempo geológico.....	51
Capítulo 3: Resultados	55
3.1 Columnas y correlación estratigráfica	56
3.1.1 La Huasteca.....	58
3.1.2 La Muralla.....	59
3.1.3 Potrero Chico.....	60
3.1.4 Puerto México	61
3.1.5 Potrero de García.....	62
3.1.6 Correlación estratigráfica	63
3.2 Modelo general de depósito	65
3.3 Macrofósiles invertebrados de la Formación Cupido	66
3.3.1 Rudistas	66
3.3.2 Corales.....	69
3.3.3 Estromatopóridos	71
3.3.4 Gasterópodos.....	73
3.3.5 <i>Chondrodonta</i> sp.	75
3.4 Análisis petrográfico	79
3.4.1 Formaciones Taraises, La Peña y Tamaulipas Superior.....	79
3.4.2 Facies arrecifales	81
3.4.3 Facies perimareal.....	83
3.5 Bioturbación	85
3.6 Estromatolitos	91
3.7 Marcadores estratigráficos	93
3.8 Registro de Radiación Gamma Natural	96
3.9 Recálculo de temperaturas	100
Capítulo 4: Discusión	103
4.1 Biota fósil	104
4.2 Bioturbación	107
4.3 Radiación Gamma	109
4.4 Modelo de depósito	111
4.4.1 Berriasiano—Hauteriviano Superior.....	111
4.4.2 Hauteriviano Superior—Barremiano Superior.....	112

4.4.3 Barremiano Superior—Aptiano Inferior	114
4.4.4 Aptiano Inferior—Aptiano Superior	115
4.4.5 Aptiano Superior—Albiano Inferior	118
Capítulo 5: Conclusiones	121
<i>Bibliografía</i>	<i>124</i>
<i>Anexos</i>	<i>137</i>

Lista de figuras

Figura 1. Vista general del noreste de México con afloramientos representativos de la Formación Cupido en círculo blanco y las localidades en este estudio en círculo rojo. (SMO) Sierra Madre Oriental, (A) Sierra de Arteaga, (G) Galeana, (PGr) Potrero de García, (PM) Puerto México, (LM) La Muralla, (PCh) Potrero Chico, (PMV) Potrero Minas Viejas, (B) Bustamante, (LB) La Boca, (LC) Los Chorros, (LH) La Huasteca y (MC) Cañón Mimbres. La línea rosa representa la disposición del borde de plataforma de La Formación Cupido según Wilson, (1999).	3
Figura 2. Ubicación de la localidad La Muralla, Sierra de la Gavia, Coahuila.....	4
Figura 3. Sierra del Fraile y acceso principal a las localidades Potrero Chico en el norte de la estructura y Potrero de García hacia la parte centro-este del estado de Nuevo León.....	5
Figura 4. Ubicación de la localidad La Huasteca, en el área norte de la Curvatura de Monterrey. ...	6
Figura 5. Ubicación de la localidad Puerto México, municipio de Galeana, Nuevo León.	7
Figura 6. Croquis que muestra las vías de acceso a las localidades estudiadas en al presente tesis. .	8
Figura 7. (A) Escintilómetro marca Scintrex. (B) modo de uso en campo.	17
Figura 8. Clasificación de plataformas carbonatadas de acuerdo a su morfología. Tomado de Flügel, (2010).	23
Figura 9. Ejemplos actuales de plataformas carbonatadas. a) plataforma abierta de Yucatán. b) Plataforma distalmente escarpada de Florida. c) sistema de barrera de arrecifes de la rivera maya (México-Belice).	24
Figura 10. Variación en el desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Cretácico y Eventos Anóxicos Oceánicos. Modificado de Skelton (2003).	25
Figura 11. Reconstrucción paleogeográfica aproximada durante el Cretácico mostrando la distribución de plataformas carbonatadas y cuerpos arrecifales en el dominio del Tetis. Modificado de Skelton (2003).	26
Figura 12. Principales plataformas del Cretácico Temprano en México y sur de Texas. Modificado de Lehmann et al. (1999). T = Torreón; S = Saltillo; M = Monterrey; SA = San Antonio y PR = Poza Rica.....	27
Figura 13. Distribución de la plataforma carbonatada Cupido alrededor del Bloque de Coahuila para el Barremiano Tardío (Izq.) y Aptiano medio-tardío (dcha.). Modificado de Lehmann et al. (1999).	29
Figura 14. Disposición de la plataforma Coahuila sobre el Bloque de Coahuila durante el Albiano temprano. Modificado de Lehmann et al. (1999).	30
Figura 15. Disposición de las plataformas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan. La línea E-W, al sur de la PVSLP representa una sección en la Figura 16. Modificado de Enos, (1974) y Padilla y Sánchez, (2007).	32
Figura 16. Sección esquemática de las plataformas carbonatadas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan. Sección E-W en figura 15.	34
Figura 17. (A) Rudistas caprinidos aislados. (B) Brecha en mosaico producto de la disolución del carbonato de calcio. Tomadas de Carrasco-Velázquez (2004), figuras 7 y 8.	35
Figura 18. Brecha de la Formación Tamabra, Izq. (Tomado de Enos, 1977, Fig. 2). Depósitos basales de un flujo de detritos con fragmentos de rudistas caprinidos de la Formación Tamabra (Tomado de Loucks et al., 2010, Fig. 10F).	36
Figura 19. Tracto Sistema Descendente (TST). (A) Etapa temprana y (B) Etapa tardía.	45
Figura 20. (A) Tracto Sistema Transgresivo (TST). (B) Tracto Sistema de Nivel Alto (HST). (C) Nuevo límite de secuencia y generación de un Tracto Sistema Descendente Temprano (LST).	46

Figura 21. Principales tipos de arrecifes. Modificado de Nichols, (2009).	49
Figura 22. Morfología externa que presentan los montículos. Modificado de Méndez (2005).	50
Figura 23. Tipo y abundancia de organismos constructores de arrecifes carbonatados a través del registro geológico. Modificado de Tucker (1992).	51
Figura 24. Cambio de morfología en rudistas en el Cretácico Temprano hacia la izquierda y Cretácico Tardío hacia la Derecha. Tomado de Kauffman y Johnson, (1988).	53
Figura 25. Historia evolutiva de los rudistas. Modificado de Ortega-Hernández (2011).	54
Figura 26. Patrones litológicos y simbología de fósiles utilizadas en las secciones estratigráficas.	57
Figura 27. Columna estratigráfica y presencia de fósiles más característicos. Los rectángulos negros indican solo la presencia de fósiles.	58
Figura 28. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad La Muralla.	59
Figura 29. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Potrero Chico.	60
Figura 30. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Puerto México.	61
Figura 31. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Potrero de García.	62
Figura 32. Correlación estratigráfica regional de la Formación Cupido en cinco localidades.	64
Figura 33. Modelo general de depósito en dirección NW-SE (izquierda a derecha) a partir del Bloque de Coahuila. Construido con datos aportados por autores citados en el texto y datos aportados en este trabajo. En la parte inferior, descripción de la simbología utilizada.	65
Figura 34. (A) Acumulaciones de <i>Toucasia</i> cf. <i>texana</i> . PM. (B) <i>Pseudotoucasia</i> sp. PM. (C) <i>Amphitriscoelus</i> sp. PM. (D) <i>Douvilleia skeltony</i> PM. (E) <i>Monopleuridae</i> sp. (Oviedo-García 2018, comunicación personal), CB. (F) <i>Toucasia</i> sp. LH. (G) <i>Amphitriscoelus</i> sp. LH. (H) <i>Offneria</i> sp. LCH. (I) <i>Toucasia</i> sp. LM. (J) <i>Toucasia</i> sp. PCH. (K) <i>Amphitriscoelus</i> sp. PCH. (L) <i>Toucasia</i> sp. PG. (M) <i>Amphitriscoelus</i> sp. PG.	68
Figura 35. (A y B) Sección longitudinal de <i>Stelidioseris</i> sp. con porosidad vugular y fracturas rellenas de calcita. (C) Sección transversal de <i>Stelidioseris</i> sp. con septos hexagonales. (D) Sección transversal de <i>Stelidioseris</i> sp. con septos afectados por diagénesis. (E) Microfotografía de un corallito de <i>Stelidioseris</i> sp. con paredes micritizadas y relleno de esparita. (F) Microfotografía de coral solitario indeterminado, los septos (<i>spt</i>) se encuentran parcialmente esparitizados, y la porosidad intrapartícula esta rellena por cementante esparítico (<i>es</i>). (G) <i>?Cladophyllia</i> en sección transversal. Las flechas indican porosidad vugular.	70
Figura 36. Estromatopóridos (<i>stp</i>) en PM y LH. (A) En asociación con coral <i>Stelidioseris</i> (<i>c</i>), PM. (B y C) En asociación con rudistas en caliza altamente fracturada (flechas), PM. (D) En sección basal sobre fragmento de caliza (<i>fc</i>), LH. (E) En estructura dómica en corte longitudinal, LH. (F) En estructura laminar lateral, (G) Vista exterior de las columnas.	72
Figura 37. (A) <i>?Tylostoma</i> en sección axial, PCH. (B y C) Vista apical de gasterópodo indeterminado en PCH. (D) Gasterópodo de la Familia <i>Murcidae</i> , LH. (E) Interpretación de las estructuras de D (<i>a</i> = última espira; <i>b</i> = nodo; <i>c</i> = espira; <i>d</i> = sutura; <i>e</i> = abertura; <i>f</i> = costilla; <i>g</i> = labio exterior; <i>h</i> = labio interior; <i>i</i> = canal sifonal). (F) <i>Nerinea</i> en vista apical, LH. (G) Sección longitudinal de <i>Nerinea</i> , La Huasteca. (H) Gasterópodo nerinea similar a <i>Diozoptyxis</i> , PM. (I) Gasterópodo indeterminado en sección apical, PM. (J y K) Género <i>?Tylostoma</i> en sección longitudinal frontal, PM.	74
Figura 38. Chondrodontes en PM y LH. (A) Perpendiculares a la estratificación, limitados por horizontes de <i>Toucasia</i> sp. líneas punteadas (B) <i>Chondrodonte</i> (<i>c</i> = condroforo). (C) valvas cóncavas de <i>C. sp.</i> (D) <i>C. sp.</i> en. Las diferencias en las orientaciones se marcan con las líneas punteadas (E) <i>Chondrodontes</i> limitados por trazas de <i>Thalassinoides</i> isp. (<i>Ths</i>). (F) <i>Chondrodontes</i>	

con porosidad por diagénesis. (G) brecha sedimentaria con <i>Chondrodontes</i> en fragmento de caliza.	76
Figura 39. (A) Sección longitudinal de <i>Chondrodonta</i> sp (<i>ma musculo aductor</i>). (B) Detalle del relieve de las conchas de <i>C. sp.</i> perpendiculares a la estratificación (flecha punteada). (C) Acumulaciones densas de <i>C. sp.</i> en horizontes mayores a 1 m en PCH. (D) Sección transversal de una concha de <i>C. sp.</i> en PCH. (E) Horizontes de <i>C. sp.</i> paralelas a la estratificación en LM. (F y G) <i>C. sp.</i> en sección ventral, LM.	78
Figura 40. Microfotografías de asociaciones fosilíferas más comunes en las formaciones Taraises, La Peña y Tamaulipas Superior en las localidades estudiadas. (A) Fragmento de espina de equinodermo (TALH-01). (B) <i>Wakestone-packstone</i> con fragmentos de espinas de equinodermos (TALH-02). (C) <i>Packstone</i> de peloides y espinas de equinodermos (TAG-02). (D) <i>Wakestone</i> con foraminíferos plantónicos, colomielidos y fragmentos de equinodermos (LPLH-03). (E) <i>Wackestone</i> con fragmento de <i>Microcalamoides</i> (TSLH-01). (F) <i>Wackestone</i> con fragmentos de <i>Microcalamoides</i> (LCHTS-01).	80
Figura 41. Microfotografías en la base de la Formación Cupido. (A) Dolomitización selectiva (FSCP-01). (B) Concha de rudistas dolomitizada (FSCP-01). (C) Peloides y litoclastos en una matriz dolomitizada (FSCP-03). (D) Brecha dolomitizada (G). (E) Litoclasto con miliólidos (E). (F) Litoclasto con fragmento de alga calcárea (E).	82
Figura 42. Microfotografías de facies perimareales. (A) <i>Packstone</i> de serpúlidos, foraminíferos bentónicos y gasterópodos (FSCP-06). (B) <i>Grainstone</i> de peloides, y foraminíferos bentónicos (LCHCP-03). (C) <i>Bindstone</i> de tapete microbiano con laminaciones claro-oscuro y peloides (6OCT18). (D) <i>Bindstone</i> de estromatolito con fenestras paralelas a la laminación rellenas de dolomita en flechas amarillas (CPG-14). (E) <i>Rudstone</i> con fragmentos de bivalvos <i>Chondrodontes</i> en una matriz neomorfizada (B). (F) Fragmento de <i>Chondrodonte</i> (4). Las variaciones en el color de las microfotografías obedecen a los diferentes tipos de microscopios en los que fueron obtenidas (ver Materiales y métodos). s = serpúlido, pl = peloide, fb = foraminíferos bentónicos, g = gasterópodos.	84
Figura 43. Icnofósiles en el área de LH. (A, B, C, D) <i>Planolites</i> en vista perpendicular y paralela a la estratificación (flechas). (E) <i>Thalassinoides</i> en morfología irregular, (F) <i>Thalassinoides</i> en morfología “Y”, (G) <i>Thalassinoides</i> en matriz dolomitizada de bordes irregulares (escala 10 cm), (H) <i>Thalassinoides</i> con paredes difuminadas por recristalización y relleno de posibles fragmentos de cutícula de quitina de crustáceos, (I) <i>Hardground</i> en el metro 439 con bioturbación indeterminada (flechas). (J) Icnofósil indeterminado de gran tamaño con porosidad vugular. En las fotos, la derecha es la dirección arriba en la columna.	86
Figura 44. Relaciones más comunes con bioturbación. (A) Ciclo típico de bioturbación: a = sustrato firme con redes de <i>Thalassinoides</i> , b = sedimentos transgresivos (flechas rojas indican erosión por transgresión), c: tapetes microbianos estratiformes. (B y C) Galerías irregulares de <i>Thalassinoides</i> rellenas de líticos sub-redondeados y posibles fragmentos de exoesqueleto de crustáceos. (D) Sustratos duros fragmentados. (E) <i>Chondrodontes</i> dentro de la bioturbación. (F) Bioturbación penetrando tapetes microbianos. Las flechas blancas punteadas indican la dirección arriba en la columna.	88
Figura 45. Bioturbación en otras localidades. (A) Relieve positivo de galerías de <i>Thalassinoides</i> isp. en PM. (B) <i>T. isp.</i> en relieve positivo en PG. (C) Posiblemente <i>Planolites</i> isp. en estratos de LC. (D) <i>T. isp.</i> en LC. (E) Galerías pequeñas de <i>T. isp.</i> en LM (Flecha indica horizonte bentonítico). (F) <i>T. isp.</i> en PCh. (G) Horizontes con presencia de rudistas en la base de PCh. (H) Horizontes alterados por bioturbación en LH.	90

Figura 46. Estromatolitos de la Formación Cupido. En las fotografías, hacia arriba es estratigráficamente más joven. (A y B) Estromatolitos cónicos con nódulos de calcita, parte superior Cupido en LH. (C y D) Estromatolitos cónicos lateralmente ligados con nódulos de calcita en la parte basal y media superior de Cupido en LM. (E) Estromatolitos cónicos ligados lateralmente por debajo del contacto Cupido-La Peña en PG. (F) Estromatolitos dómicos lateralmente ligados en la parte superior de la Formación Cupido en Bustamante en flecha y la base tipo tapete microbiano marcado con la línea roja punteada.	92
Figura 47. Marcadores estratigráficos en la Formación Cupido. (A y B) Brecha de talud en PCH y PM. (C, D y E) Brecha de colapso en LH, LM y PCH. (F, G y H) horizontes arcillosos bentoníticos en la parte superior de la Formación Cupido en LH, LM y LCH. (I, J) Horizontes evaporíticos sustituidos por calcita en PG. (K) Calcita lenticular interlaminada en tapetes microbianos. (L) Excavación abandonada de evaporitas, en la parte superior de la Formación Cupido en PCh.	95
Figura 48. Registro espectral de radiación gamma natural y variaciones en el diámetro de las galerías bioturbadas en la sección La Huasteca.	99
Figura 49. Gráfica cruzada de los valores $\delta^{13}\text{C}$ PDB contra $\delta^{18}\text{O}$ PDB con los campos para origen de calizas marinas de acuerdo con Hudson (1977) así como de Nelson y Smith (1996): (a) cementante meteórico, (b) calizas de agua dulce, (c) rango común de calizas marinas, (d) promedio de calizas marinas, (e) calcretas. La línea base de calizas marinas del Cretácico Temprano (LBCMCT) de Moldovanyi y Loahmann (1984) está marcada con el símbolo de estrella negra. .	102
Figura 50. Rango estratigráfico para el afloramiento arrecifal de Puerto México, interpretado en este trabajo.	105
Figura 51. Depósito del Lentil Carbonatado San Juan y la Superficie de Máxima Inundación de la Formación Taraises. (Berriasiano—Hauteriviano Superior). Los símbolos son los mismos que en la figura 52.	112
Figura 52. Depósitos progradantes hacia la cuenca durante el Hauteriviano Superior—Barremiano Superior. Los símbolos son los mismos que en la figura 52.	114
Figura 53. Generación de un límite de secuencia (Brecha del Miembro Cupidito) y progradación del borde de plataforma hasta el área de Galeana. Barremiano Superior—Aptiano inferior. Los símbolos son los mismos que en la figura 52.	115
Figura 54. Transgresión y depósito del Miembro Cupidito. Aptiano Inferior—Aptiano Superior. Los símbolos son los mismos que en la figura 52.	117
Figura 55. Geomorfología típica de la transición Cupido-La Peña-Tamaulipas Superior. (A) Flanco norte del anticlinal de Los Muertos en La Huasteca. (B) Sur del Cañón de Los Chorros en Arteaga, Coahuila.	118
Figura 56. Disposición de la plataforma carbonatada Aurora (Coahuila), Aptiano superior—Albiano inferior. Los símbolos son los mismos que en la figura 52.	120

Lista de tablas

Tabla I. Edades reportadas para la Formación Cupido. (Parte 1). Tres asteriscos señalan la no determinación bioestratigráfica de la base o la cima.....	12
Tabla II. Edades reportadas para la Formación Cupido. (Parte 2).....	13
Tabla III. Afectación de porosidad en carbonatos y areniscas. Modificado de Ali et al. (2010).....	37
Tabla IV. Ocurrencia de microfósiles en las localidades estudiadas de la Formación Cupido. Abundancia: PM (Puerto México), LH (La Huasteca), PCh (Potrero Chico), CB (Cañón de Bustamante), LM (La Muralla), PGr (Potrero de García), LCh (Los Chorros), a (abundante), r (regular), e (escasa), n (nula).	66
Tabla V. Valores calculados para K, U y Th, para La Huasteca.....	96
Tabla VI. Valores calculados para K, U y Th, para Potrero de García.....	98
Tabla VII. Muestras obtenidas para análisis de isótopos estables.....	100
Tabla VIII. Cálculo para paleotemperaturas.....	101

Resumen

A través de cinco columnas estratigráficas levantadas en localidades donde aflora la Formación Cupido (La Muralla; Potrero de García; Potrero Chico; La Huasteca y Puerto México) se logró la documentación de la evolución geográfica y temporal de las facies arrecifales, perimareales y restringidas depositadas en la plataforma Cupido, además de la biota asociada. El establecimiento de un borde arrecifal en la base de Potrero Chico, Potrero de García y La Huasteca, y en la parte superior de Puerto México, compuesto por rudistas, corales, estromatopóridos y gasterópodos, se pudo inferir que el borde de plataforma progrado y agrado ampliamente desde el Hauteriviano-Barremiano hasta el Aptiano, momento en que la instauración de un límite de secuencia generaría brechas de colapso que varían lateralmente a horizontes evaporíticos, evidencia de paleotopografía. A partir de este límite de secuencia una fase retrogradante depositó al Miembro Cupidito, en la localidad La Muralla, se compone principalmente por esta unidad que marca el inicio del ahogamiento de la plataforma Cupido. El levantamiento de un registro de radiación gamma natural permitió identificar con gran precisión el contacto Cupido-La Peña así como las variaciones internas de horizontes bioturbados y tapetes microbianos. La localidad La Huasteca presenta las características típicas tanto de Cupido como de su unidad Cupidito y es propuesta aquí como un afloramiento escuela para el estudio de yacimientos petroleros controlados por facies arrecifales, perimareales y de características restringidas.

Abstract

Through five stratigraphic columns logged in localities where the Cupido Formation crops out (La Muralla; Potrero de García; Potrero Chico; La Huasteca y Puerto México), it was possible to document the temporal and geographic evolution of three major facies: reefal; peritidal, and restricted, which were deposited on the Cupido platform, and the biota related. The establishment of a shelf edge composed by patch reefs with rudists, corals, stromatoporoids and gastropods, on the lower section of Potrero Chico, Potrero de García and La Huasteca, as well as on the upper section of Puerto México, allowed to infer that the platform edge gradually prograde and aggrade basinward extensively from Hauterivian-Barremian to Aptian, period in which a sequence boundary generated collapse breccias that fluctuate laterally to evaporitic horizons, which is interpreted here as evidence of paleotopography. Starting from this sequence boundary, a retrogradant stage was generated in which the Cupido Unit was deposited. In La Muralla locality, which is composed almost exclusively by this unit, the retrogradant succession is recorded and marks the beginning of a drowning stage. The generation of a petrophysical log of natural gamma ray, was used to record the contact between the Cupido and La Peña formations, as well as the internal variations like bioturbation horizons and microbial mats beds. The La Huasteca locality records the common characteristics of the Cupido Formation and its Cupido unit, and it is proposed as an outcrop school in the study of petroleum reservoirs controlled by reefal, peritidal and restricted facies.

Capítulo 1: Generalidades



Entrada al Cañón La Huasteca

Capítulo 1: Generalidades	1
1.1 Introducción.....	2
1.2 Área de estudio.....	3
1.3 Antecedentes.....	8
1.4 Justificación.....	14
1.5 Hipótesis.....	14
1.6 Objetivos y Metas.....	15
1.6.1 Objetivo.....	15
1.6.2 Metas.....	15
1.7 Materiales y Métodos.....	15

1.1 Introducción

El Cretácico Temprano se caracterizó globalmente por alta actividad tectónica y volcánica que introdujo CO₂ a la atmósfera, lo que incrementó las temperaturas globales hasta los 42°C en latitudes tropicales (Kelley, 2003; Bice *et al.*, 2006; Hay, 2011; Haq, 2014). En respuesta, se formaron plataformas carbonatadas masivas en ciclos eustáticos de alta frecuencia y baja amplitud, compuestos de carbonatos perimareales en el ancestral Golfo de México durante el intervalo Barremiano—Albiano (Lehmann *et al.*, 1999). Las rocas sedimentarias cretácicas se encuentran bien representadas en varios estados del noreste de México, particularmente en Nuevo León.

La Formación Cupido aflora en gran parte del noreste de México, se desarrolló durante el Cretácico Temprano como depósitos de plataforma carbonatada a través de depósitos cíclicos de baja amplitud y alta frecuencia (parasecuencias), generados durante una regresión marina generalizada que expuso la plataforma a erosión subaérea (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali, 1977; Lehmann *et al.*, 1998; Lehmann *et al.*, 2000). Se limita en la base por la Formación Taraises, una superficie de máxima inundación, y en la cima por la Formación La Peña y otra superficie de máxima inundación cerca del contacto entre ambas, esta última registra el ahogamiento de la Plataforma Cupido (Goldhammer y Johnson, 2001; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Eguiluz de Antuñano, 2011). Se correlaciona con la plataforma Sligo-Husson del subsuelo de Texas, EE.UU. La localidad tipo de la Formación Cupido se ubica en el cañón El Mimbres, al sureste de Torreón, Coahuila (Imlay, 1937). En la mayoría de las ocasiones, la Formación Cupido corona las crestas de las sierras formadas por los flancos de anticlinales con núcleos y charnelas erosionadas. Mientras que cuando no se encuentra erosionada, la Formación Cupido se presenta coronando las crestas de los anticlinales de la parte norte de la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1985).

Una de las características más fundamentales de esta formación, es la presencia de facies arrecifales, facies perimareales y facies restringidas que se han desarrollado en diferentes áreas del noreste de México. La presencia de estas facies en los afloramientos estudiados permite estudiar la evolución de la progradación de la Formación Cupido, así como el desarrollo e implicaciones de los paleoambientes en los que se establecieron.

1.2 Área de estudio

En este trabajo el área de estudio comprende varios afloramientos de la Formación Cupido, dispuestas alrededor del Bloque de Coahuila. Las localidades estudiadas son La Muralla, Potrero Chico, Potrero de García, La Huasteca y Puerto México (Fig. 1), todas las localidades tienen acceso directo o indirecto a través de la carretera federal número 57 (Carretera Panamericana en México), en conexión con diversas vías de jurisdicción federal, estatal y municipal.

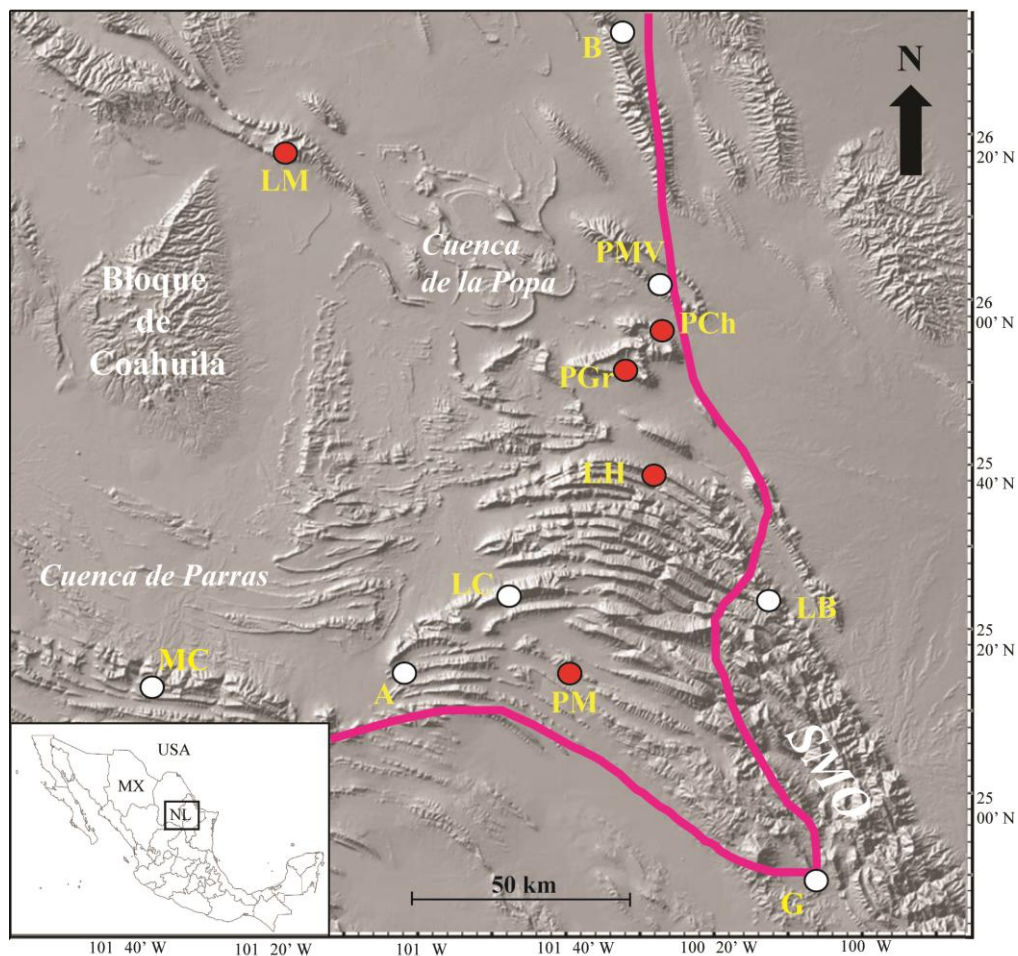


Figura 1. Vista general del noreste de México con afloramientos representativos de la Formación Cupido en círculo blanco y las localidades en este estudio en círculo rojo. (SMO) Sierra Madre Oriental, (A) Sierra de Arteaga, (G) Galeana, (PGr) Potrero de García, (PM) Puerto México, (LM) La Muralla, (PCh) Potrero Chico, (PMV) Potrero Minas Viejas, (B) Bustamante, (LB) La Boca, (LC) Los Chorros, (LH) La Huasteca y (MC) Cañón Mimbres. La línea rosa representa la disposición del borde de plataforma de La Formación Cupido según Wilson, (1999).

La localidad La Muralla (LM) se localiza en el estado de Coahuila (Fig. 2), a un costado de la carretera federal número 57 en el kilómetro 120 en el tramo Saltillo-Monclova ($26^{\circ}18'14''\text{N}$; $101^{\circ}20'43''\text{O}$). El afloramiento documentado se encuentra en el flanco sur del anticlinal de La Gavia. La parte basal de la sección estudiada se encuentra dentro del Área Geoestadística Municipal (AGEM) del municipio Castaños y la parte superior pertenece al AGEM del municipio de Ramos Arizpe, tal como lo marca la división política municipal delineada por el Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI) y que puede ser consultado en www.inegi.org.mx.

Otro acceso a la localidad es a través de la carretera federal número 53 Monterrey-Monclova, hasta la intersección con la 57 y posteriormente retornarse aproximadamente 46 kilómetros con dirección a Saltillo. El afloramiento se encuentra a 70 kilómetros de Monclova, 120 kilómetros de Saltillo y 210 kilómetros de Monterrey.

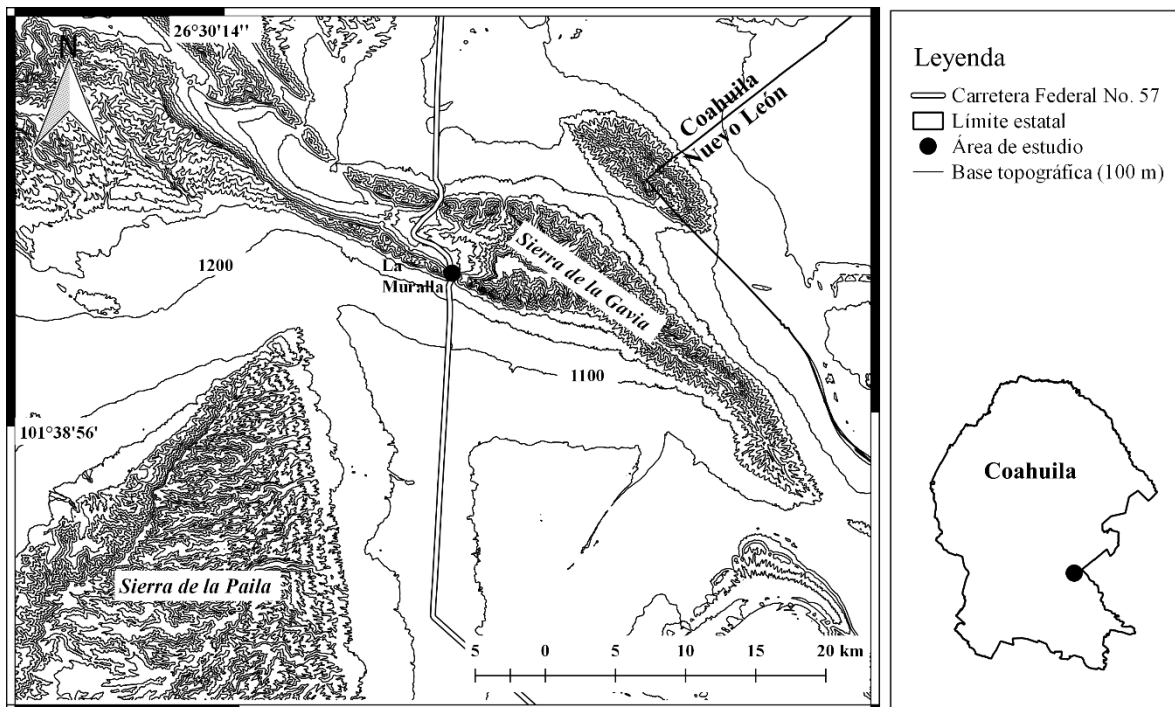


Figura 2. Ubicación de la localidad La Muralla, Sierra de la Gavia, Coahuila.

Potrero Chico (PCH) es un parque ecológico ubicado en el municipio de Hidalgo dentro del estado de Nuevo León (Fig. 3). La Principal vía de acceso al municipio es a través de la carretera federal número 53. Hidalgo se encuentra a 43 kilómetros del centro de la

ciudad de Monterrey. El afloramiento estudiado se localiza a un costado de la carretera Antiguo Camino a Potrero Chico ($25^{\circ}57'01''\text{N}$; $100^{\circ}28'33''\text{O}$), en la parte norte de la Sierra del Fraile.

En la parte sur de esta estructura se encuentra Potrero de García (PGr), dentro del municipio de García (Fig. 3). El acceso a esta localidad es a través de la carretera federal 40, entronque con la carretera estatal Humberto Castillo Martínez, hasta el camino estatal a Grutas de García ($25^{\circ}50'47''\text{N}$; $100^{\circ}31'51''\text{O}$).

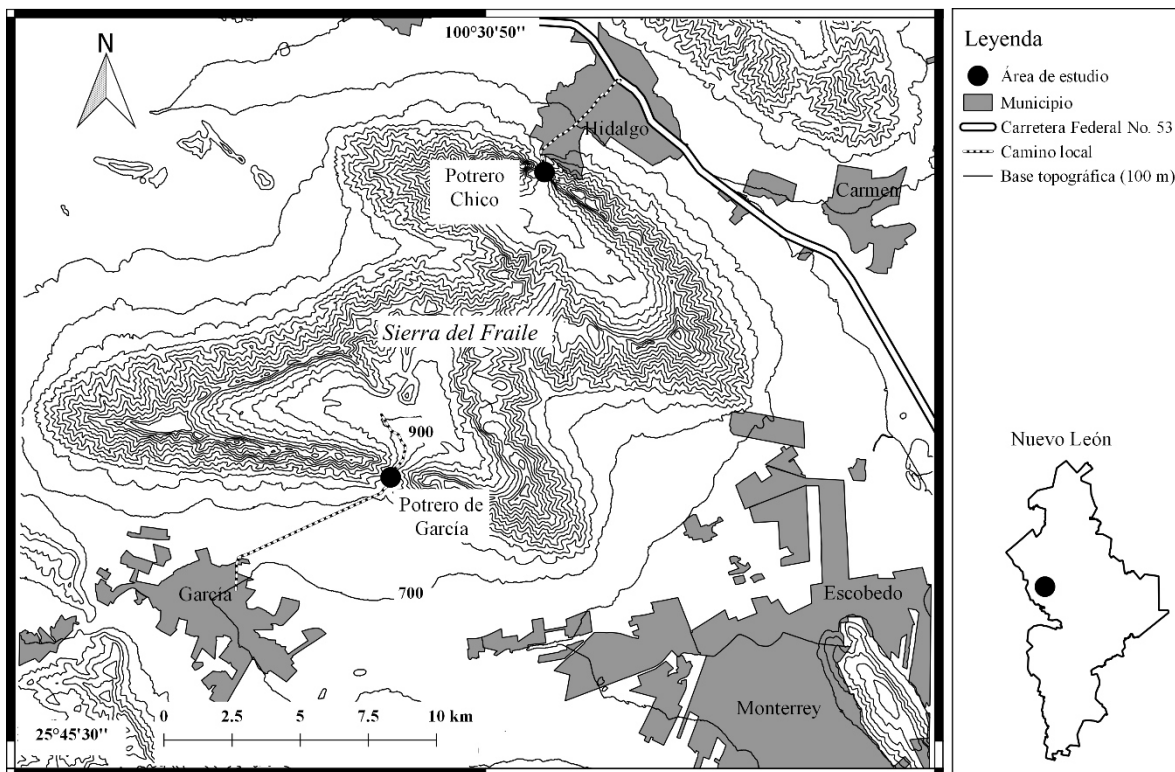


Figura 3. Sierra del Fraile y acceso principal a las localidades Potrero Chico en el norte de la estructura y Potrero de García hacia la parte centro-este del estado de Nuevo León.

La localidad La Huasteca (LH) se ubica dentro del parque estatal La Huasteca y el Parque Nacional Cumbres de Monterrey (Fig. 4). Está ubicada en el municipio de Santa Catarina, su acceso es a través del eje metropolitano número 20 sobre el camino hacia la Presa Rompe Picos en el flanco sur del Anticlinal de Los Muertos ($25^{\circ}37'14''\text{N}$; $100^{\circ}27'33''\text{O}$). Geológicamente forma parte del área norte de la Curvatura de Monterrey, caracterizada por sus pliegues apretados y simétricos, con planos axiales casi verticales que

varían en longitud de 15 a 60 kilómetros aproximadamente (Padilla y Sánchez 1985), formando un arco cóncavo hacia el sur.

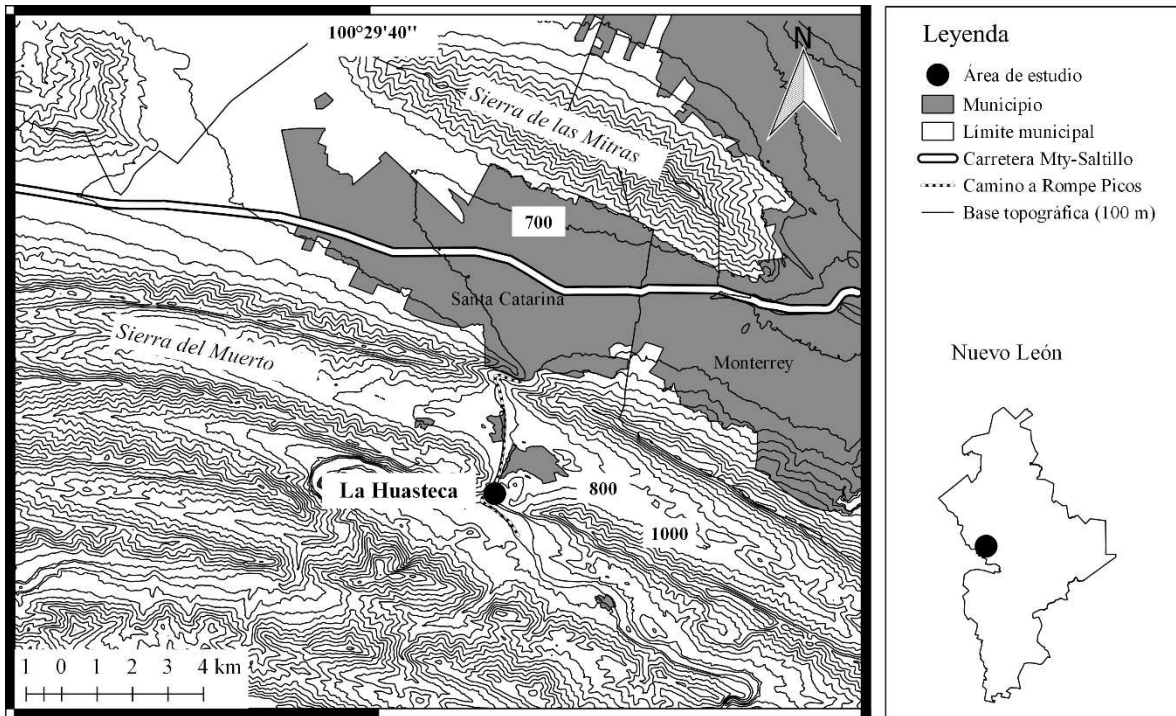


Figura 4. Ubicación de la localidad La Huasteca, en el área norte de la Curvatura de Monterrey.

La localidad Puerto México se localiza a 123 kilómetros de la ciudad de Monterrey (Fig. 5). Se ubica en el acceso al ejido Puerto México en el kilómetro 200 de la carretera federal número 57 en el tramo Saltillo-Matehuala ($25^{\circ}11'23''N$; $100^{\circ}42'33''O$). Se ubica dentro del Área Geoestadística Municipal de Galeana, a 1.6 kilómetros lineales de la guardarraya entre Galeana (Nuevo León) y Saltillo (Coahuila). Geológicamente se encuentra en el área sur de la Curvatura de Monterrey, la cual consiste principalmente de anticlinales y sinclinales apretados, recostados, la mayoría asimétricos con una vergencia general hacia el noreste. Consiste de 32 anticlinales mayores. La gruesa secuencia de yesos, terrígenos y clásticos del Jurásico Superior, así como los cuerpos arrecifales del Cretácico Inferior de la Formación Cupido, fueron las rocas que experimentaron mayor influencia en las variaciones de formas de los pliegues (Padilla y Sánchez, 1985).

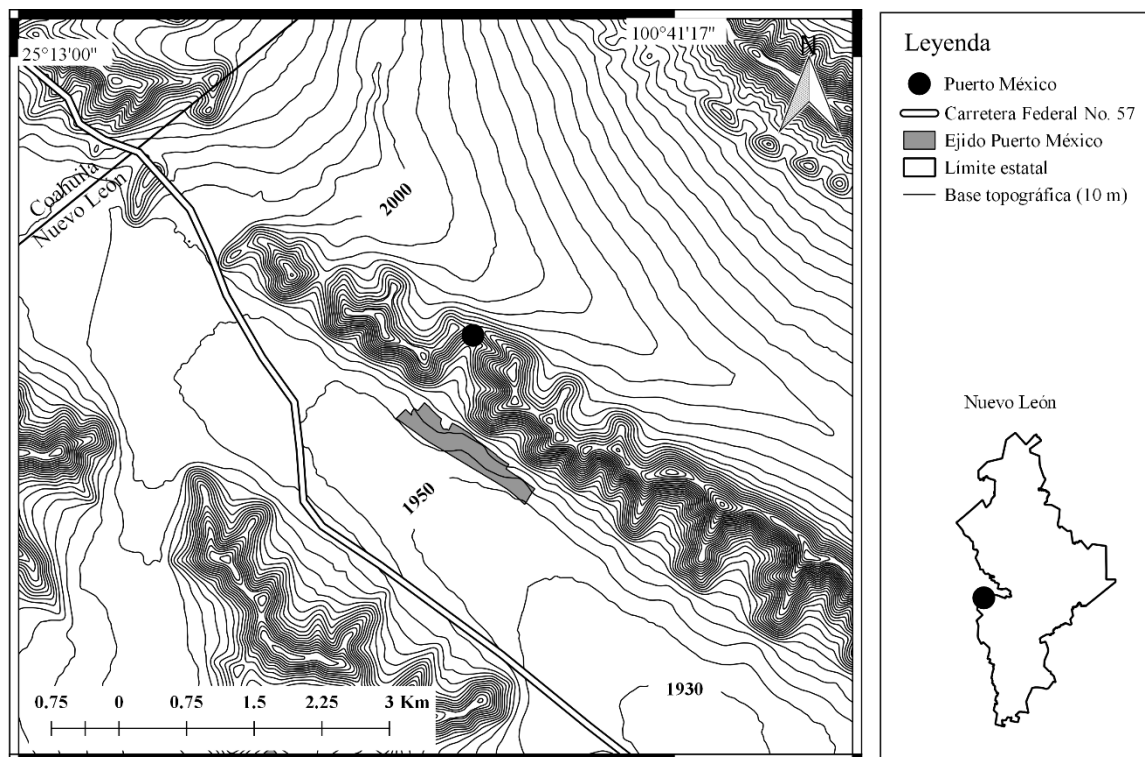


Figura 5. Ubicación de la localidad Puerto México, municipio de Galeana, Nuevo León.

Adicionalmente a las localidades estudiadas, se realizaron otras visitas de reconocimiento en tres localidades: Los Chorros en el estado de Coahuila, que se ubica sobre la carretera de cuota Saltillo-Matehuala sobre el kilómetro 230 (25°23'10"N; 100°47'49"O), Cañón de Mireles en Rayones (25° 2'18"N; 100° 3'31"O) y Brownsville en Galeana (24°48'1"N; 100° 2'42"O), y Rompe Picos (25°33'26"N; 100°23'47"O), ubicado alrededor de 12 kilómetros hacia el sur, de la localidad La Huasteca. La primera localidad mencionada se encuentra en el estado de Coahuila, las tres siguientes en Nuevo León.

Todas las localidades tienen accesos directos a través del Sistema de Carreteras Federales de México, siendo la carretera federal número 57 la que presenta el acceso principal a todas las áreas estudiadas (Fig. 6).

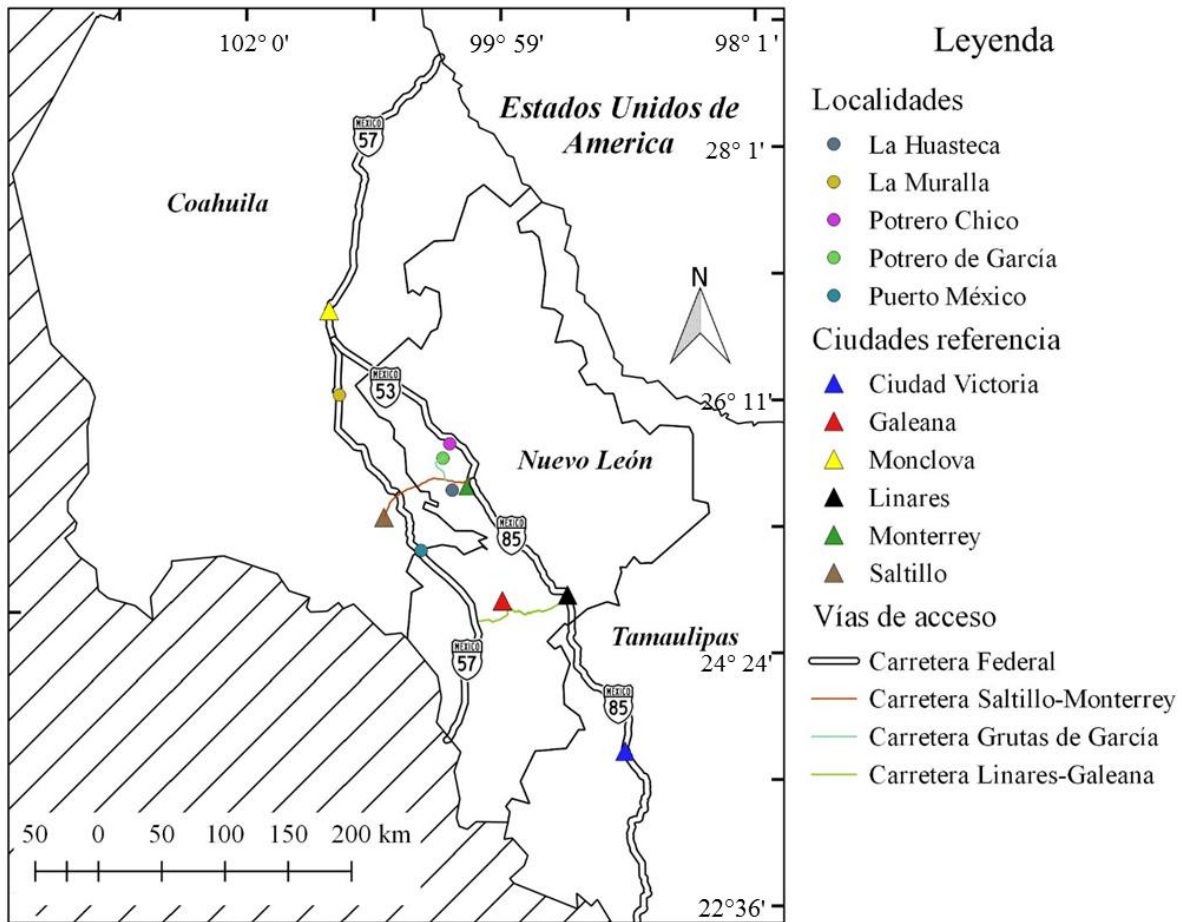


Figura 6. Croquis que muestra las vías de acceso a las localidades estudiadas en al presente tesis.

1.3 Antecedentes

Imlay (1937) documentó a la Formación Cupido en un artículo titulado *Geology of the Middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico*, en donde utilizó el término informal “caliza Cupido” para describirla como estratos gruesos medios y delgados de calizas no fosilíferas limitadas por las formaciones Taraises en la base y La Peña en la cima. Asignó como localidad tipo a la pared norte del Cañón El Mimbres, ubicado al sureste de la ciudad de Parras de la Fuente, Coahuila, tomando su nombre de la Sierra Cupido a la cual pertenece. En la descripción de Imlay (1936), se menciona la presencia, en algunas capas, de pequeñas concreciones cilíndricas de pedernal gris claro.

Trece años después, Humphrey (1949), usó el término “Formación” para, la entonces llamada, Caliza Cupido en el área de la Sierra de los Muertos, además de añadirle la característica de poco fosilífera. La descripción de Cupido cambió desde no fosilífera a poco fosilífera y eventualmente la presencia de fósiles se convirtió en alguna de las características más particulares de esta formación, especialmente para el noreste y este del Bloque de Coahuila.

En 1977 fueron presentados dos trabajos sumamente importantes para Cupido. Conklin y Moore (1977) dividieron a Cupido en 6 unidades (A – F). Entre ellas documentaron la presencia de brechas de colapso, bioturbación, corales, laminaciones, rudistas, nódulos de calcita antes evaporita, estromatopóridos y una disposición de arrecifes en una especie de banda controlada por el Bloque de Coahuila. Wilson y Pialli (1977) nombraron informalmente unidad “Cupidito” a la unidad F de Conklin y Moore (1977), caracterizada por depósitos carbonatados transgresivos que ocasionalmente están desarrollados sobre una brecha de Colapso asociada a una exposición sub-aérea.

Zwanziger (1978) propuso que la parte fosilífera de Cupido, al este del Bloque de Coahuila, debería ser nombrada Complejo Arrecifal de Cupido. En ese mismo año (1978) se reconoció la presencia de gas en desarrollos arrecifales de la Formación Cupido mediante la perforación del pozo Totonaca-1 en el área de Laredo, Tamaulipas por parte de Petróleos Mexicanos (Echanove, 1986).

Algunos de los trabajos más importantes en esta formación fueron realizados por Lehmann *et al.* (1998). Dichas investigaciones propusieron que la presencia de ciclos de alta frecuencia y baja amplitud presentes en Cupido estuvieron controlados por cambios climáticos globales derivados de variaciones en el ciclo de Milankovitch. También reconocieron que, en el margen este del Bloque de Coahuila, se desarrollaron la facies arrecifales de Cupido, mientras que en el sur del mismo, la facies formadas fueron bancos de *grainsotone* de alta energía.

Lehmann *et al.* (1999) sugirieron que el margen arrecifal de rudistas, al este del Bloque de Coahuila, gira hacia el oeste en el área de Monterrey convirtiéndose en bancos semi-continuos de *grainstone*, y reconocieron al sotavento del margen de esta formación, como una plataforma lagunar amplia y plana que se extendió hacia el noroeste del Bloque de Coahuila.

Wilson (1999) realizó una revisión de la disposición de esta banda de parches arrecifales. Para el área de Saltillo-Monterrey-Galeana proponiendo un efecto telescópico de esta formación derivado de la deformación de la Orogenia Larámide. Lehmann *et al.* (2000) sugirieron que parte de las secuencias estratigráficas en Cupido pueden estar condicionadas por eventos globales, mientras que otras pueden estar relacionadas con eventos más regionales.

Murillo-Muñetón y Dorobek (2003) propusieron que la presencia de montículos de lodo (*mud mounds*) en la base de Cupido en el Cañón de Bustamante, estaría asociado a un perfil de depósito de rampa carbonatada de bajo ángulo, heredada del depósito de la Formación Taraises y que con el tiempo evolucionó a una plataforma del tipo bordeada.

Barragan-Manzo y Díaz-Otero (2004) sugirieron que esta formación está cubierta por un evento transgresivo denominado localmente evento Gargas y, regionalmente, evento Selli caracterizado por la Formación La Peña. Guzzy-Arredondo *et al.* (2007) identificó cuerpos irregulares masivos dolomitizados que pudieron haberse generado por la percolación de salmuera a través de la Formación La Virgen lateralmente hasta la Formación Cupido.

Eguiluz de Antuñano (2011), mencionó que la unidad Cupidito representa los depósitos de un tracto transgresivo, la cual conlleva una retrogradación de la secuencia carbonatada posicionando a Cupidito sobre la Formación La Virgen en la Cuenca de Sabinas. Núñez-Useche y Barragán-Manzo (2012) apuntaron que la Unidad Cupidito registra el inicio del ahogamiento de la plataforma Cupido.

La caracterización de la Formación Cupido ha estado bajo constante evolución, desde las primeras descripciones de Imaly (1937, 1940), esta depende profundamente de su ubicación con respecto del Bloque de Coahuila. Con base en los estudios previos, los cuales se complementan con publicaciones informales como tesis, resúmenes en congresos, memorias de congresos y simposios, se presenta la caracterización de Cupido de la siguiente manera:

La Formación Cupido está limitada en la base por la Formación Taraises y en la cima por la Formación La Peña. Se compone de calizas grises de estratificación media a gruesa. La facies más características, son horizontes arrecifales (compuestos por rudistas caprinidos y requiénidos, corales, estromatopóridos y fragmentos de moluscos) ubicados en diferentes niveles estratigráficos. Esta, hacia la parte superior, desarrolla un tracto transgresivo que da

inicio al ahogamiento de la plataforma Cupido, este es conocido como unidad Cupidito y se caracteriza por estar limitado en la base por brechas de colapso y en la cima por una superficie de máxima inundación.

Torres de la Cruz *et al.* (2018) propusieron que la instauración de la base de Cupidito, produjo una progradación de la franja de parches arrecifales con dirección a la cuenca que controló la generación estas facies en Galena y Puerto México, Nuevo León.

La edad de Cupido fluctuó en la base entre Hauteriviano y Barremiano, mientras que la parte superior ha sido ubicada en el Aptiano temprano; sin embargo, la controversia ha continuado con respecto a su base. En la Tabla I se enlistan las edades que han sido publicadas.

Tabla I. Edades reportadas para la Formación Cupido. (Parte I). Tres asteriscos señalan la no determinación bioestratigráfica de la base o la cima.

Localidad	Base	Cima	Basado en	Referencia
Cañón Mimbres (Parras, Coah.)	Hauteriviano superior	Barremiano	Posición estratigráfica	Imlay, (1937)
Noreste de México	Barremiano	Aptiano inferior	Posición estratigráfica	Conklin y Moore, (1977)
Área de Saltillo	Barremiano	Aptiano inferior	<i>Chofatella</i> , <i>Pseudocyclatnmina</i>	Wilson y Piali, (1977)
Pozo Vaquerías 2 (Cuenca de Burgos)	***	Barremiano al Aptiano Inferior	<i>Nannoconus truitti</i> , <i>N. minutus</i> , <i>N. steinmanni</i> , <i>N. elongatus</i> , <i>N. kamptneri</i> , <i>N. wassalli</i> , <i>N. colomi</i> , <i>Globochaete alpina</i> y <i>Microcalamoides diversus</i>	Cantú-Chapa, (1989)
Sierra de Lampazos-Sabinas (Mina La Pachona)	***	Aptiano inferior	<i>Procheloniceras</i>	Humphrey y Díaz, (2003)
Sierra de Parras	***	Barremiano superior a Aptiano inferior	<i>Saynoceras mexicanum</i> , <i>Parancyloceras</i> sp., <i>Ancyloceras</i> sp., y <i>Hemierioceras</i> sp.	Humphrey y Díaz, (2003) (reinterpretado de Imlay, 1936)

Tabla II. Edades reportadas para la Formación Cupido. (Parte 2).

Localidad	Base	Cima	Basado en	Referencia
Symon (San Juan de Gpe., Durango)	Barremiano inferior	***	<i>Pulchellia</i> y <i>Pseudohaploceras</i>	Humphrey y Díaz, (2003) (reinterpretado de Imlay, 1944)
Cañón de Bustamante (Bustamante, NL.)	Hauteriviano	***	<i>Vercosella winteri</i> y <i>Salpingoporella</i> cf. <i>annulata</i>	Murillo-Muñetón y Dorobek, (2003)
Cañón La Boca (Santiago, NL.)	Hauterivian superior	Aptiano inferior	<i>Conorotalites</i> , <i>Coskinolenoides</i> y <i>Caucasella hauterivica</i>	Ángeles-Villeda <i>et al.</i> , (2005)
Sierra del Rosario (Torreón, Durango)	***	Aptian inferior	<i>Chofatella decipiens</i> , <i>Debarina</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Nezzazatinae</i> , textuláridos, <i>Eggerella</i> sp., <i>Palorbitolina</i> cf. <i>lenticularis</i> , miliólidos.	Barragán-Manzo y Díaz-Otero, (2004)
Puerto México (Galeana, NL.)	***	Aptiano inferior- Aptiano superior	<i>Toucasia</i> , <i>Pseudotoucasia</i> , <i>Amphitriscoellus</i> , <i>Offneria</i> , <i>Douvillelia</i>	Torres de la Cruz <i>et al.</i> , (2018)

1.4 Justificación

Por mucho tiempo, las facies de la Formación Cupido han estado fuera del foco de investigación, en los últimos años las investigaciones en la Formación Cupido se han centrado en sus características cíclicas de depósito, así como los biocomponentes que le conforman (Lehmann *et al.*, 1998; 1999; 2000; Murillo-Muñetón *et al.*, 2003; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004).

Los últimos trabajos importantes en cuanto a la distribución geográfica de las facies de Cupido, fueron abordados por Wilson y Pially (1977) y Conklin y Moore, (1977). Recientemente, Wilson (1999), publicó un artículo en donde reconoció la variedad de la distribución del borde de plataforma de esta formación, asociándolo a la presencia de elementos paleoestructurales (Bloque de Coahuila) así como a corrientes marinas al momento del depósito.

La distribución de las facies de la Formación Cupido se ha asociado a la presencia del Bloque de Coahuila y en alguna medida a cuestiones paleoclimáticas, principalmente al sur del Bloque de Coahuila. Sin embargo, la visualización de otros factores que también controlen la instauración de sistemas carbonatados ha sido escasa. De igual manera, la documentación de las facies sedimentarias asociadas a la progradación y retrogradación de esta plataforma carbonatada ha sido, en la mayoría de las ocasiones, solo mencionada mas no debidamente documentada. En este sentido, el análisis de las secuencias perimareales aportarían datos importantes con respecto al desarrollo de la plataforma, tema que no ha sido abordado. Este trabajo basa su esencia en el análisis de la distribución de esta formación y las facies arrecifales y perimareales en el área de Saltillo-Monterrey-Galeana.

1.5 Hipótesis

El estudio de pequeñas variaciones de facies sedimentarias podría ser utilizado para inferir procesos de orden mayor como progradación, agradación, retrogradación y límites de secuencia. En este sentido, las facies perimareales, arrecifales y de circulación restringida presentes en la Formación Cupido, así como la biota relacionada a estas, son elementos que pueden ser utilizados para documentar la evolución que esta plataforma carbonatada ha experimentado.

1.6 Objetivos y Metas

1.6.1 Objetivo

Analizar el papel de las facies arrecifales y perimareales de la Formación Cupido, en la progradación y agradación de la Plataforma Cupido durante el Cretácico Temprano, para el borde sureste del Bloque de Coahuila.

1.6.2 Metas

- Medir por lo menos cinco columnas estratigráficas de las localidades La Muralla (LM), Potrero Chico (PCh), Potrero de García (PGr), La Huasteca (LH) y Puerto México (PM).
- Correlacionar columnas estratigráficas de la Formación Cupido.
- Elaborar descripción petrográfica de las facies más representativas en las áreas de interés.
- Elaborar un modelo de depósito para la evolución de la Plataforma Cupido en una sección esquemática.
- Reportar los hallazgos en forma de una publicación en una revista especializada en el área de rocas carbonatadas.

1.7 Materiales y Métodos

Se realizaron cinco levantamientos de columnas estratigráficas. En Puerto México, las características del afloramiento no permiten el levantamiento de una columna, por lo que se realizó utilizando correlación lateral en un cerro adjunto al afloramiento principal. Debido al buzamiento, el espesor real fue calculado a partir del espesor aparente medido sobre el transecto recorrido.

Debido al buzamiento subvertical que mantienen el resto de los afloramientos (LM, PCh, PGr, LH) no fue necesario realizar correcciones de espesor aparente. Para la documentación de las columnas estratigráficas se hizo uso de un GPS marca Garmin Etrex

10, una cinta métrica de 30 metros y cámara fotográfica marca SONY cybershot de 20 mega píxeles.

En la localidad La Huasteca, el levantamiento de la columna estratigráfica fue acompañado de la documentación de horizontes afectados por bioturbación, a través de mediciones del diámetro de las galerías.

En esta localidad también se levantó un Registro de Rayos Gamma Natural. En la localidad Potrero de García, se realizaron cuatro mediciones, una en la parte superior de Taraises y las tres restantes en la parte basal de Cupido.

Para ello se utilizó un Espectrómetro Diferencial de Rayos Gamma GRS-500 de Scintrex, Ltd. Para la obtención de los datos, el equipo se coloca sobre una cara de la roca, procurando que no existan espacios vacíos entre la parte inferior del equipo y la roca, procurando una superficie libre de polvo y de restos orgánicos, alejado, en medida de lo posible, de plantas (Fig. 7).

Se identificaron 36 puntos de muestreo que incluyeron la parte superior de la Formación Taraises y la parte inferior de la Formación La Peña, así como puntos dentro de la Formación Cupido. Los puntos de muestreo fueron obtenidos en intervalos de 30 metros (aproximadamente). En cada punto de muestreo, se obtuvieron diez datos por cada ventana de muestreo: ventana de Conteo Total (tc-1), ventana del Uranio (U), ventana del Torio (Th) y ventana del Potasio (K). Cada dato obtenido, representa el promedio de mediciones realizadas cada segundo durante diez segundos, es decir, se toma un valor cada diez segundos. Por lo que en cada punto de muestreo se recopilaban 40 datos. En 21 sitios se obtuvieron las cuatro ventanas de muestreo mientras que en 15 solo se tomaron diez mediciones en la ventana de Conteo Total. Dos datos fueron interpolados para completar el registro petrofísico. En total se obtuvieron 990 datos.



Figura 7. (A) Escintilómetro marca Scintrex. (B) modo de uso en campo.

Las unidades de Uranio, Torio y Potasio fueron obtenidas en Cuentas Por Segundo. Se utilizó la ecuación proporcionada por el fabricante para convertir estos valores en partes por millón (ppm) para el Torio y el Uranio y en porcentaje (%) para el Potasio (Ecuaciones 1, 2 y 3). Mientras que para convertir los valores de U, Th y K, a valores API (*American Petroleum Institute*) se utilizó la Ecuación 4.

Ecuación 1:

$$Th (ppm) = \frac{cpsTh - cps \text{ min } Th}{0.054}$$

Ecuación 2:

$$U (ppm) = \frac{(cpsU - cps \text{ min } U - \alpha) * (0.054) * (Th ppm)}{0.09}$$

Ecuación 3:

$$K (\%) = \frac{(cpsK - cps \text{ min } K - \beta) * (0.054) * (Th ppm - \gamma) * (0.09) * (U ppm)}{1.47}$$

Ecuación 4:

$$API = (4) * (Th ppm) + (8) * (U ppm) + (16) * (K ppm)$$

Dónde *cps Th*; *cps U* y *cps K* son los datos en unidades de cuentas por segundo que desean ser convertidos Th (ppm) y U (ppm) en partes por millón y K (%) en porcentaje.

Los valores *cps min Th*; *cps min U* y *cps min K*, corresponden a los valores mínimos obtenidos en las mediciones totales por cada ventana de muestreo en cuentas por segundo, en todos corresponde a cero.

Los valores α , β y γ representan constantes equivalentes a 1.28; 1.41 y 0.81, respectivamente, mientras que los valores numéricos son constantes numéricas proporcionadas por el fabricante.

Los valores de U, Th y K, fueron graficados contra espesor de la columna medida, en un solo carril. En este mismo carril se integraron los valores del diámetro medido en horizontes bioturbados. Estos valores representan el promedio de diámetro de las galerías en diferentes horizontes que presentan bioturbación. La finalidad de integrar todos los datos en un solo carril es la optimización fue la interpretación de la columna estratigráfica.

Se realizó un recálculo de valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con la finalidad de obtener paleotemperaturas en muestras obtenidas en 2012 en Puerto México, Potrero de García y La Huasteca. Para el cálculo se utilizaron las ecuaciones descritas en Erez y Luz (1983) y Anderson y Arthur (1983) y valores constantes de 4 para $\delta^{13}\text{C}$ y -2 para $\delta^{18}\text{O}$ para la línea base de carbonatos marinos en el Cretácico Temprano de Moldovanyi y Lohmann (1984). Con los valores de PDB (*Pee Dee Belemnite*) $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se generó una gráfica cruzada que incluye los campos isotópicos para origen de carbonatos descritos por Hudson, (1977) y Nelson y Smith, (1996).

El levantamiento de las columnas estratigráficas incluyó el muestreo de horizontes específicos de interés, principalmente en facies arrecifales y perimareales. Con estas muestras se generaron láminas delgadas en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL.

La petrografía de carbonatos se realizó con base en la clasificación de rocas carbonatadas de Duham (1962); se realizó en el laboratorio de paleontología de la FCT/UANL en un microscopio petrográfico marca Leika con una cámara digital acoplada marca MOTI-PLUS de 10 megapíxeles.

Otras muestras fueron fotografiadas en el microscopio petrográfico marca Primotech ZEISS con cámara acoplada, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. En algunas muestras se aplicó la técnica de tinción con rojo de Alizarina.

La bibliografía consultada en esta tesis se encuentra debidamente referenciada en el capítulo Bibliografía. Para su construcción se usó como base el estilo de citas de la *Geological Society of America Bulletin (GSAB)* a través del programa para el manejo y edición de citas bibliográficas Mendeley versión 1.19.4. Las normas editoriales referentes al estilo de citas utilizadas por la *GSAB* pueden ser consultadas en su página de internet (<http://www.geosociety.org>).

Capítulo 2: Conceptos Básicos



Al fondo, Ejido Puerto México

Capítulo 2: Conceptos Básicos	20	2.2.1 Introducción.....	38
2.1 Plataformas carbonatadas del Cretácico...	21	2.2.2 Espacio de acomodamiento.....	38
2.1.1 Introducción.....	21	2.2.3 Biota.....	39
2.1.2 El Cretácico: la mayor etapa de generación de plataformas carbonatadas.....	24	2.2.4 Clima.....	41
2.1.3 Plataformas carbonatadas cretácicas en México.....	26	2.3 Conceptos de estratigrafía de secuencias.....	42
2.1.4 Plataformas Cupido (Hauteriviano-Aptiano).....	28	2.3.1 Introducción.....	42
2.1.5 Plataforma Coahuila (Albiano inferior-Albiano superior).....	30	2.3.2 Límites de secuencias.....	43
2.1.6 Plataforma Valles-San Luis Potosí (Aptiano- Coniaciano).....	31	2.3.3 Tracto sistemas.....	43
2.1.7 La Plataforma de Tuxpan.....	33	2.4 Evolución de la biota arrecifal a través del tiempo geológico	47
2.1.8 Características como roca almacén.....	36	2.4.1 El concepto arrecife.....	47
2.2 Controles en el desarrollo de plataformas carbonatadas.....	38	2.4.2 Arrecifes a través del tiempo geológico.....	51

2.1 Plataformas carbonatadas del Cretácico en México

2.1.1 Introducción

Las plataformas carbonatadas se definen como sistemas sedimentarios abiertos con fronteras naturales en espacio y tiempo a través de las cuales existen flujos de energía y materia. El aspecto más distintivo en ellas es el rol predominante de los organismos en la producción, procesamiento y/o entrapamiento de sedimentos carbonatados (Insalaco *et al.*, 2000).

La amplia gama de factores inmiscuidos en el desarrollo de una plataforma carbonatada ha generado varias clasificaciones. Algunas toman en cuenta la geometría de la plataforma (Flügel, 2010), el origen de los carbonatos (precipitación biótica vs. abiótica) (Reijmer, 2016), y la configuración tectónica y del basamento (Bosence, 2005), entre otros.

En este sentido, la clasificación de plataformas carbonatadas más amplia y reconocida es la morfológica. Esta clasificación no debe ser confundida con el Modelo de Depósito de Facies Carbonatadas de Wilson (1975), el cual describe los ambientes de depósito en una plataforma carbonatada. La clasificación morfológica divide a las plataformas carbonatadas en 7 tipos:

- a) Plataforma bordeada (Ginsburg y James, 1974): Someras, planas peri-continentales (Fig. 8a). Borde exterior agitado por olas se caracteriza por la presencia de un anillo morfológico (barrera de arrecifes, bancos de arenas, islas) que absorben la energía de las olas y producen un quiebre pronunciado hacia aguas profundas. Los márgenes de plataforma bordeada, abarcan los márgenes acrecionados (de crecimientos verticales y laterales, poco escarpe e interdigitación de facies de pendiente y pie de pendiente), *bypass* (zonas de rápido crecimiento de carbonatos y con mantenimiento del espacio de acomodamiento entre sedimentación de agua somera y nivel relativo del mar) y erosionados (con erosión lateral en el escarpe que puede dejar ver estratificación perimareal truncada). Facies de alta energía ocurren predominantemente en el margen exterior de la plataforma. La extensión ronda desde unos cuantos hasta 100 km. Ejemplos modernos: Plataforma Queensland al este de Australia, Gran Barrera de Arrecifes, la plataforma del sur de Florida, la plataforma de Belice y Golfo de Suez.

- b) Plataforma no bordeada (Fig. 8b): Plataforma somera sin margen de barrera pronunciado. Se caracteriza por una circulación de agua abierta. El termino incluye “plataforma carbonatada abierta” al igual que rampa carbonatada. La extensión ronda desde unos cuantos kilómetros a más de 100 km. Ejemplos modernos: oeste de Florida, Yucatán, Brasil. Atlántico, es común en ambientes de agua fría.
- c) Rampa homoclinal (Read, 1982): plataformas someras, pericontinentales y epéiricas, caracterizadas por pendientes suaves y uniformes, profundizándose desde la zona costera de alta energía hasta facies más fangosas de aguas profundas, sin presentar quiebre marcado en la pendiente (Fig. 8c). El ángulo de la pendiente generalmente es $< 1^\circ$ variando algunos metros por kilómetro; sin embargo, puede existir un escalonamiento más profundo. La anchura varía entre 10 y > 100 km. Ejemplos modernos de rampas homoclinales se encuentran en las Costas Truciales del Golfo de Arabia y Bahía Tiburón (*Shark bay*) del oeste de Australia.
- d) Rampas carbonatadas distalmente escarpadas (Read, 1982): Son similares a las rampas homoclinales, pero presentan un incremento distinto en el gradiente de la región exterior de rampa profunda (Fig. 8d). Las dimensiones van de 10 a > 100 km de longitud. Ejemplos modernos se ubican en el noreste de Yucatán y el oeste de Florida.
- e) Plataforma epéirica (Shaw, 1964): Mares someros cubriendo áreas cratónicas bastante extensas y planas (Fig. 8e.). Dominada por facies de sub-marea e inter-marea y ciclos perimareales. El margen hacia el océano puede ser suave (tipo rampa), escalonado (tipo margen de plataforma) o bordeado. Tiene longitudes que rondan desde 100 hasta los 10,000 km. No existen buenos ejemplos modernos de plataformas epéiricas.
- f) Plataforma carbonatada aislada: Plataforma aislada o separada localizada costafuera de la plataforma continental y rodeada de aguas profundas (Fig. 8f). Los márgenes de plataforma se componen parcialmente de arrecifes y barras arenosas, la plataforma interior es de facies de baja energía y planicies de marea. La mayoría de las plataformas aisladas tienen márgenes escalonados y pendientes hacia aguas profundas a muy profundas. Las extensiones rondan entre los 10 y 100 km. Ejemplos modernos: Banco de las Bahamas, Arrecife Glovers de Belice.

g) Atolón oceánico: Es formado en volcanes sumergidos o extintos elevándose cientos o miles de metros desde el piso oceánico (Fig. 8g). Se caracteriza por el levantamiento de anillos arrecifales, pendientes exteriores escalonadas e isletas inferiores de corales encerrando lagunas someras y profundas con arrecifes en forma de pináculo. Las estructuras elípticas o circulares están rodeadas por aguas profundas de mar abierto. Los atolones varían en diámetro desde menos de 1 km. hasta más de 130 km. Ejemplos modernos: Islas Maldivas, Océano Índico. Común en el oeste y la zona central del Océano Pacífico.

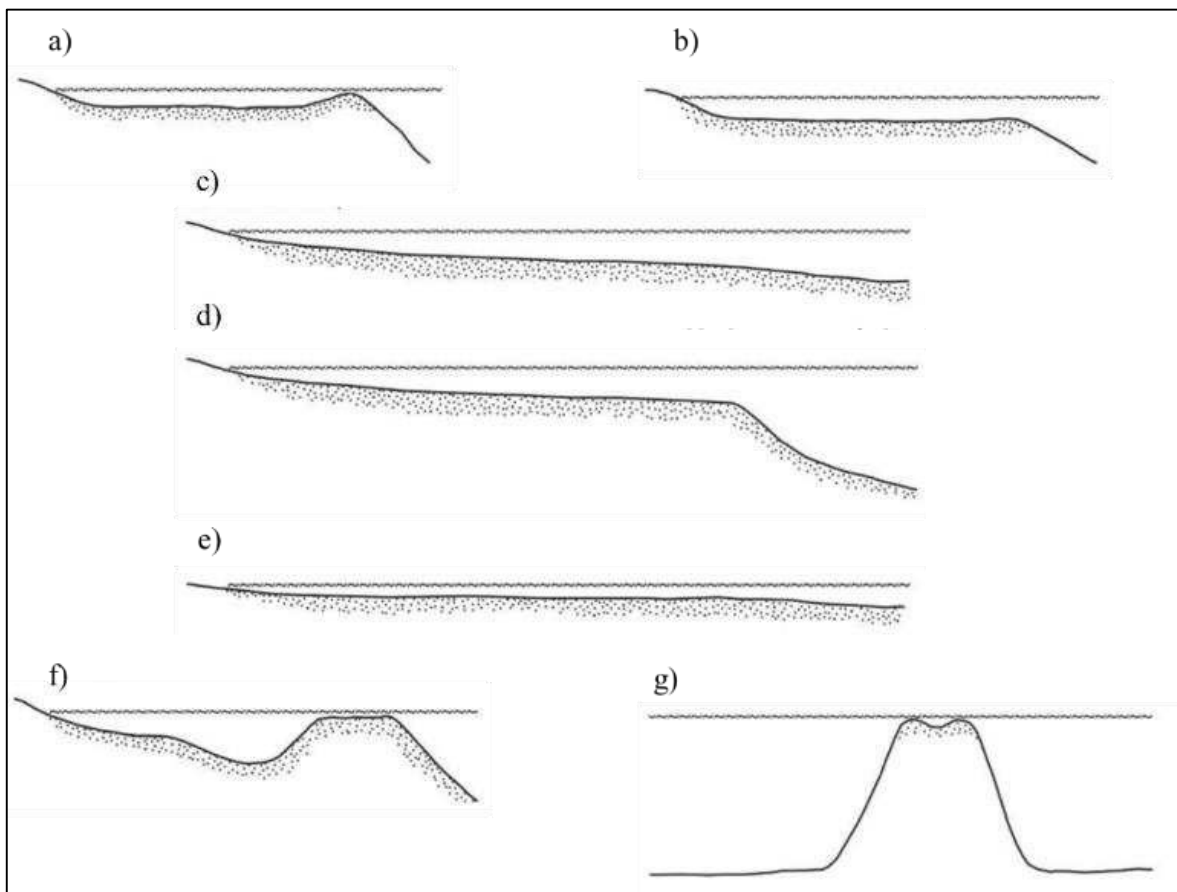


Figura 8. Clasificación de plataformas carbonatadas de acuerdo a su morfología. Tomado de Flügel, (2010).

El estudio de las plataformas carbonatadas es de gran importancia en la industria de los hidrocarburos y de la explotación de materiales para construcción. La primera busca zonas de alta porosidad en las facies de depósito, por ejemplo en facies arrecifal o brechas

sedimentarias, que presenten potencial almacenador. La segunda aprovecha las propiedades de las rocas carbonatadas para la fabricación de cemento y materiales para construcción.

Actualmente, la plataforma de Yucatán es un ejemplo de plataforma abierta. El Banco Chinchorro de la Barrera de Arrecifes Maya es un ejemplo de una plataforma tipo atolón y a la vez una plataforma bordeada (Fig. 9). En el pasado, el noreste y centro de México estuvieron dominados por diversos sistemas carbonatados de los cuales actualmente se extrae hidrocarburo y material para construcción.

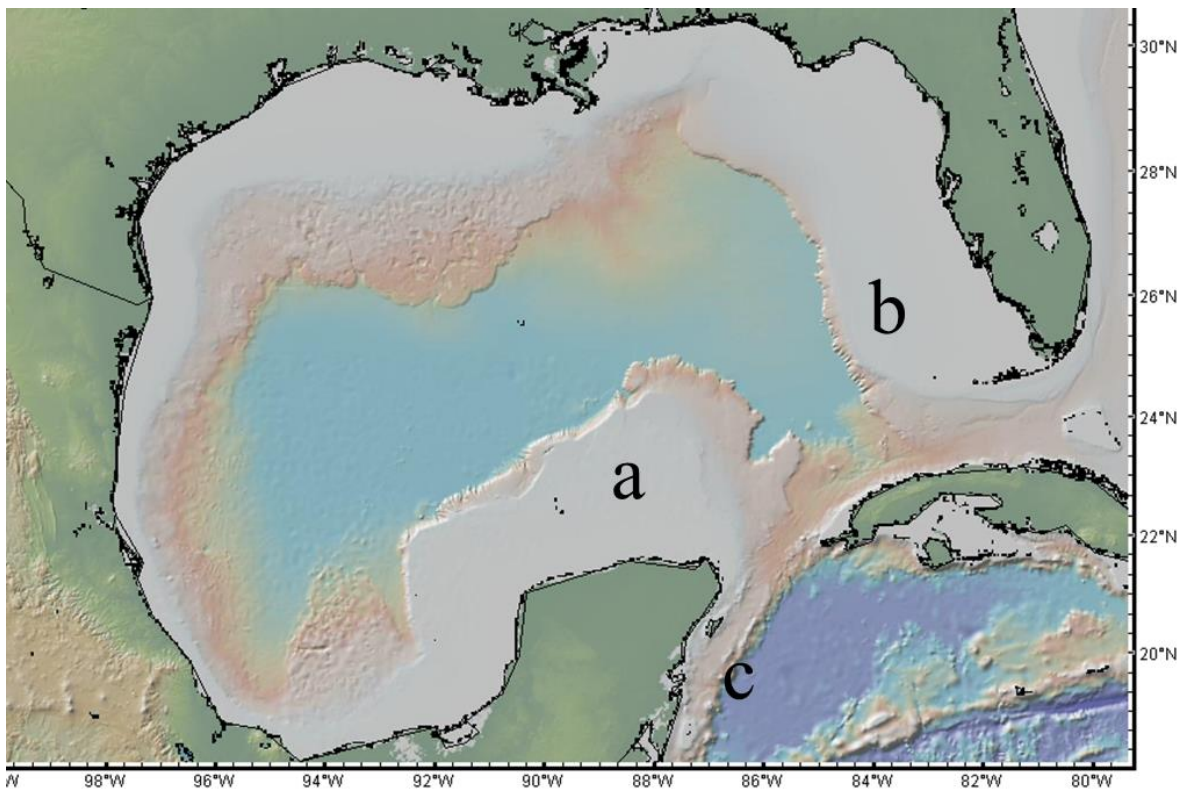


Figura 9. Ejemplos actuales de plataformas carbonatadas. a) plataforma abierta de Yucatán. b) Plataforma distalmente escarpada de Florida. c) sistema de barrera de arrecifes de la rivera maya (México-Belice).

2.1.2 El Cretácico: La mayor etapa de generación de plataformas carbonatadas

Se cree que la intensa tasa de dispersión del piso oceánico, así como el vulcanismo asociado fueron los principales factores responsables del aumento de las concentraciones de CO₂ atmosférico, lo que conllevó al aumento en la temperatura superficial durante gran parte

del Cretácico, lo que eventualmente se tradujo en el desarrollo de extensos sistemas de plataformas carbonatadas (Kelly, 2003; Bice *et al.*, 2006; Hay, 2011).

Estos desarrollos carbonatados estuvieron limitados por los llamadas Eventos Anóxicos Oceánicos (EAOs), considerados crisis en el ciclo del carbono (Fig. 10), lapsos de tiempo corto (<1Ma), durante los cuales el desarrollo de plataformas carbonatadas se vio comprometido, generándose secuencias arcillosas en varias partes de México (Núñez-Useche *et al.*, 2014).

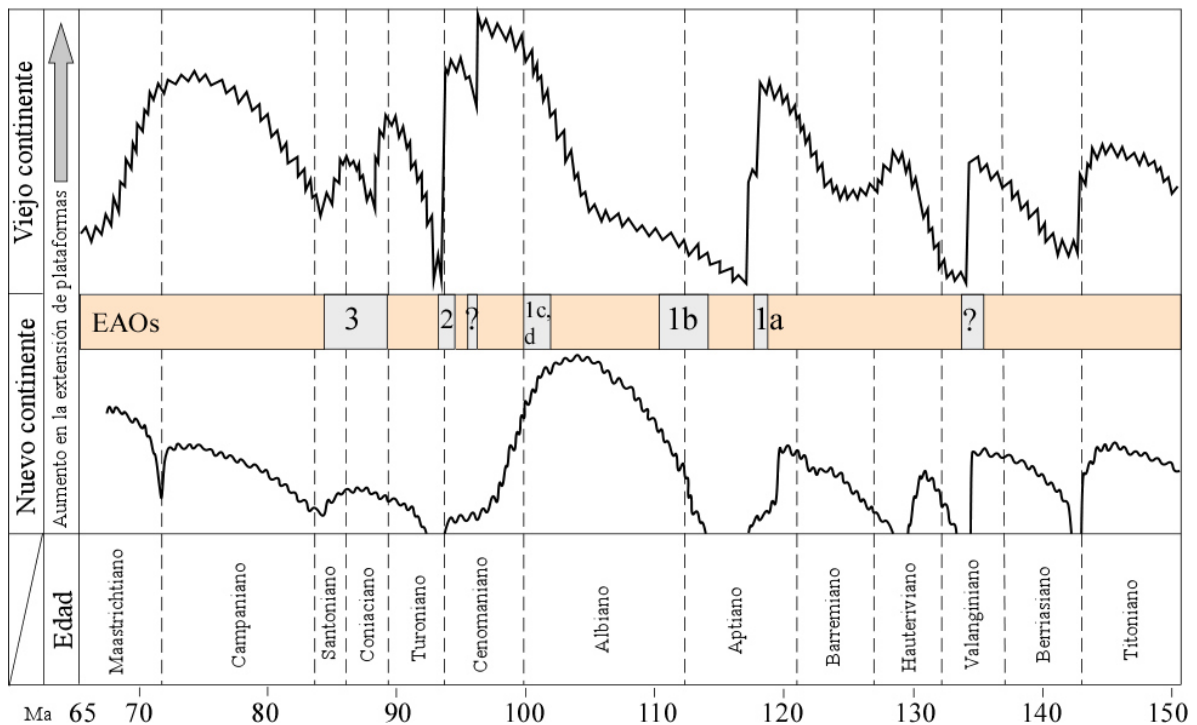


Figura 10. Variación en el desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Cretácico y Eventos Anóxicos Oceánicos. Modificado de Skelton (2003).

Durante el Cretácico se generaron extensos sistemas de plataformas carbonatadas a lo largo de los márgenes del océano Tetis (Fig. 11), a esta zona también se le conoce como Dominio del Tetis (Coogan, 1977). En su margen este, algunos de estos sistemas están representados por las plataformas Cupido y Comanche (Formación Sligo), mientras que en Europa, la Plataforma Carbonatada Urganiana (ESE de Francia) fue ahogada en el Aptiano temprano por lutitas negras pelágicas en el EAO1a y son sobrelapadas por la Formación Garschella (Huck *et al.*, 2011).

Hacia el sur, el grupo Cogollo (formaciones Apón, Lisure y Maraca) constituye el sistema de plataformas carbonatadas más grande en el noroeste de Sudamérica (Méndez-Dot *et al.*, 2015), el evento Selli EAO1a en esta cuenca se presenta como niveles pelágicos y hemipelágicos del miembro Machiques de la Formación Apón del Aptinano temprano.

Por otro lado, a diferencia de las plataformas americanas y europeas, la Plataforma Arábica, en el oeste (Neo-Tetis) no fue afectada por el ahogamiento de plataformas del Aptiano, pero sí presenta el registro del OAE1a en algo que se ha denominado un Intervalo de Máxima Inundación (Vahrenkamp, 2010).

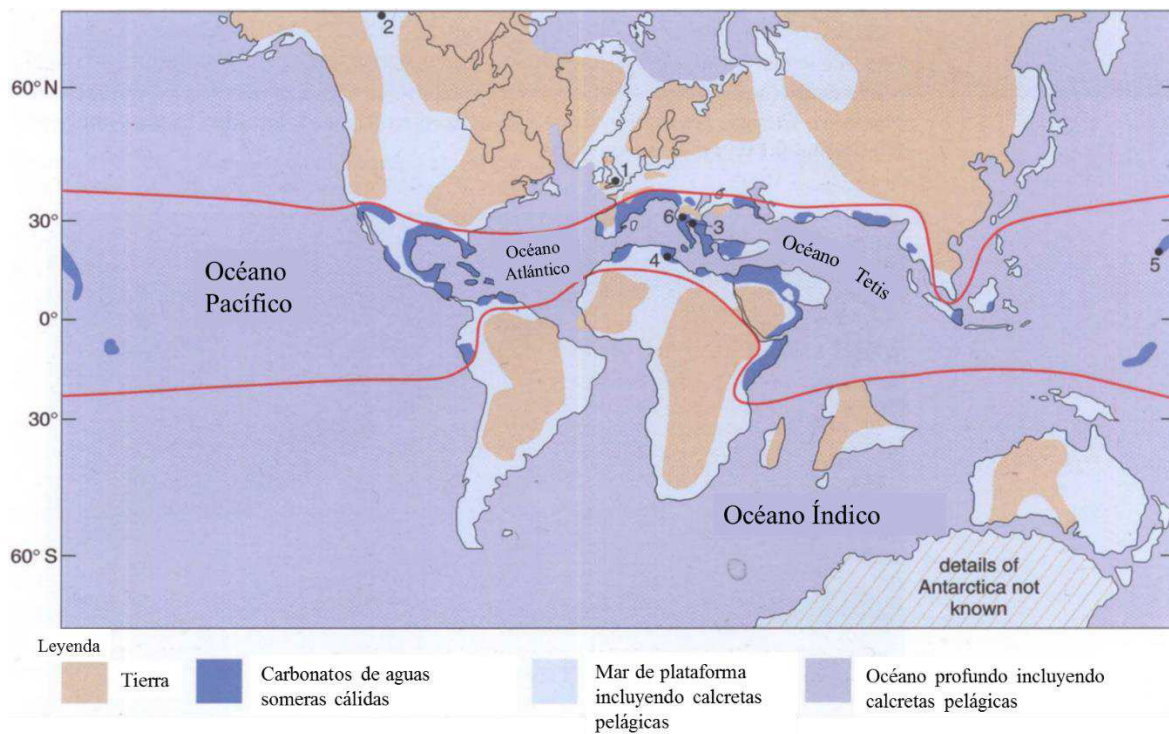


Figura 11. Reconstrucción paleogeográfica aproximada durante el Cretácico mostrando la distribución de plataformas carbonatadas y cuerpos arrecifales en el dominio del Tetis. Modificado de Skelton (2003).

2.1.3 Plataformas carbonatadas cretácicas en México

En México las plataformas carbonatadas más importantes son: Cupido, El Doctor, Cordoba, Coahuila, Valles-San Luis Potosí y Tuxpan (Fig. 12). En algunas de ellas se desarrollaron complejos arrecifales que han sido explotados con éxito por parte de la compañía PEMEX. Tal es el caso de la Formación Cupido, la Formación El Abra y los

depósitos de la Faja de Oro, que ha producido hidrocarburos desde 1908 (Oviedo-Pérez, 2017).

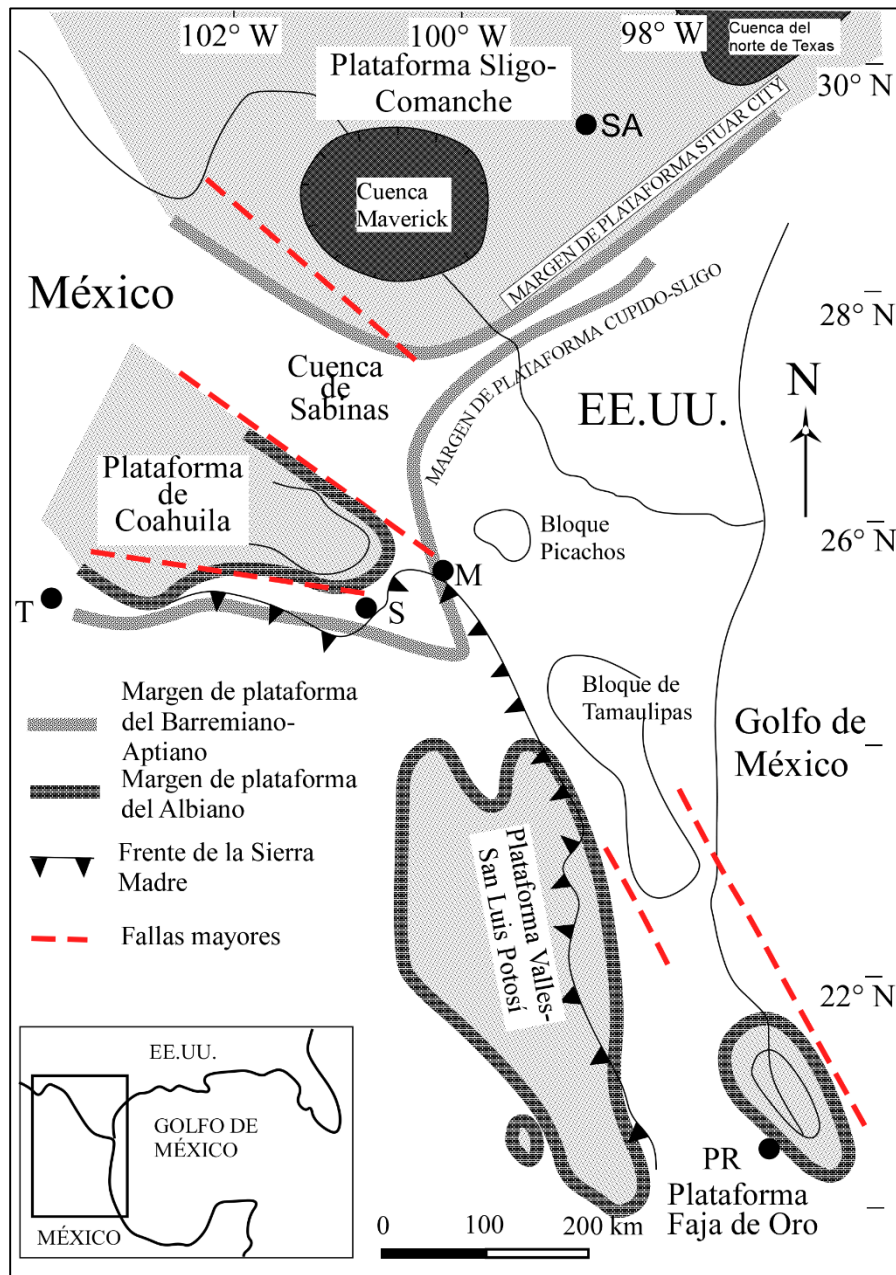


Figura 12. Principales plataformas del Cretácico Temprano en México y sur de Texas. Modificado de Lehmann *et al.* (1999). T = Torreón; S = Saltillo; M = Monterrey; SA = San Antonio y PR = Poza Rica.

Después de la apertura del Golfo de México, enmarcada por las etapas de *rifting* y *drifting* (Goldhammer *et al.*, 1991), el movimiento horizontal de las placas tectónicas había

terminado y la subsidencia tectónica del margen pasivo del noreste de México experimentó una desaceleración (Goldhammer *et al.*, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001). Durante el Berriasiano, esto generó amplias cuencas sedimentaras limitadas por bloques fallados dispuestos en la Provincia del Golfo de México (Goldhammer, 1999).

Entre las cuencas más importantes se encuentran: Sabinas, Fosa o canal de Monterrey, Cuenca Mesozoica del Centro de México y Tampico-Misantla. Aunado a la generación de dichas cuencas, el comienzo del episodio Cretácico de enfriamiento cortical durante el Berriasiano, generó espacio de acomodamiento para la entrada de agua marina. En un principio, esto impulsó el desarrollo de facies marino-marginales clásticas alrededor de altos estructurales que cambian a facies distales y arcillosas hacia adentro de la cuenca y posteriormente a secuencias evaporíticas (Goldhammer y Johnson, 2001). Estas secuencias componen la base de las plataformas carbonatadas durante el Cretácico Temprano en esta región.

2.1.4 Plataformas Cupido (Hauteriviano-Aptiano)

En el noreste de México las cuencas más importantes son la Cuenca de Sabinas, Cuenca de Parras y la Fosa de Monterrey. El desarrollo de ellas fue controlado por la instauración del Bloque de Coahuila. Alrededor y sobre este, se desarrollaron las dos plataformas carbonatadas más importantes durante este período de tiempo, la Plataforma Cupido y la Plataforma Coahuila, ambas representadas por las formaciones Cupido y Aurora, respectivamente (Figs. 13 y 14).

La Plataforma Cupido se desarrolló entre el Bloque de Coahuila y un margen arrecifal hacia el este del mismo (Lehmann *et al.*, 1999; Wilson, 1999), que cambia a barras oolíticas hacia el margen sur (Lehmann *et al.*, 2000). La plataforma esta integrada por la Formación Cupido, desarrollada durante el Cretácico Temprano en el noreste de México (Imlay, 1937).

Se define, como depósitos de carbonatos de plataforma. Esta compuesta por 6 unidades que representan el establecimiento de diferentes facies de depósito dentro de una plataforma carbonatada (Conklin y Moore, 1977).

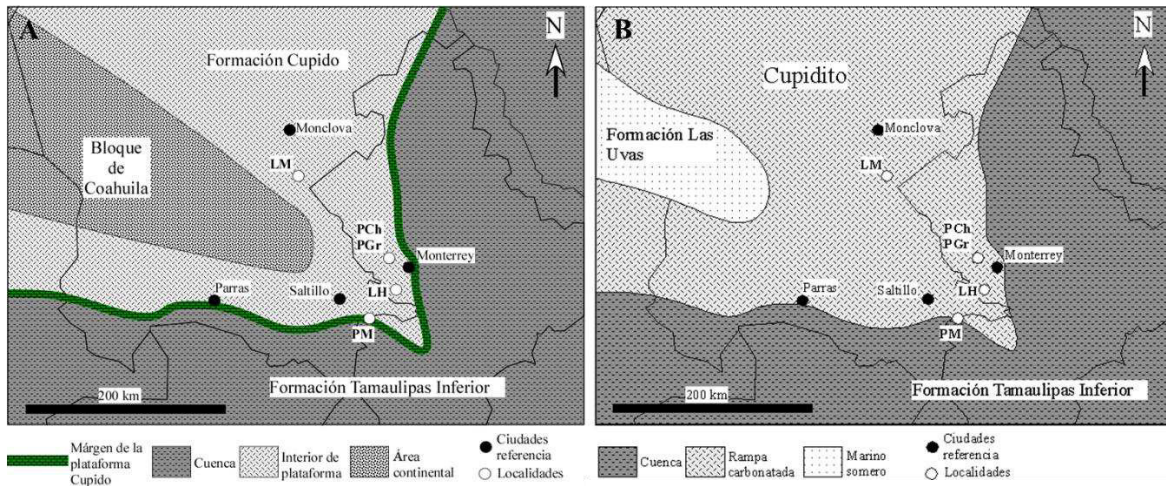


Figura 13. Distribución de la plataforma carbonatada Cupido alrededor del Bloque de Coahuila para el Barremiano Tardío (Izq.) y Aptiano medio-tardío (dcha.). Modificado de Lehmann *et al.* (1999).

La Formación Cupido se desarrolló sobre la Formación Taraises (Berriasiano–Valanginiano), siendo la primera formación de ambiente profundo en el Cretácico en el noreste de México (Goldhammer y Johnson, 2003; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). De ella heredó la configuración de rampa carbonatada en la base; sin embargo, evolucionó a una plataforma bordeada por un complejo arrecifal semicontinuo (Lehmann *et al.*, 1999; Murillo-Muñetón y Dorobek, 2003) que progradó y agradó hacia la cuenca durante el Barremiano derivado de una regresión marina, lo que coincide con un descenso relativo del nivel del mar global a los 124 Ma (Ogg *et al.*, 2004).

Eventualmente, la regresión marina expuso la Plataforma Cupido, esto generó brechas de colapso a partir de las cuales comenzó una transgresión marina que depositó carbonatos lagunares en la parte superior de la Formación Cupido. A esta secuencia transgresiva se le ha denominado unidad Cupidito (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Pialli, 1977), por mucho tiempo esta unidad ha permanecido como unidad informal; sin embargo, en México el término que mejor se le adecúa es Miembro Cupidito por lo cual se propone su modificación.

De acuerdo con Torres de la Cruz *et al.* (2018), durante esta somerización el borde de plataforma de Cupido progradó hacia el este, generando parches arrecifales en el área de Galeana, especialmente en la localidad Puerto México, donde un complejo arrecifal se generó

durante el límite Aptiano inferior-superior compuesto por corales, rudistas, estromatopóridos y gasterópodos.

Finalmente, la Formación Cupido fue cubierta por la Formación La Peña, una Superficie de Máxima Inundación depositada durante una etapa transgresiva que culminó con el depósito de carbonatos durante el Evento Anoxigénico Global (EAG) que en el Noreste de México tiene su expresión como Gargas o regionalmente conocido como evento Selli (Barragán Manzo and Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche, 2014).

2.1.5 Plataforma Coahuila (Albiano inferior-Albiano superior)

Después del ahogamiento de la Plataforma Cupido a través de una transgresión generalizada durante el Aptiano, secuencias lutíticas de la Formación La Peña transgredieron sobre las calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior así como de la Plataforma Cupido. En el Bloque de Coahuila, evidencias de esta transgresión marina se dieron con el depósito de arenas carbonatadas de la Formación Las Uvas (Humphrey, 1956).

La Formación Las Uvas se correlaciona lateralmente con la Formación La Peña y con la Unidad Cupidito de la Formación Cupido. Su depósito se generó sobre el basamento granodiorítico del Bloque de Coahuila en un ambiente marino somero cercano a la costa durante el Aptiano temprano (Zwanziger, 1978; Humphrey y Díaz, 2003; Lehmann *et al.*, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2011).

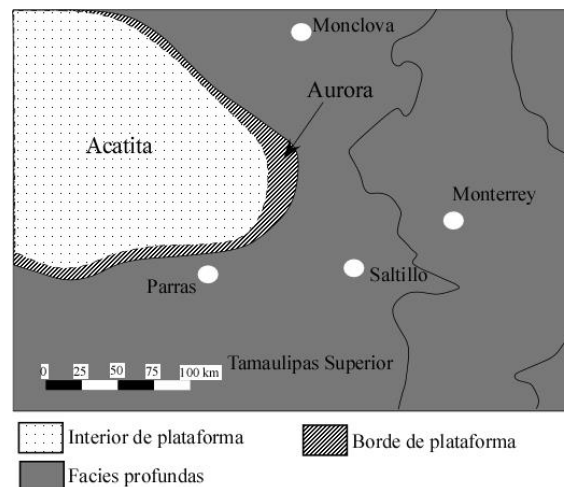


Figura 14. Disposición de la plataforma Coahuila sobre el Bloque de Coahuila durante el Albiano temprano. Modificado de Lehmann *et al.* (1999).

Sobre la Formación Las Uvas se depositó la Formación Acatita en el área del Bloque de Coahuila (González-Sánchez *et al.*, 2007). Esta se correlaciona con la Formación Glen Rose en Texas (Lehmann *et al.*, 1998; Humphrey and Díaz, 2003) y con la Formación Aurora, a la cual también sobreyace al este del Bloque de Coahuila. El ambiente de depósito de la Formación Acatita fue descrito como lagunas marginales desarrolladas sobre el Bloque de Coahuila bajo condiciones marinas de circulación restringida (Kellum, 1944).

La restricción en la circulación marina ha sido asociada con el desarrollo de un anillo de biohermas o por carbonatos submareales someros de la Formación Aurora (Kellum, 1944; Humphrey y Díaz, 2003). Eventualmente la Formación Aurora sobreyació a la Formación Acatita (Goldhammer and Johnson, 2001; Humphrey and Díaz, 2003). Durante este periodo se generó el depósito de la Formación Tamaulipas Superior en ambiente de aguas abiertas de rampa externa profunda (López-Ramos, 1983; Lehmann *et al.*, 1998; Carrizales-Aguilar *et al.*, 2001).

2.1.6 Plataforma Valles-San Luis Potosí (Aptiano—Coniaciano)

Las calizas de la Formación El Abra se distribuyen ampliamente sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y conforman la Plataforma Carbonatada. Aflora en la parte central de los estados de San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Tamaulipas, Nuevo León y Veracruz (Carrillo-Bravo, 1971; Wilson y Ward, 1993).

Esta plataforma está flanqueada hacia el oeste por la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM). Una cuenca sedimentaria con aproximadamente 6,000 m de espesor con sedimentos depositados a partir del Jurásico Superior (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Su límite este es con la Cuenca Tampico-Mizantla, una de las más importantes provincias productoras de Hidrocarburos en México y zona de depósito del Paleocanal de Chicontepec. Esta cuenca también separa a la PVSLP de la Plataforma de Tuxpan (Fig. 15).

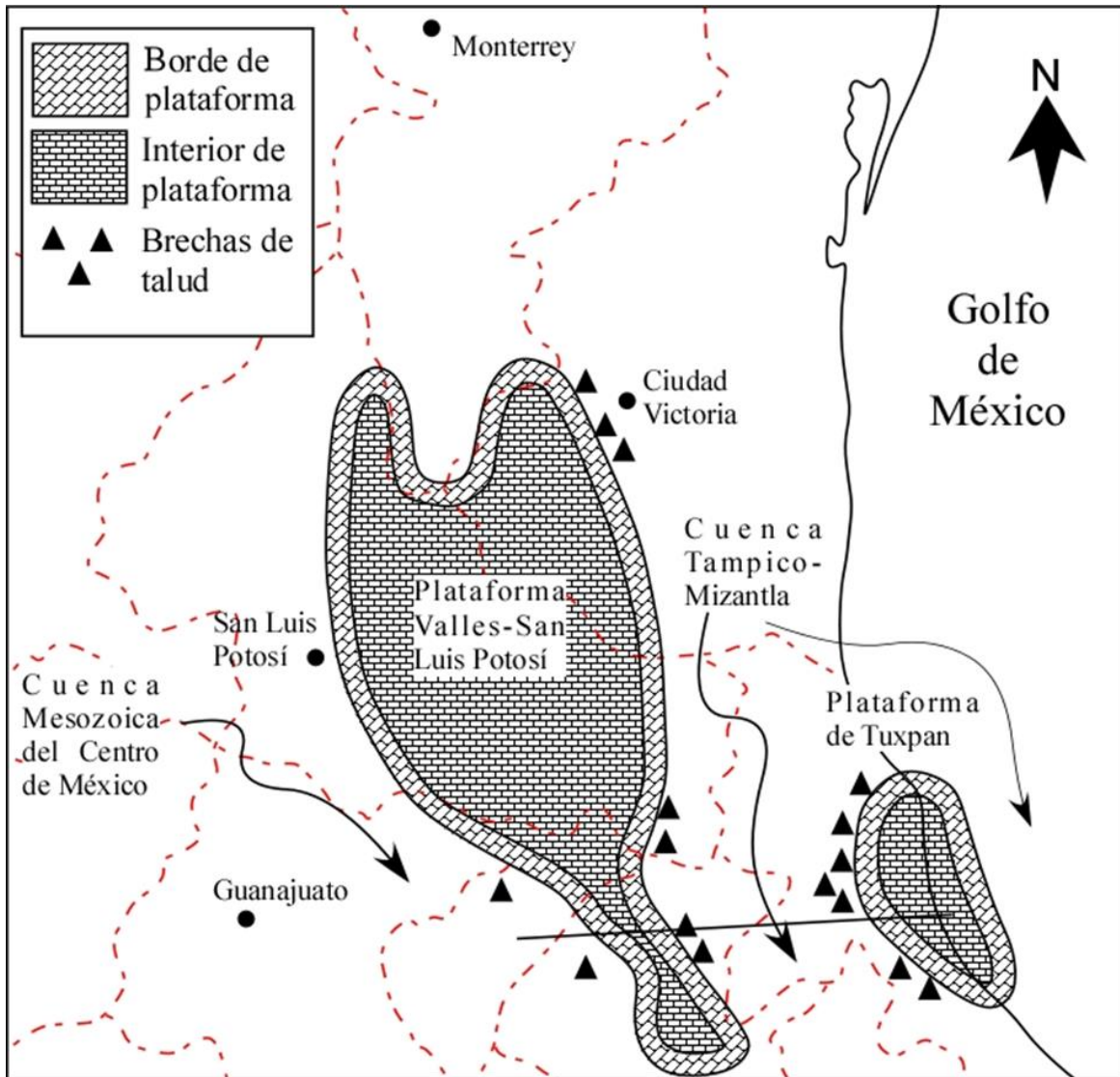


Figura 15. Disposición de las plataformas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan. La línea E-W, al sur de la PVSLP representa una sección en la Figura 16. Modificado de Enos, (1974) y Padilla y Sánchez, (2007).

El basamento sobre el que descansa la PVSLP está constituido por rocas ígneas y metamórficas pre-mesozoicas plegadas y falladas durante el Jurásico Temprano, sin embargo en zonas como Miquihuaha o Alamitos, este basamento está cubierto por depósitos siliciclásticos (Venegaz-Rodríguez *et al.*, 2009; Barbosa-Gudiño *et al.*, 2011).

Esta deformación dio como resultado una cadena de estructuras tipo *graben* y *horst* que se extienden hacia el este (Murray, 1961; Aguayo-Camargo, 1998) derivados del movimiento rotacional del bloque de Yucatán durante el Cretácico Temprano (Ocampo-Díaz *et al.*, 2019).

Los *horst* generados funcionaron como altos topográficos sobre los cuales se desarrollaron la PVSP y la Plataforma de Tuxpan, mientras que los *grabens* dieron paso a la generación de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Cuenca Tampico-Mizantla (Fig. 16).

La apertura del Golfo de México y la transgresión marina durante el Cretácico Temprano, propiciaron el desarrollo de secuencias terrígenas que se depositaron alrededor de altos estructurales. Eventualmente la PVSP fue inundada durante el Aptiano. Como consecuencia se generaron depósitos carbonatados y evaporíticos sobre ella, correspondiente a las formaciones Guaxcamá y Tamaulipas Superior del Cretácico Inferior (López-Doncel, 2003; Moran-Ramírez *et al.*, 2013). Mientras que en zonas de cuenca se depositó la Formación Otates (Aguayo-Camargo, 1998).

La Formación El Abra, considerada la principal formadora de la plataforma carbonatada, empezó su depósito sobre la PVSP a inicios del Albiano hasta posiblemente el límite Turoniano-Coniaciano (Aguayo-Camargo, 1998; López-Doncel, 2003). Esta se compone de facies de interior de plataforma rodeada por parches arrecifales compuestos principalmente de rudistas. Al mismo tiempo, en zona de talud de ambos márgenes se generaron depósitos de gravedad producto de la desestabilización del borde de plataforma de El Abra (Fig. 16), estos depósitos son conocidos como Formación Tamabra (López-Doncel, 2003).

De acuerdo con Eguiluz *et al.* (2000), la PVSP representaría un banco carbonatado restringido por parche arrecifales acrecionado sobre un alto paleotectónico. Morfológicamente esta plataforma estaría representando una plataforma aislada (Flügel, 2010). Mientras que de acuerdo a su ambiente tectónico, esta sería considerada como una plataforma de bloque fallado (Bosence, 2005).

2.1.7 La Plataforma de Tuxpan

También conocida como Faja de Oro (*Golden lane platform*), es uno de los ejemplos más claros acerca de la importancia de las plataformas carbonatas y las facies periarrecifales en la producción de hidrocarburos.

La Faja de Oro es una provincia petrolera prolífica que se encuentra dentro de la Cuenca Tampico-Misantla. Fue descubierta en 1908 por el pozo San Diego de la Mar #3 (Oviedo-Pérez, 2017). Este yacimiento petrolero, caracterizado como campo gigante, ha sido reconocido por su alta permeabilidad y porosidad producto de disolución por diagénesis y karstificación (Coogan *et al.*, 1972; Loucks, 1999; Ahr, 2008).

La Plataforma Faja de Oro se clasifica como una plataforma aislada (Flügel, 2010) y como una plataforma de bancos costa afuera no adjunta (Bosence, 2005). El basamento de esta plataforma condiciona el desarrollo de facies arrecifales en los márgenes de plataforma. El interior de plataforma presenta depósitos de laguna. Esta morfología le confiere la definición de arrecife tipo atolón (Fig. 16).

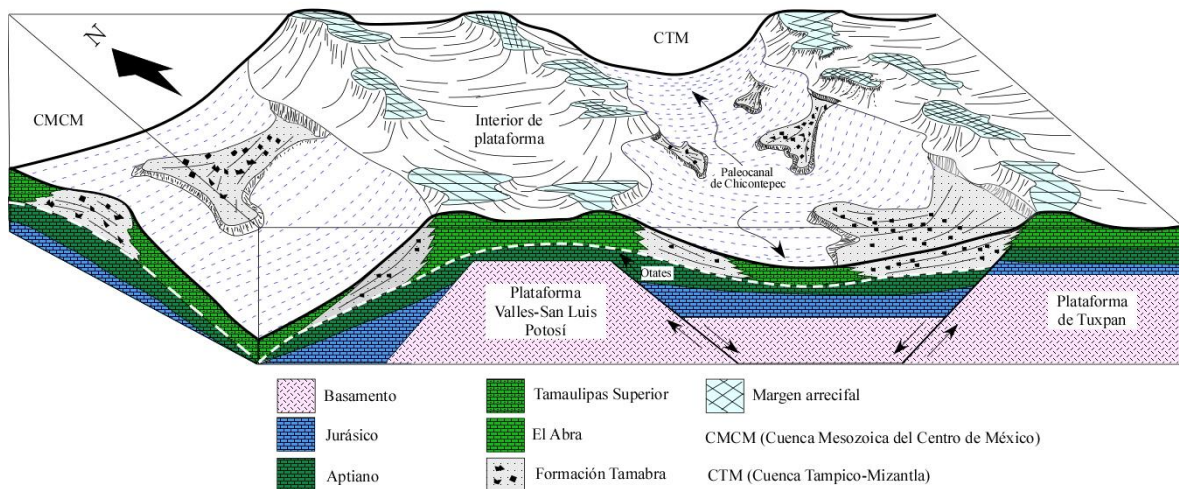


Figura 16. Sección esquemática de las plataformas carbonatadas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan. Sección E-W en figura 15.

Los campos petroleros desarrollados en esta provincia se presentan en dos ambientes principales: como depósitos de plataforma carbonatada en La Formación El Abra con facies de arrecife en el borde de plataforma y como depósitos de talud en la Formación Tamabra que se interdigitan con su correspondiente en cuenca, la Formación Tamaulipas Superior (López-Doncel, 2003).

A la facies arrecifal de la Formación El Abra que se presenta en los bordes de plataforma se le conoce como Faja de Oro (*Golden Lane*), contiene fauna del tipo arrecifal (rudistas) y secuencias sedimentarias afectadas por karstificación. Carrasco-Velázquez *et al.* (2004) menciona que las estructuras de paleo-karst muestran que durante el Albiano tardío—

Cenomaniano temprano, la Formación El Abra fue sometida a exposición sub-aérea (Fig. 17).

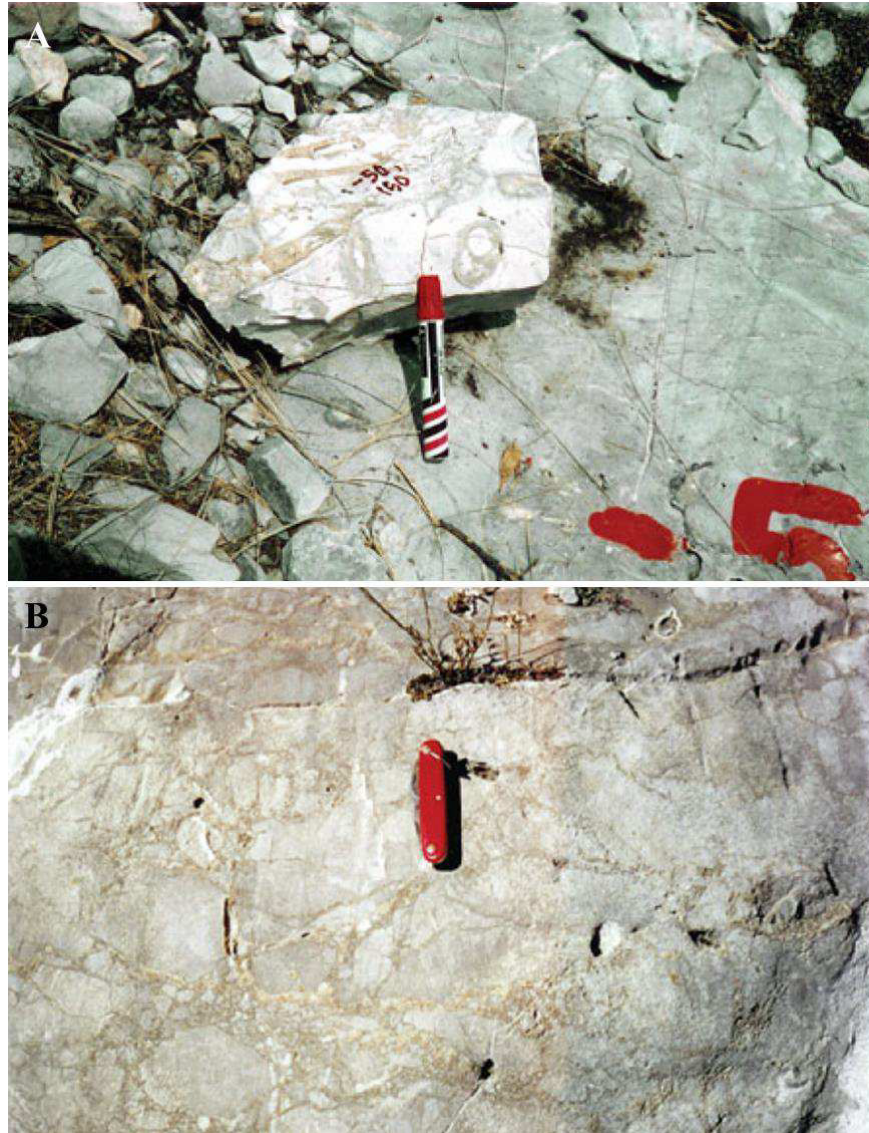


Figura 17. (A) Rudistas caprinidos aislados. (B) Brecha en mosaico producto de la disolución del carbonato de calcio. Tomadas de Carrasco-Velázquez (2004), figuras 7 y 8.

La Formación Tamabra (Cretácico Inferior—Superior) es un ejemplo de debritas de carbonatos en abanicos de margen de cuenca que pueden exhibir porosidad secundaria significativa como (Fig. 18): porosidad vugular causada por disolución de fragmentos aragoníticos, porosidad intercrystalina por dolomitización y porosidad por fracturamiento

debido al tectonismo (Flügel, 2010). Su nombre se debe a la conjunción del nombre de las formaciones Tamaulipas Superior y El Abra (Chapman, 1983).

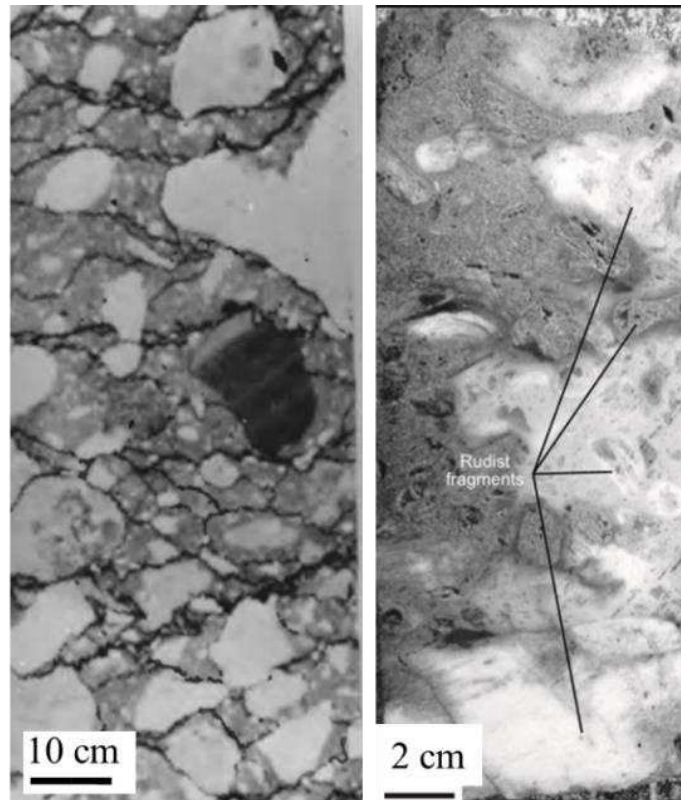


Figura 18. Brecha de la Formación Tamabra, Izq. (Tomado de Enos, 1977, Fig. 2). Depósitos basales de un flujo de detritos con fragmentos de rudistas caprinidos de la Formación Tamabra (Tomado de Loucks *et al.*, 2010, Fig. 10F).

2.1.8 Características como roca almacén

Las plataformas carbonatadas han sido de especial interés en la industria de los hidrocarburos, ya que son uno de los ambientes sedimentarios que mejores condiciones petrofísicas genera. Su desarrollo está condicionado por la presencia de organismos que al depositarse generan grandes volúmenes de porosidad primaria, esta se ve mejorada durante la etapa de diagénesis a través del desarrollo de porosidad secundaria, por lo cual, ambas porosidades a esta facies en una excelente roca almacén.

La porosidad primaria es generada por las cavidades propias del tipo de biota arrecifal en forma de porosidad intrapartícula e interpartícula con volúmenes muy importantes. Sin

embargo, la mayor parte de este volumen poroso se pierde con la diagénesis, siendo esta misma, el factor principal en la generación de porosidad (secundaria) en rocas carbonatadas, el tamaño de partícula o sorteo es confinado a un papel secundario, en las rocas siliciclásticas, esto funciona de manera inversa (Ali *et al.*, 2010) ya que por su composición, los factores les afectan de manera diferente (Tabla III).

Tabla III. Afectación de porosidad en carbonatos y areniscas. Modificado de Ali *et al.* (2010).

Aspecto	Areniscas	Carbonatos
Porosidad primaria	25% al 40%	40% al 70%
Porosidad post-diagenética	Típicamente 15% al 30% de la porosidad original	5% al 15% de la porosidad original
Tipo de porosidad primaria	Porosidad intrapartícula	Comúnmente predomina la interpartícula; intrapartícula y otros tipos importantes
Dimensión de poro y de garganta de poro	Relacionado con el tamaño de partícula y el sorteo	Algo relacionado con tamaño de partícula y el sorteo
Uniformidad del poro, forma y distribución	Bastante uniforme	De muy uniforme a extremadamente heterogéneo
Influencia de la diagénesis	Reducción de porosidad primaria por compactación, cementación y precipitación de arcillas	Pueden crear, eliminación o modificar la porosidad; cementación y disolución importante
Influencia del fracturamiento	Generalmente no es de mayor importancia	De mayor importancia, cuando está presente
Interrelación de la permeabilidad-porosidad	Relativamente consistente: comúnmente depende del tamaño de grano y sorteo	Grandemente variado: comúnmente es independiente del tamaño de grano y sorteo

Se estima que, en la región del Medio Este (Oriente Medio) y el Norte de África, poco más del 7.5% de las reservas recuperables de hidrocarburos, se encuentran en facies de arrecifes o calizas relacionadas a arrecifes. Esto representa alrededor de 65 mil millones de barriles de petróleo (Edgell, 1997).

En Alberta, Canadá, existen grandes yacimientos en calizas arrecifales del Devónico que afloran extensivamente a lo largo de las Montañas Rocosas entre Edmonton y Calgary en donde los depósitos de calizas, son superpuestos por formaciones evaporíticas impermeables (Casnedi, 2005) que funcionan como roca sello.

En el sur de Texas existen dos secuencias de márgenes arrecifales progradantes de plataforma carbonatada, el complejo arrecifal Stuart City y la Formación Sligo que se correlacionan en México con las formaciones El Abra y Cupido, respectivamente. El complejo Stuart City se caracteriza por el desarrollo de un margen arrecifal de rudistas con espesores de hasta 800m a profundidades de entre 5000 m y 6000 m (Moore, 1997).

La respuesta está en la porosidad secundaria. El relleno y posterior disolución de las conchas o granos esqueléticos y generación de porosidad móldica producen volúmenes importantes de porosidad secundaria. La diagénesis por enterramiento profundo produce disolución por presión, si bien esta genera cementante, también genera estilolitización y estructuras de presión-solución como porosidad secundaria.

Eventos de exposición sub-aérea crean superficies de discontinuidad erosiva que son fáciles de mapear en la interpretación sísmica, además de que evidencia la estructura arrecifal. También, el contacto con agua meteórica genera disolución de carbonatos y genera cavernas. Si la exposición sub-aérea es relativamente efímera, el nuevo sepultamiento puede conllevar la generación de un yacimiento con porosidad excepcional.

2.2 Controles en el desarrollo de plataformas carbonatadas

2.2.1 Introducción

Desde elementos climatológicos, biológicos o sedimentológicos, los factores que controlan la evolución de plataformas carbonatadas y de las facies que la componen son muy variados, algunos como las corrientes o los microclimas actúan de una manera local, otros sin embargo, como los climáticos, actúan a nivel global.

2.2.2 Espacio de acomodamiento

Para Pomar y Kendall (2008), los factores que controlan el desarrollo de plataformas carbonatadas se pueden agrupar en acomodamiento físico y acomodamiento ecológico. El acomodamiento físico describe el espacio disponible para ser rellenado por sedimentos en un sistema clástico y en un ambiente dominado por el régimen local hidrodinámico. El acomodamiento ecológico, en los sistemas carbonatados, controla el espacio disponible con

potencial para acumular sedimentos, además de ser afectado por la hidrodinámica, se encuentra fuertemente influenciado por la capacidad que tienen los organismos de producir y acumular sedimentos por encima de los umbrales hidrodinámicos, que están asociados con sistemas clásticos (Pomar y Kendal, 2008).

Los cambios en el acomodamiento físico, inducidos por cambios relativos del nivel del mar de alta frecuencia (para-ciclos y ciclos) determinan la afinidad de los bloques básicos (para-secuencias y secuencias básicas) así como el patrón de apilamiento de la plataforma. Sin embargo, dependiendo del espacio de acomodamiento ecológico, la arquitectura de las capas y las facies internas de las secuencias varían (Pomar y Kendal, 2008).

Las heterogeneidades presentes en los sistemas carbonatados, que son conducidas por ciclos del nivel del mar de alta frecuencia, se ven maximizadas en plataformas bordeadas dominadas por aguas someras y biota de zona eufótica y, en sentido contrario, se ven desfavorecidas en rampas de ángulo bajo generadas por la producción de carbonatos afóticos y oligotróficos (Pomar y Kendall, 2008).

Harris (1991) realizó un modelo en el que concluyó que el borde de una plataforma progradará cuando el espacio de acomodamiento sea mayor, en plataformas carbonatadas en donde existe un paleorelieve, existirá, por consecuencia, menor espacio de acomodamiento lo que inhibirá, en cierta medida, la progradación de la plataforma.

Sin embargo, el paleorelieve o topografía heredada, pueden también favorecer el desarrollo de ambientes arrecifales, por ejemplo el levantamiento de diapiros con respecto a un nivel base; si este levantamiento llega hasta la zona de producción significativa de carbonatos, se desarrollarán plataformas circulares o en forma de anillo o atolones, de igual forma en márgenes pasivos, o en plataformas generadas sobre bloques fallados entre otros (Bosence, 2005).

2.2.3 Biota

A lo largo de la historia de la tierra, los organismos formadores de arrecife han evolucionado, desaparecido y otros cuantos se han mantenido o han sido reemplazados (sección 3.2, Tabla II). Desde el Precámbrico hasta el Holoceno, las biotas arrecifales han generado depósitos susceptibles para el almacenamiento de hidrocarburos. Un ejemplo son

las bioconstrucciones de microbialitas, estas son estructuras organosedimentarias acrecionadas como resultado del atrape y unión de sedimentos detríticos por una comunidad microbiana bentónica y/o formando el *locus* de la precipitación mineral, es decir, son producto de la interacción de la actividad microbiana y los procesos fisicoquímicos del medio ambiente (Burne y Moore, 1987).

Entre las microbialitas más conocidas destacan los estromatolitos, depósitos microbianos bentónicos laminados (Riding, 1991), y los tapetes microbianos, antes conocidos como tapetes de algas, algas verde-azuladas o laminitas, entre otros. Son acumulaciones de microbios en biopelículas (*biofilm*) en envolturas orgánicas delgadas, alrededor de granos de sedimentos individuales o crecen a manera de capas de carpetas gruesas que cubren muchos kilómetros de planicies de marea, laguna o plataforma continental (Noffke, 2010).

En el año 2005, Petróleo Brasileiro S. A. (PETROBRAS), perforó el pozo exploratorio Parati, situado en la Cuenca de Santos, Brasil, donde descubrió gas condensado. La separación lenta de Sudamérica de África generó hemigrabens con ambientes lagunares de alta salinidad y baja energía favoreciendo el desarrollo colonias de tapetes microbianos y estructuras estromatolíticas que representan el yacimiento pre-salino en las costas brasileñas (Beasley *et al*, 2010). En México existen yacimientos carbonatados pre-salinos que están siendo explorados en la actualidad (Cárdenas-Alvarado, PEMEX; comunicación personal).

En particular la biota formadora de arrecife para el período Cretácico permitió el desarrollo de complejos arrecifales en plataformas bordeadas que han sido explotadas por diversas empresas alrededor del mundo, especialmente en Oriente Medio (Edgell, 1997).

En México, esta fauna ha generado arrecifes en varias formaciones, en especial la Formación Cupido, que ha fungido como roca productora en su facies arrecifal desde 1978 con la perforación del pozo Totonaca-1 en el área de Laredo, Tamaulipas, produciendo gas y condensado (Echanove, 1986).

Otro cambio en la biota es interpretado por la disposición de corales y microbios durante el Jurásico, para construir montículos en ambientes de rampa media. Esto contrasta durante el Cretácico Tardío, cuando aparentemente tuvieron un mejor crecimiento por debajo de la línea base de tormentas, a pesar de que desarrollaban márgenes de plataforma, no construían estructuras rígidas (Pomar y Kendall, 2008).

Aparentemente, no fue sino hasta el Mioceno Tardío, cuando los corales empezaron a prosperar en aguas someras agitadas y a construir estructuras rígidas, lo cual coincidió con la diversificación de *Symbiodinium zooxanthellae*, un alga dinoflagelada que coexiste en simbiosis con una amplia variedad de invertebrados y protistas de aguas someras en arrecifes de coral tropicales y subtropicales (Pochon *et al.*, 2006).

2.2.4 Clima

Las variaciones del nivel del mar, activadas por variaciones eustáticas o relativas, tienen un gran impacto en el desarrollo de secuencias carbonatadas, pero tienen un componente climático inherente. Las variaciones del clima afectan, no solo la biota marina, sino que la expansión o dilatación térmica de la masa oceánica genera regresiones y transgresiones que promueven progradaciones, retrogradaciones o en casos más particulares, ahogamiento de plataformas carbonatadas.

Las variaciones eustáticas del nivel del mar se derivan del cambio de la masa y del volumen oceánico. La masa oceánica puede modificarse debido a deshielos o generación de glaciares (glacio-eustacia), y la distribución de reservorios de agua (hidro-eustacia). Los cambios en el volumen son causados por variaciones en la densidad del agua que puede ser activado por enfriamiento o calentamiento global (expansión térmica), los cambios de salinidad o variaciones halo-estéricas (Rovere *et al.*, 2016).

Las variaciones orbitales de la Tierra son uno de los mecanismos mediante los cuales los cambios climáticos han promovido el desarrollo de plataformas carbonatadas. Lehmann *et al.* (1998) propusieron un modelo mediante el cual los cambios climáticos globales, generados por variaciones en el ciclo de Milankovitch, causaron fluctuaciones eustáticas de alta frecuencia y baja amplitud. Estas variaciones se ven reflejadas en las parasecuencias típicas de la Plataforma Cupido como alternancia entre bioturbación y tapetes microbianos de ambientes perimareales (Lehmann *et al.*, 1998).

Actualmente se sabe que las grandes y rápidas perturbaciones climáticas ocurrieron durante la etapa de invernadero (*greenhouse world*) durante el Cretácico (Jenkyns, 2003). Tales eventos, no fueron necesariamente resultado de variaciones en la órbita de la Tierra

sino que pueden haber reflejado cambios en los gases de invernadero de la atmósfera causados por actividad magmática y tectonismo (Jahren, 2002).

Este factor, junto con la formación de montañas y los cambios en la circulación marina, son los aspectos más importantes como controladores del clima, sin embargo durante el Cretácico el más sobresaliente fue la elevación de las concentraciones de CO₂ atmosférico como gas de invernadero (Barron y Washington, 1985).

Las corrientes marinas en los bordes de plataforma pueden condicionar el desarrollo de las facies arrecifales y barras de arenas. La dispersión de los sedimentos depende del tipo de sedimentos y de la energía hidráulica, la cual depende de factores oceanográficos, esta energía es frecuentemente modificada por procesos biológicos y cementantes (Pomar, 2001).

Un ejemplo de cómo las corrientes marinas activadas por condiciones climáticas afectan o modifican la configuración de plataformas carbonatadas, se encuentra en la diferencia entre el margen de arenas carbonatadas y el margen arrecifal de la Formación Cupido, en el Noreste de México, la primera localizada hacia la parte oriental y la segunda hacia el sur del Bloque de Coahuila (Lehmann *et al.*, 1999).

2.3 Conceptos de estratigrafía de secuencias

2.3.1 Introducción

El concepto estratigrafía de secuencias fue propuesto por primera vez por Vail *et al.* (1977) basado en estratigrafía sísmica. El concepto fue desarrollado por un equipo de investigadores en la *Exxon Production Research Company*, del cual Vail era miembro (Li y Zhao, 2014).

La estratigrafía de secuencias se encarga del estudio de las secuencias que se depositan durante un ciclo de fluctuación del nivel del mar (Neal *et al.*, 1993). Estos ciclos de fluctuación han sido divididos en Ciclos Eustáticos: 1er Orden (100—200 Ma), 2do Orden (10—100 Ma), 3er Orden (1—10 Ma), 4to Orden (0.2—1 Ma) y el 5to Orden (0.1—0.2 Ma) respectivamente, donde los ciclos de 4to y 5to orden son controlados por los ciclo de Milankovitch (Li y Zhao, 2014).

Las secuencias se reconocen como una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitados por inconformidades (superficies erosivas mayores) y sus correlativas conformidades, es decir la continuidad lateral de la misma superficie erosiva en zonas donde la erosión no se dio (Mitchum *et al.*, 1977). Las secuencias estratigráficas son subdivididas en cinco unidades que corresponden, respectivamente con los ciclos eustáticos: megasecuencias, supersecuencias, sets de supersecuencias, secuencias de tercer orden y parasecuencias (Li y Zhao, 2014).

2.3.2 Límites de secuencias

Las superficies que limitan a una secuencia estratigráfica se llaman límites de Secuencias y se reconoce como una inconformidad erosiva significativa y su correspondiente correlativa conformidad (Mitchum *et al.*, 1977). Es decir, es una superficie erosiva (inconformidad) que se genera durante la exposición de la plataforma derivado de una regresión marina y su correlación en cuenca, al no ser sometidas a erosión, representarían una conformidad (Fig. 19).

2.3.3 Tracto sistemas

Los tracto sistemas (*Systems Tracts*) son subdivisiones de secuencias que se encuentran enlazados al sistema de depósito (Brown y Fisher, 1977). Se reconocen a través de la geometría que desarrollan los cuerpos sedimentarios a través de las variaciones en un ciclo eustático.

La primera etapa en el desarrollo de una secuencia se da a partir de un límite de secuencia. Asumiendo un perfil de depósito de plataforma, una cuenca, una tasa de subsidencia constante del margen de plataforma y un nivel marino eustático variable. El sedimento depositado bajo estas asunciones, generara: (1) tracto sistemas descendentes tempranos (*early low stand systems tract*); (2) tracto sistemas descendentes tardío (*Late Low Stand System Tract*); (3) tracto sistemas transgresivos (*transgressive systems tract*) y (4) tracto sistemas de nivel alto (*highstand system tract*) identificados en adelante con los acrónimos LST1, LST2, TST y HST, respectivamente.

El LST1 se genera durante una caída del nivel del mar que se establece por debajo del margen de plataforma, a una velocidad mayor que la velocidad de subsidencia (Fig. 19). Es posible que en zonas transicionales, esta caída del nivel marino se vea reflejada con el establecimiento de condiciones sedimentarias ambientales como ambientes fluviales, dunas, algunas evidencias de esto podrían ser la presencia de rizolitos (trazas de raíces) en secuencias carbonatadas así como brechas de colapso.

Durante esta etapa se genera erosión en la plataforma, derivada de condiciones fluviales y exposición subaérea en partes someras. Esto, también produce condiciones erosivas en el margen de plataforma y eventualmente sedimentación en la intersección entre el margen de plataforma y el mar, esto produce a su vez una regresión forzada. La acumulación de sedimentos también genera inestabilidad en la pendiente, esto eventualmente se ve reflejado en el desarrollo de abanicos de piso de cuenca (Fig. 19A).

En la fase tardía LST2, el sedimento pierde espacio de acomodamiento derivado del descenso del nivel del mar. Por consecuencia, la sedimentación se moviliza y se generan clinoformas en la pendiente en forma de abanicos de pendiente con características de *downlap* y *onlap*. Posteriormente, estos sedimentos conforman una cuña progradada sobre los abanicos de pie de piso de cuenca que se habían generado en la fase temprana.

Finalmente los sedimentos comienzan a agrandar y aumentar de espesor hacia la parte superior (Fig. 19B). Sin embargo, de no existir movimientos en la batimetría, la agradación eventualmente cesará al entrar en la zona de interface agua-aire cuando el espacio de acomodamiento se limite, lo que producirá una progradación hacia la cuenca que no estará acompañada por agradación.

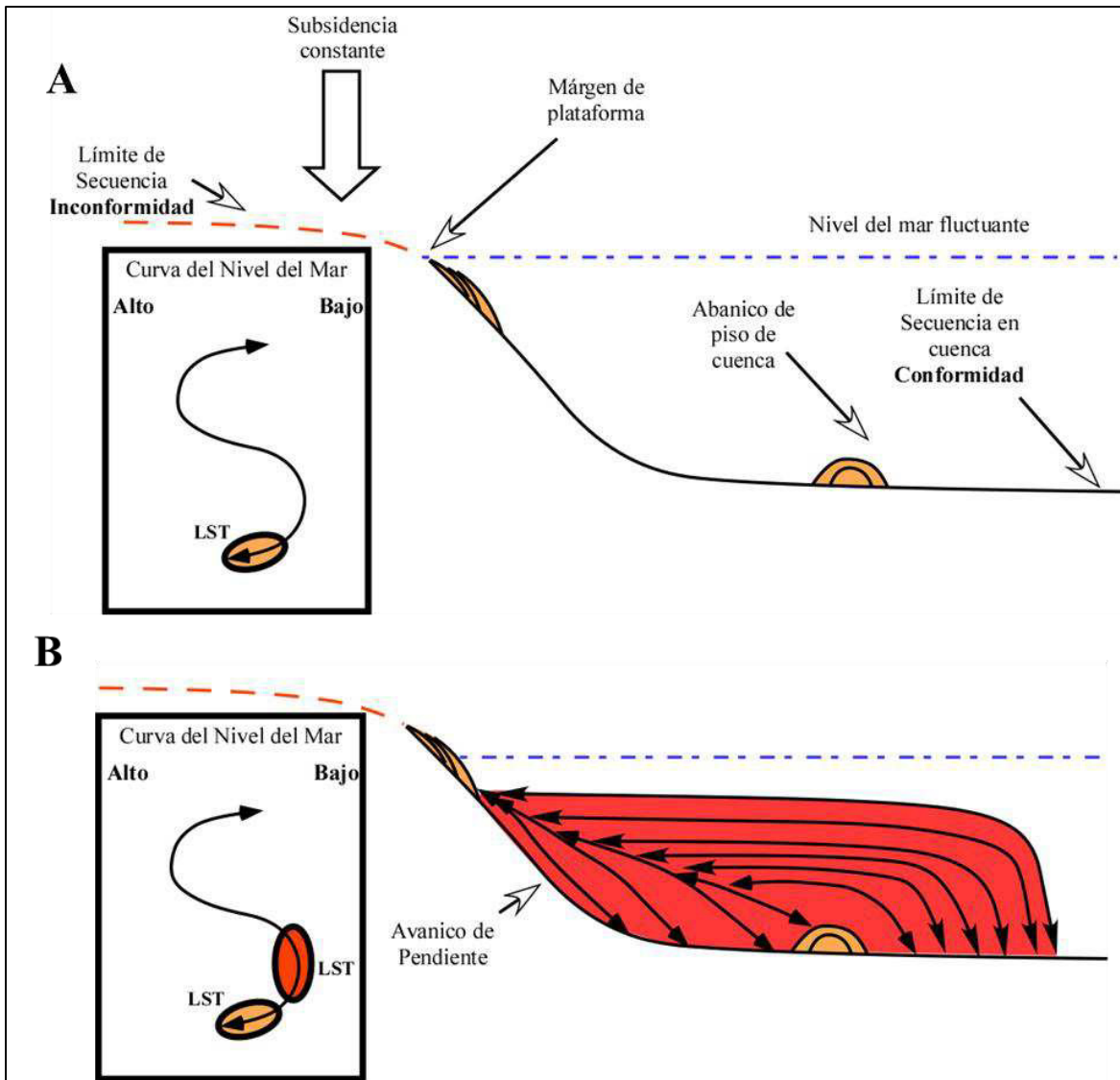


Figura 19. Tracto Sistema Descendente (TST). (A) Etapa temprana y (B) Etapa tardía.

El TST representa las condiciones opuestas al LST. Este se caracteriza por el aumento del nivel del mar por arriba del margen de plataforma. Se forman islas de barrera que son transitorias, a partir de material degradado de sedimentos erosionados y retrabajados. Los sedimentos generados cubren un área muy amplia en forma de una Secuencia Condensada. En la última parte del TST se genera una superficie de máxima inundación (Fig. 20A). Esta superficie conforma un límite entre el TST y la siguiente etapa, el HST.

Durante la generación de un HST, la plataforma con continua subsidencia produce espacio de acomodamiento, que es rellenado por sedimentación generando clinformas que progradan hacia la cuenca haciendo *downlap* sobre la superficie de máxima inundación (Fig.

20B). Eventualmente la generación de sedimentos produce una regresión forzada que da pie al inicio de un nuevo LST a partir de un nuevo Límite de Secuencia (Fig. 20C).

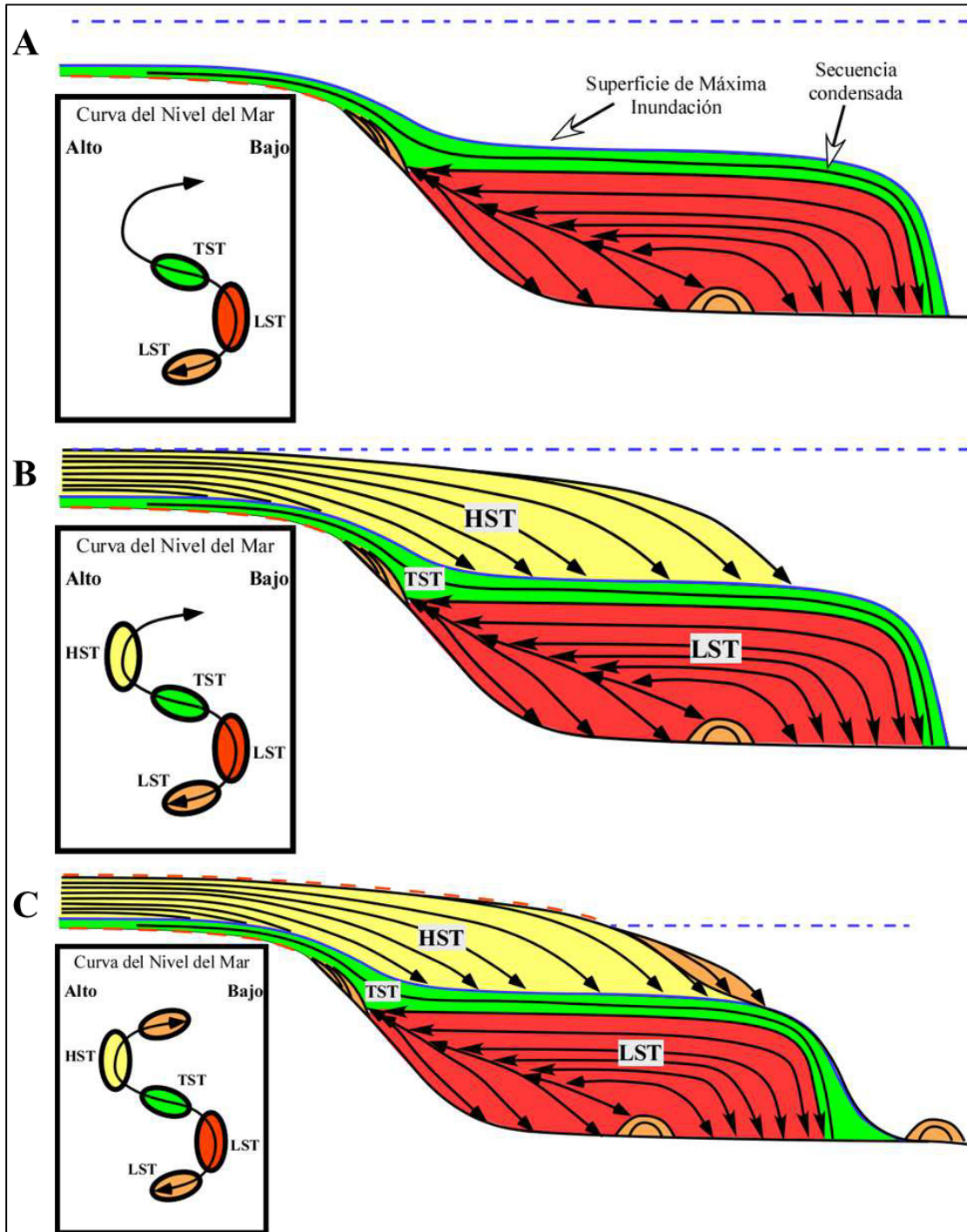


Figura 20. (A) Tracto Sistema Transgresivo (TST). (B) Tracto Sistema de Nivel Alto (HST). (C) Nuevo límite de secuencia y generación de un Tracto Sistema Descendente Temprano (LST).

2.4 Evolución de la biota arrecifal a través del tiempo geológico

2.4.1 El concepto arrecife

Un arrecife, de acuerdo al Diccionario de la Asociación de Academias de la Lengua Española, es “un banco o bajo formado en el mar por piedras, puntas de roca o políperos, principalmente madreporicos, casi a flor de agua” su etimología se deriva del árabe hispánico “arrasíf”, y este del árabe clásico “raṣīf” que significa empedrado” (<http://dle.rae.es>).

Es evidente que esta definición generaliza, en gran medida, la representación que se tiene de un arrecife en un contexto ecológico y más aún geológico. Dunham (1970) sugirió la separación entre ambos tipos de bioconstrucciones orgánicas.

Un arrecife ecológico es una estructura topográfica rígida resistente al oleaje, producida por organismos que promueven la construcción activa y unión de sedimentos. La unión debe ser orgánicamente promovida, no inorgánica y este puede incluir etapas ecológicas (James, 1983).

Un arrecife estratigráfico, desde el punto de vista geológico, es una masa gruesa de rocas carbonatadas puras o mayormente puras, que se encuentra restringida lateralmente. Sin embargo este concepto solo se refiere la geometría de la construcción.

Desde el punto de vista de la exploración de hidrocarburos, el glosario de terminología de la empresa de servicios petroleros Schlumberger cataloga a los arrecifes como: “un montículo, dorsal, o acumulación de sedimentos o rocas sedimentarias, producido generalmente por organismos que secretan conchillas, tales como los corales siendo, habitualmente, más altos que el sedimento que los rodea, resisten a la meteorización y la acción de las olas, y se encuentran preservados en sedimentos de composición diferente” (www.glossary.oilfield.slb.com).

La inclusión del término “estructura topográfica” como condicionante, puede no presentarse en todos los arrecifes geológicos ya que procesos erosivos, o de sepultamiento podrían ocultar esta característica en una etapa de reconocimiento.

Podría concluirse entonces, para los fines de este documento, la definición de arrecife como: una estructura biológicamente generada compuesta por carbonatos, lateralmente restringida, producida por organismos gregarios, encrustantes y fijadores de carbonatos.

El estudio de estas estructuras ha sido dividido en dos grandes sectores: la parte ambiental mediante el estudio de los sistemas arrecifales actuales, y el geológico-petrolero, ya que por sus características petrofísicas (porosidad, permeabilidad) funcionan como yacimientos para el almacenamiento de hidrocarburos.

La configuración de arrecifes está basada en ejemplos actuales, el factor principal es la distancia que guarda la construcción orgánica de la línea de costa y su relación lateral con facies similares (Nichols, 2009). Con base en esto se reconocen tres tipos de arrecifes (Fig. 21):

- Arrecifes de barrera (*Barrier reef*): son arrecifes lineales que abarcan de decenas a cientos de kilómetros costa afuera; generan una laguna ante arrecifal en una amplia área somera y de baja energía. Los atolones son barreras de arrecife en mar abierto generados sobre estructuras sumergidas o alrededor de estructuras volcánicas preexistentes erosionadas.
- Arrecifes de plataforma costera (*Fringing reef*): se generan directamente en la línea de costa y carecen de áreas extensas de laguna de *back reef*; los ejemplos más claros se encuentran en el Caribe y el Mar Rojo.
- Parches arrecifales (*Patchreef*): son construcciones arrecifales generadas en aguas someras como mares epicontinentales, plataformas carbonatadas y zonas lagunares.

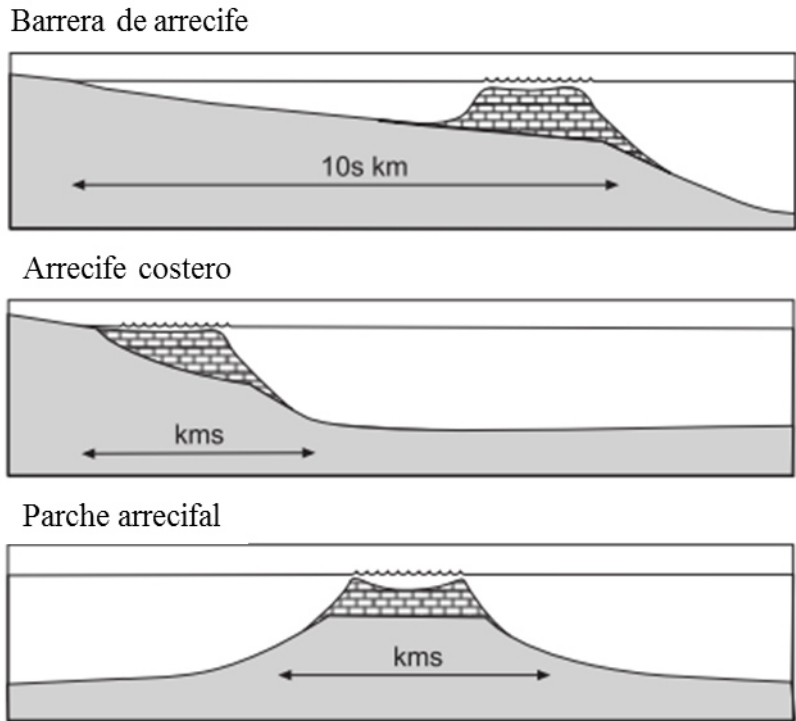


Figura 21. Principales tipos de arrecifes. Modificado de Nichols, (2009).

Cuando las estructuras arrecifales son de escala pequeña, del orden de las decenas de metros, pueden ser reconocidas como montículos. Estos se reconocen como bioconstrucciones de organismos pequeños y generalmente delicados (Méndez, 2005). Su morfología varía de formas lenticulares a cónicas conocidas como biohermas y biostromas (Fig. 22).

- Bioherma: Se refiere a una estructura relativamente pequeña, en la que puede establecerse claramente una morfología lenticular, y puede ser biconvexa, planoconvexa o cóncavoconvexa.
- Biostroma: Estructura de desarrollo tabular formada por la acumulación de organismos esqueléticos que a veces se encuentran in situ. En éste caso, en ningún momento de su desarrollo presentan relieve topográfico.

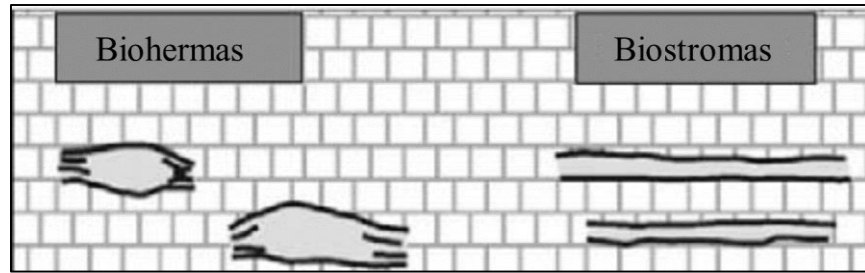


Figura 22. Morfología externa que presentan los montículos. Modificado de Méndez (2005).

Para las facies arrecifales Wilson, (1975) describe las siguientes características para arrecifes de margen de plataforma:

- Ambiente: a) montículos de lodo orgánicamente estabilizados en la parte superior de la pendiente; (b) rampas con montículos arrecifales y barras arenosas; (c) barreras arrecifales bordeando la plataforma resistentes al oleaje. Profundidad del agua de algunos metros, pero de cientos de metros para los montículos de lodo. Cinturón de facies bastante somero.
- Sedimentos: casi carbonato puro de tamaño de grano muy variable. Calizas y dolomitas masivas. Masas o parches de varios tipos de boundstones. Cavidades arrecifales rellenas con sedimentos internos o cemento carbonatado; múltiples generaciones de construcciones, encrustantes, perforantes y destructivos. Rocas de tonalidades claras.
- Biota: Casi exclusivamente bentónicos. Colonias de constructores, encrustantes y perforadores junto con un gran volumen de escombros esqueléticos sueltos y arena con contenido de microfósiles bentónicos (p. eje. Foraminíferos, algas).
- Litofacies común: *Framestone*, *bafflestone*, *bindstone*, *wackestone* y *floastone*, *grainstone* y *rudstone*.

2.4.2 Arrecifes a través del tiempo geológico

Actualmente los arrecifes son formados principalmente por corales y algas, sin embargo en el pasado geológico, han sido diversas comunidades las formadoras de arrecifes, entre las que destacan las dominadas por corales, rudistas y estromatopóridos (Fig. 23).

Periodo	Abundancia relativa	Elemento dominante en el arrecife
Neógeno	[Barra horizontal de alta abundancia]	Corales, algas.
Paleógeno		
Cretácico	[Barra horizontal de alta abundancia]	Bivalvos rudistas, corales, estromatopóridos.
Jurásico		Corales, esponjas, estromatopóridos.
Triásico		Corales, estromatopóridos.
Pérmico		Algas, esponjas, corales.
Carbonífero	[Barra horizontal de alta abundancia]	
Devónico	[Barra horizontal de alta abundancia]	Corales, estromatopóridos.
Silúrico		
Ordovícico		Corales, briozoarios, estromatopóridos.
Cámbrico	[Barra horizontal de alta abundancia]	Arqueociádios.
Precámbrico	[Barra horizontal de alta abundancia]	Estromatolitos.

Figura 23. Tipo y abundancia de organismos constructores de arrecifes carbonatados a través del registro geológico. Modificado de Tucker (1992).

Los estromatolitos, una de las evidencias más antiguas de vida en la tierra, representa un sistema conocido como arrecife microbiano que se habría desarrollado durante el Arqueano Temprano, hace 3,430 millones de años en el cratón Pilbara en Australia (Allwood *et al.*, 2006).

Los Arqueociátidos, han sido reconocidos como los formadores de arrecifes durante el Cámbrico. Se formaron submarealmente en la base del Tommotiano hace 530 Ma (Wood, 1998). Estos, junto con los microfósiles asociados, representan el mayor componente de metazoarios en biohermas durante el Cámbrico Temprano (Rees *et al.*, 1989).

El dominio de los corales y las esponjas como formadores de arrecifes, empezó a finales del Cámbrico Tardío (Lipps y Stanley, 2016). No fue sino hasta el Ordovícico Tardío

cuando la fauna del Paleozoico se diversificó y formó complejos arrecifales dominados por corales, estromatopóridos y organismos filtradores como los briozoos y braquiópodos, que bordeaban plataformas someras (Elias *et al.*, 2013).

Los estromatopóridos son organismos sésiles formadores de arrecifes que son interpretados como parte de un grupo informal filogenético de demosponjas por la mayoría de los especialistas (Leinfelder *et al.*, 2005). Aparecieron en la base del Ordovícico Medio en aguas someras en plataforma abierta proliferando como individuos de grandes dimensiones y otros como constituyentes de ensamblajes arrecifales de coral-estromatopórido-alga (Webby, 1980).

Los rudistas (*Hippuritaceans*) son un grupo de moluscos extintos que dominaron las aguas someras del Cretácico, en donde se convirtieron en los más importantes constructores de arrecifes (Ortega-Hernández, 2011). Es probable que su origen sea en Europa, ya que el rudista más antiguo tiene 160 millones de años. Eventualmente emigrarían hacia América a través del mar Tetis (Johnson, 2002).

Durante el Jurásico-Cretácico (Hauteriviano) la doble concha enrollada de los rudistas les permitió desarrollarse en ambientes tranquilos de lagunas protegidas y entre colonias de corales en bordes de plataformas. Sin embargo durante el Barremiano al Cenomaniano, una serie de cambios mayores adaptativos evolucionaron en diversas familias (Fig. 24) lo que resultó en convergencia evolutiva de varios rudistas (Kauffman y Johnson, 1988):

- El incremento inicial en el área de cementación de sustrato-valva conectada, estabilizó la concha en la cara de oleaje fuerte y la acción de las corrientes. Con el desarrollo de valvas más derechas y verticales durante el Aptiano-Albiano, el área de cementación disminuyó y se convirtieron en la base como estabilizadores, lo que derivó en agrupaciones de rudistas individuales en agregados de pseudocolonias.
- El desenrollamiento progresivo de las valvas conectadas al sustrato resultaron en conchas ligeramente enrolladas de morfologías cónicas/tubulares capaces de un empaquetamiento más cerrado y crecimiento en orientación vertical.
- El desenrollamiento progresivo y la reducción del tamaño de la valva libre estabilizó efectivamente la concha (esqueleto) sobre su base conectada, mejorando la simetría y bajando el centro de gravedad cerca del sustrato. Modificaciones del Cretácico

Superior de la valva superior (libre) mejoro la posibilidad de simbiosis con otros organismos.

- La evolución progresiva de la ornamentación externa incrementaron la fuerza de la concha y el anclaje con el sedimento que le rodea. La verticalización de las conchas aumento el empaquetamiento de los individuos lo cual se vio reflejado en un aumento en la protección mutua mediante una incipiente cementación lateral de las paredes externas.
- Se desarrollaron conchas más fuertes predominantemente aragoníticas (con excepción de los monopleuridos y radiolitidos).
- El crecimiento erecto más rápido se desarrolló como consecuencia de la expansión de la relación simbiótica con habitantes de la capa externa (*zooxanthellae*) y la evolución de los poros de la concha sin pérdida significativa de la fortaleza de la concha.
- El desarrollo de comportamiento gregario y pseudocolonial, junto con la evolución de conchas cónicas/tubulares de crecimiento vertical, mejoró el potencial de empaquetamiento e integración espacial de conchas de rudistas un requisito para la construcción de una estructura resistente al oleaje.

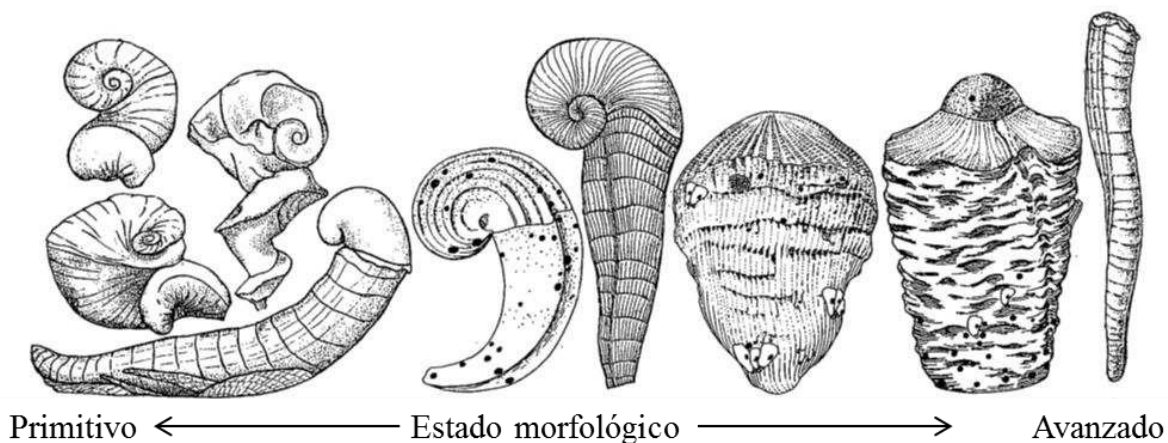


Figura 24. Cambio de morfología en rudistas en el Cretácico Temprano hacia la izquierda y Cretácico Tardío hacia la Derecha. Tomado de Kauffman y Johnson, (1988).

Estos cambios morfológicos son las causas por las cuales las formaciones caracterizadas como arrecifales durante el Cretácico Temprano (p. ej. Formación Cupido) no

cuentan con la misma abundancia de rudistas que aquellas desarrolladas durante el Cretácico Tardío (p. ej. Formación El Abra).

Todas las familias de rudistas se extinguieron para el final del Maastrichtiano, durante la etapa de mayor diversidad y radiación morfológica (Fig. 25). Entre las teorías que han sido propuestas para explicar su extinción se encuentran: un impacto de un meteorito, actividad volcánica extraordinaria, una regresión marina global. Cualquiera que sea la razón, los paleobiólogos están de acuerdo en que debió ser un evento masivo de escala global (Ortega-Hernández, 2011).

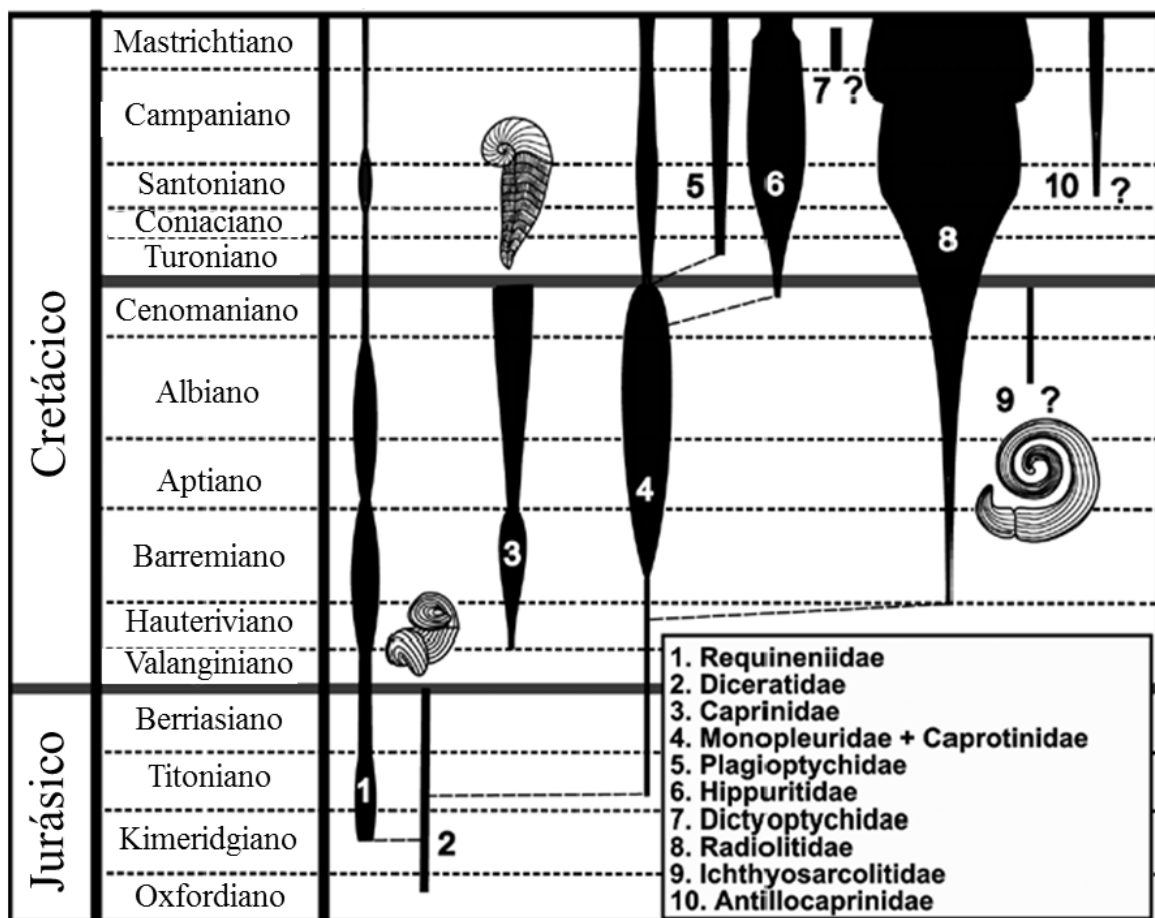


Figura 25. Historia evolutiva de los rudistas. Modificado de Ortega-Hernández (2011).

Capítulo 3: Resultados



Potrero de García, contacto Cupido-Taraises

Capítulo 3: Resultados	55	3.3.3 Estromatopóridos.....	71
3.1 Columnas y correlación estratigráfica.....	56	3.3.4 Gasterópodos.....	73
3.1.1 La Huasteca.....	58	3.3.5 <i>Chondrodonta</i> sp.	75
3.1.2 La Muralla.....	59	3.4 Análisis petrográfico.....	79
3.1.3 Potrero Chico.....	60	3.4.1 Formaciones Taraises, La Peña y Tamaulipas Superior....	79
3.1.4 Puerto México.....	61	3.4.2 Facies arrecifale.....	81
3.1.5 Potrero de García.....	62	3.4.3 Facies perimareal.....	83
3.1.6 Correlación estratigráfica.....	63	3.5 Bioturbación.....	85
3.2 Modelo general de depósito.....	65	3.6 Estromatolitos.....	91
3.3 Macrofósiles invertebrados de la Formación Cupido...	66	3.7 Marcadores estratigráficos.....	93
3.3.1 Rudistas.....	66	3.8 Registro de Radiación Gamma Natural.....	96
3.3.2 Corales.....	69	3.9 Recálculo de temperaturas.....	100

3.1 Columnas y correlación estratigráfica

Se realizó el levantamiento de cinco columnas estratigráficas, se puso especial énfasis en las facies perimareales y arrecifales. En la localidad La Huasteca la Formación Cupido se encontró en contacto concordante en su base y cima con las formaciones Taraises y La Peña, respectivamente. El espesor de la Formación Cupido Cupido en LH es de 490 metros. En la localidad La Muralla, cupido se encontró concordante con las formaciones La Mula en la base y La Peña en la cima. El espesor de esta formación en LM fue de 280 metros. En Potrero Chico, la Formación Cupido se encontró en contacto concordante con las formaciones Taraises y La Peña en la base y la cima respectivamente. El espesor de la Formación Cupido en esta localidad se calculó en 450 metros.

En Puerto México, el cálculo del espesor se llevó a cabo en gabinete mediante datos obtenidos en campo, ya que tanto la cima como la base se encontraron sepultadas por sedimentos recientes. Además, a diferencia de las demás localidades, en la que los estratos tienen buzamientos subverticales, en PM estos varían de 50 a 70 grados. El espesor de la Formación Cupido en PM se calculó en 690 metros, siendo el mayor.

En todas las localidades se puede considerar que la Formación Cupido se limita por las formaciones Taraises y La Mula en la base, y La Peña en la cima. Se compone de calizas de tonalidades grises de estratificación gruesa a mediana que se vuelven más delgadas hacia la cima. En la Formación Cupido dominan la facies perimareal que compuestas de horizontes bioturbados alternados ocasionalmente con horizontes de tapetes microbianos litificados. La facies arrecifal se encuentra subordinada a la parte basal en la mayoría de las localidades, y en la cima para Puerto México, esta facies se compone de: moluscos rudistas, corales, estromatopóridos y gasterópodos. Otros organismos microfósiles se presentan a lo largo de la columna estratigráfica, es el caso de los bivalvos *Chondrodontes*, los cuales ocasionalmente se alternan junto con los horizontes bioturbados.

A continuación, se presentan las columnas estratigráficas levantadas en las cinco localidades estudiadas así como su correlación.

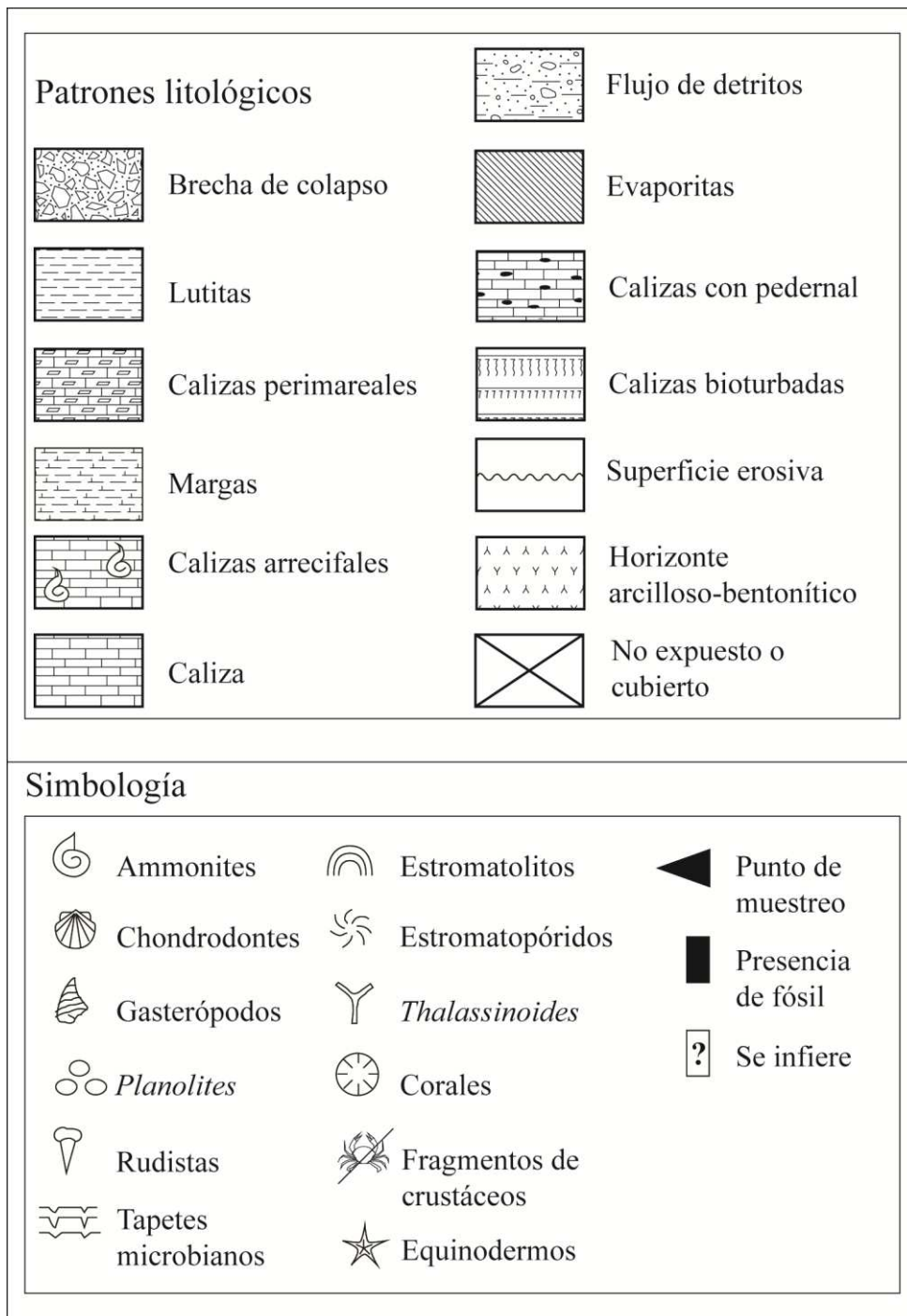


Figura 26. Patrones litológicos y simbología de fósiles utilizadas en las secciones estratigráficas.

3.1.1 La Huasteca

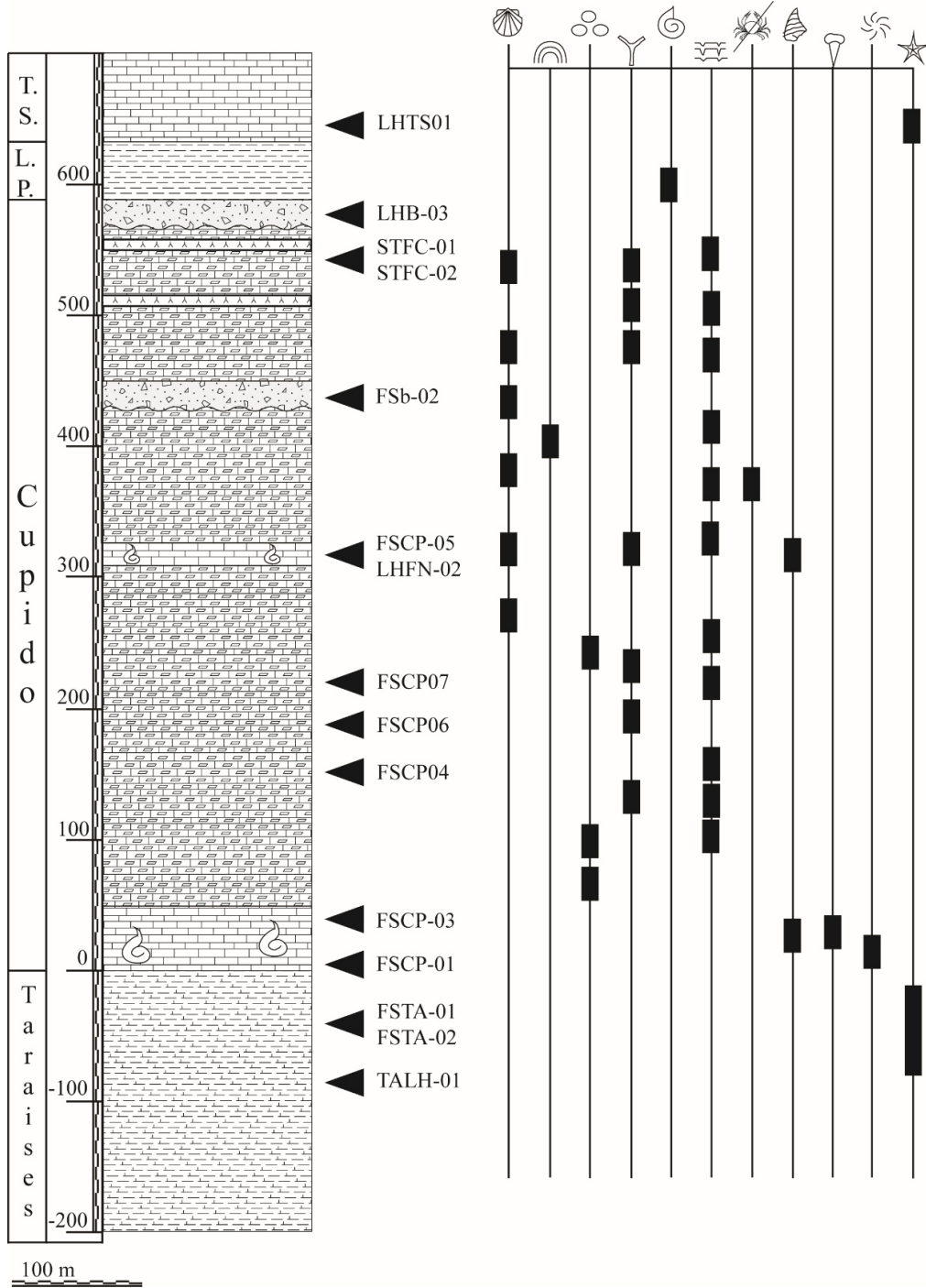


Figura 27. Columna estratigráfica y presencia de fósiles más característicos. Los rectángulos negros indican solo la presencia de fósiles.

3.1.2 La Muralla

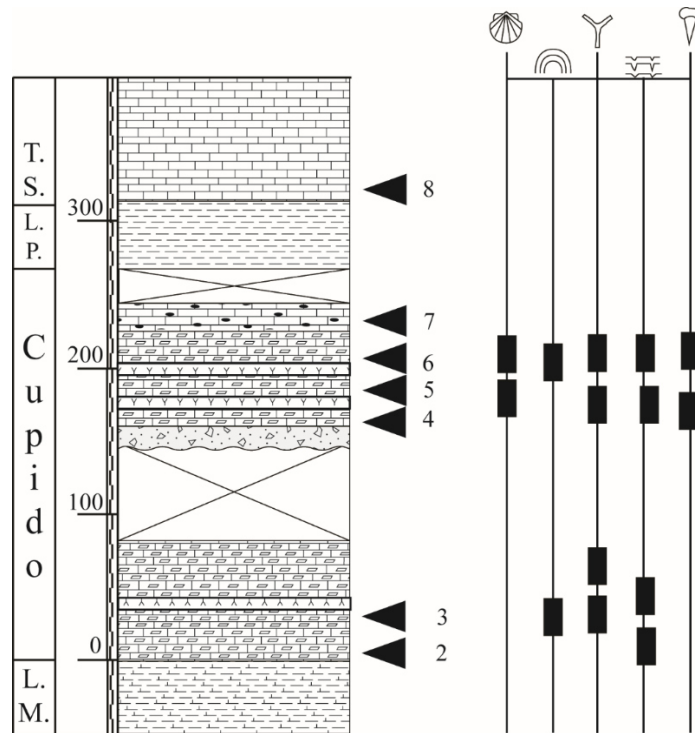


Figura 28. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad La Muralla.

3.1.3 Potrero Chico

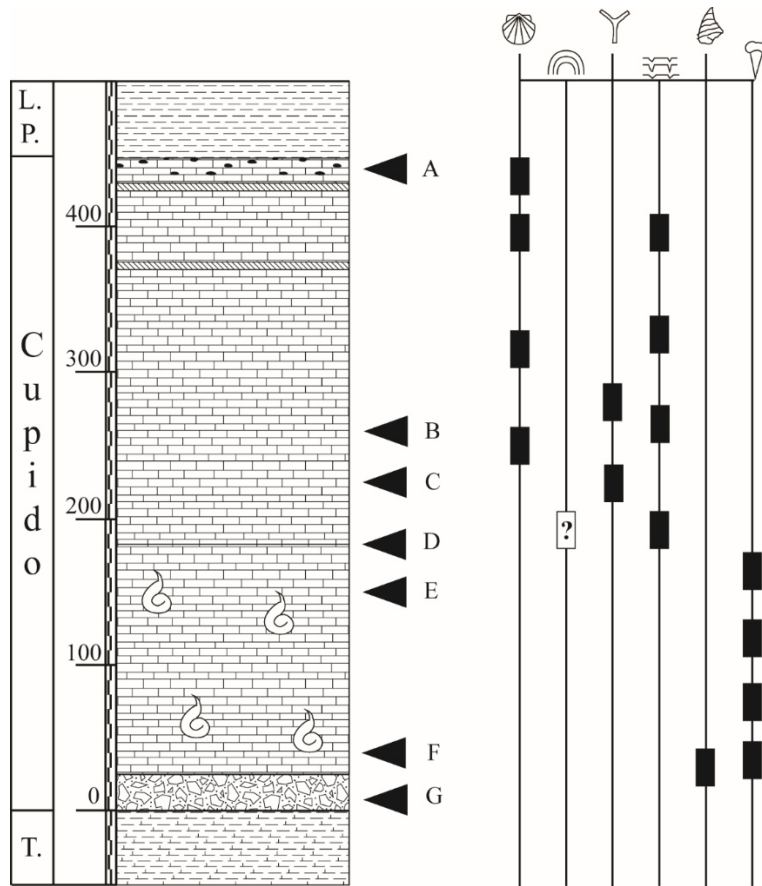


Figura 29. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Potrero Chico.

3.1.4 Puerto México

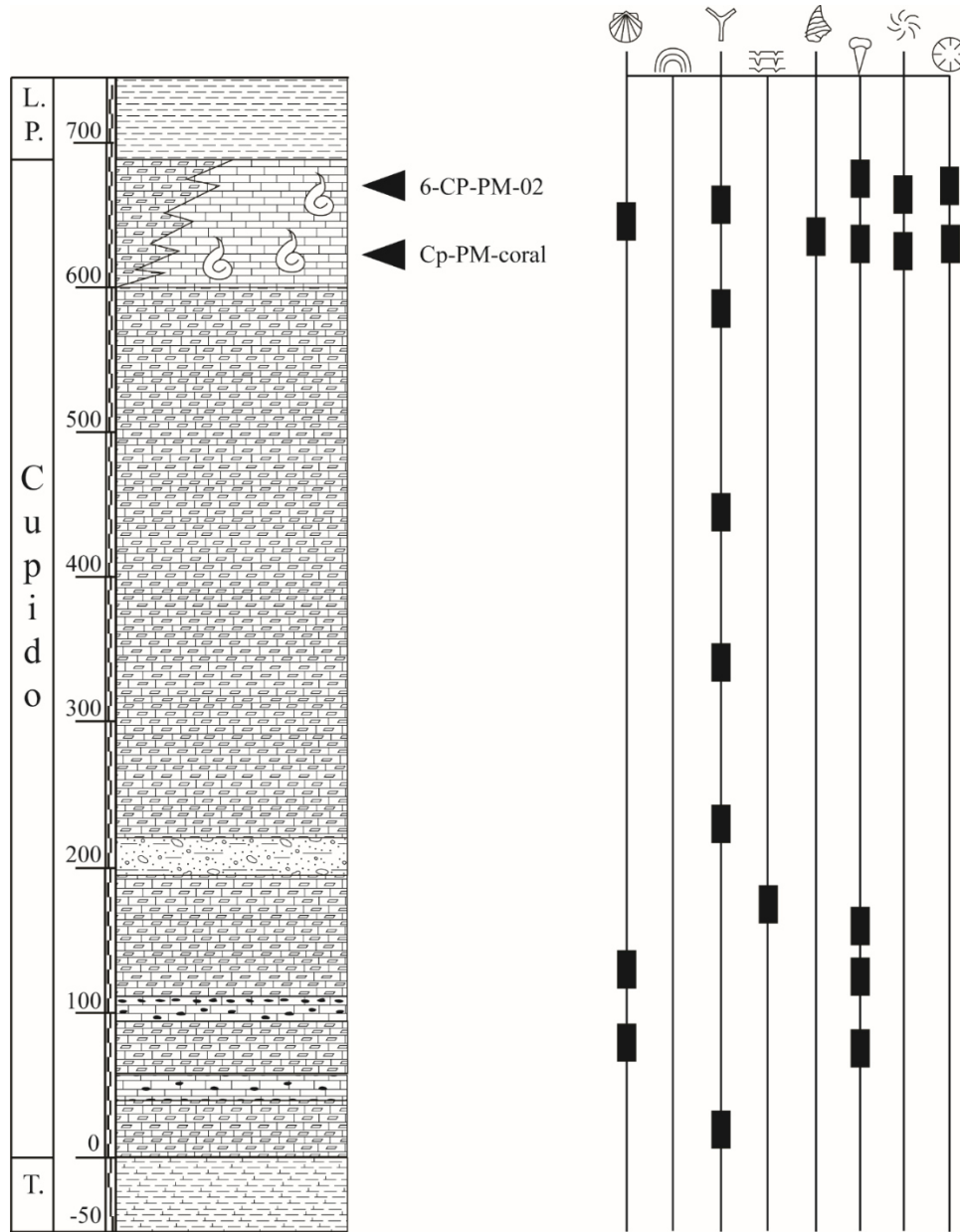


Figura 30. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Puerto México.

3.1.5 Potrero de García

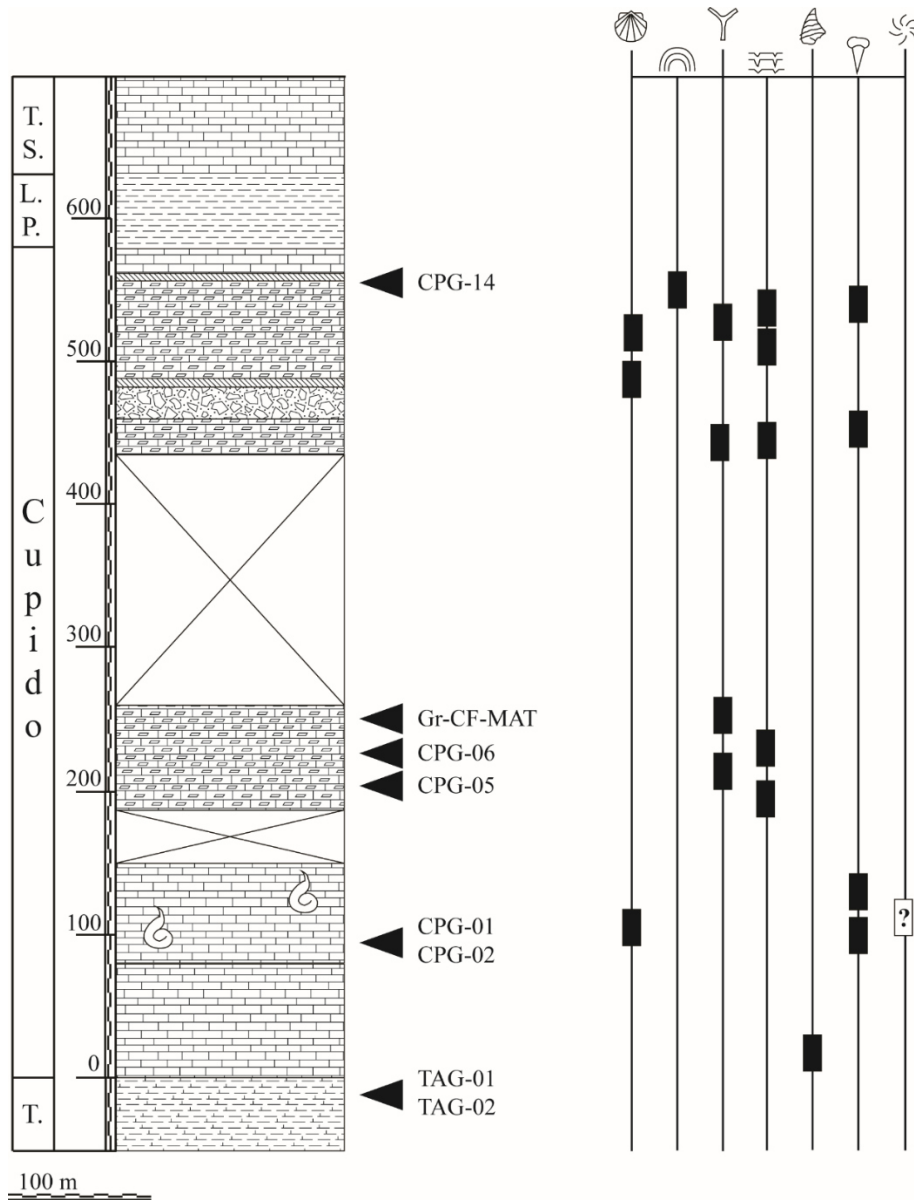


Figura 31. Columna estratigráfica de la Formación Cupido en la localidad Potrero de García.

3.1.6 Correlación estratigráfica

La Superficie de Máxima Inundación (MFS) de la Formación La Peña es utilizada como *DATUM* (nivel estratigráfico base para la correlación de columnas estratigráficas) en esta correlación estratigráfica (Fig. 32). La base de la Formación Cupido se caracteriza por biota arrecifal en la mayoría de las localidades, excepto en PCH, donde se caracteriza por una brecha de talud. Esta se compone de un horizonte de 3-5 metros de espesor compuesto de *rudstone* masivo de brechas que se limita en la parte superior por capas masivas de facies arrecifales (~100 m); en contraste con las demás localidades, aquí la Formación Cupido tiene un espesor aproximado de 480 m en PCH. La facies perimareales domina en la mayoría de los perfiles verticales observados. Muestra una clara tendencia a incrementar su espesor con dirección a la cuenca (este).

Excepto por la localidad PM, el Miembro Cupidito se reconoce en todas las localidades. En PCH este comienza a los 260 m; en PG, el inicio del Miembro Cupidito está oculto por sedimentos recientes; sin embargo, su espesor se estima a partir de los 490 m; en LH, el Mmiembro Cupidito se presenta de manera más evidentes en una secuencia que empieza a los 490 m de la base de la Formación Cupido. Mientras que la parte basal de Cupidito en PM no se encuentra expuesta; sin embargo, se estima que podría empezar a partir de los 680 m.

De las localidades analizadas, dos de ellas exponen la mayor parte de las facies diagnósticas del Miembro Cupidito: PG y LH, la facies arrecifal mide en promedio 40 y 60 m en PG y LH, respectivamente. Una característica constante en todas las localidades estudiadas es la regularidad de la Formación La Peña, la cual es un sello regional muy característico.

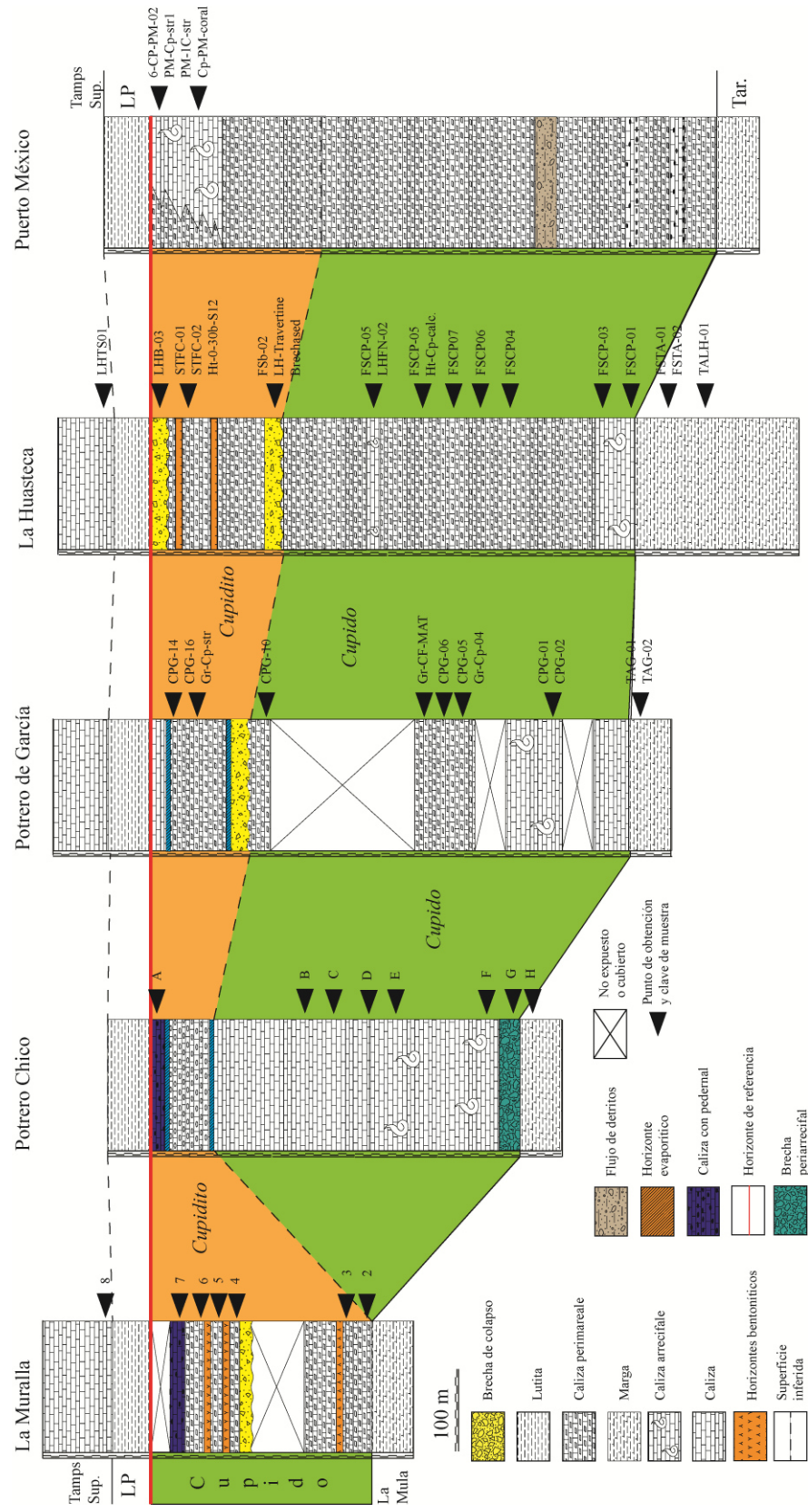


Figura 32. Correlación estratigráfica regional de la Formación Cupido en cinco localidades.

3.2 Modelo general de depósito

El modelo general de depósito se muestra a través de una sección esquemática con dirección NW-SE, partiendo del Bloque de Coahuila (Fig. 33). Este modelo está generado a partir de los datos obtenidos en este trabajo y enriquecido con los trabajos de Goldhammer y Johnson, (2001), Eguiluz de Antuñano (1990; 2011) y Lehmann *et al.* (1998).

La base de este modelo esta representado por facies arrecifales que se encuentran bien desarrolladas en las localidades Potrero Chico y La Huasteca. Estas facies tienden a progradar y agradar con dirección hacia la cuenca. La facies arrecifal se presenta en la cima de la Formción Cupido en la localidad Puerto México. Por otra parte, la facies regresiva conocida como Miembro Cupidito, esta bien desarrollada en La Huasteca y compone la totalidad de la columna en la localidad La Muralla.

El desarrollo de cada etapa es descrito en la sección 4.

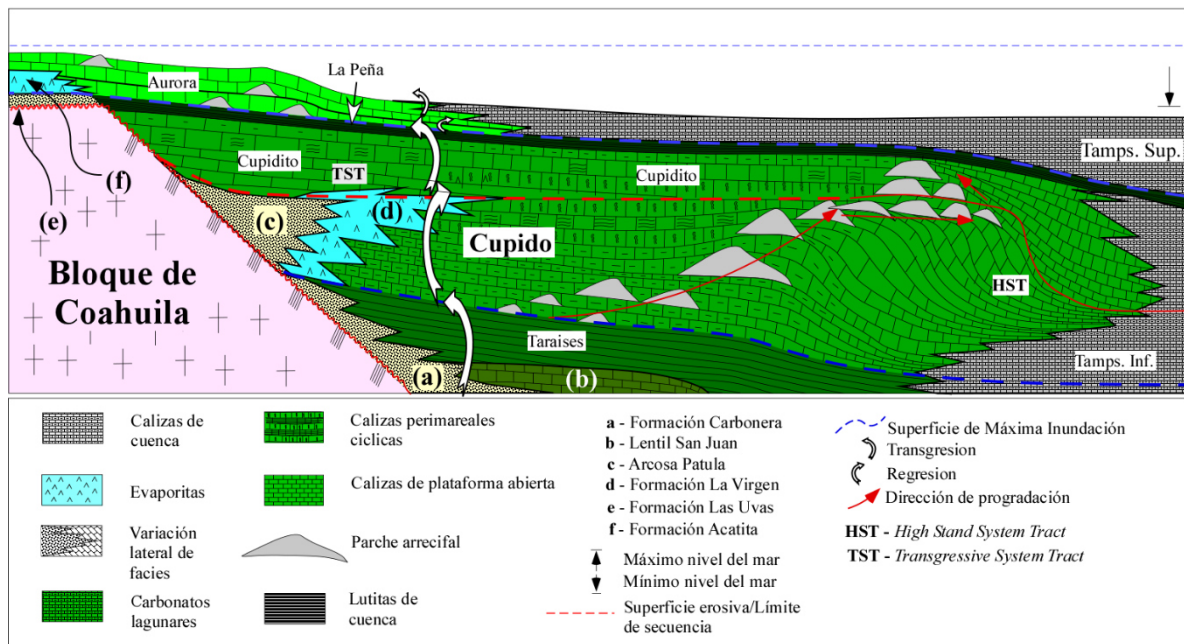


Figura 33. Modelo general de depósito en dirección NW-SE (izquierda a derecha) a partir del Bloque de Coahuila. Construido con datos aportados por autores citados en el texto y datos aportados en este trabajo. En la parte inferior, descripción de la simbología utilizada.

3.3 Macrofósiles invertebrados de la Formación Cupido

En la Formación Cupido los macrofósiles más comunes son los moluscos; sin embargo, existen reportes de estromatopóridos y corales que son menos abundantes (Conklin y Moore, 1977; Torres de la Cruz *et al.*, 2018). En este capítulo se documentan los principales macrofósiles de las localidades estudiadas (Tabla IV).

Tabla IV. Ocurrencia de macrofósiles en las localidades estudiadas de la Formación Cupido. Abundancia: **PM** (Puerto México), **LH** (La Huasteca), **PCh** (Potrero Chico), **CB** (Cañón de Bustamante), **LM** (La Muralla), **PGr** (Potrero de García), **LCh** (Los Chorros), **a** (abundante), **r** (regular), **e** (escasa), **n** (nula).

Fósil	PM	LH	PCH	CB	LM	PGr	LCH
Rudistas	a	r	a	a	r	a	e
Gasterópodos	e	a	n	n	n	n	n
Corales	a	n	n	n	n	n	n
Estromatopóridos	a	r	n	n	n	n	n
Chondrodontes	a	a	a	a	a	a	n
Monopleuridos	n	n	n	r	n	n	n

3.3.1 Rudistas

Los macrofósiles más comunes en Cupido son los moluscos, dentro de ellos, los Rudistas (Fig. 34). Se ubican principalmente en cuerpos o estratos ampliamente distribuidos ubicados en la base y la cima. Sin embargo, también se reconocen concentraciones monotípicas de rudistas *Toucasia* sp. en diversos horizontes de esta formación. Las principales familias reconocidas son *Caprinidae* y *Requiniidae*, así como algunas ocurrencias menos comunes de *Monopleuridae* y *Caprotinidae*. A continuación, se describen las ocurrencias más comunes de rudistas en las localidades estudiadas.

La familia *Requiniidae* está representada por rudistas de dos géneros *Toucasia* y *Pseudotoucasia*. El más abundante es *Toucasia* sp. Dispuestos como concentraciones monotípicas densas en horizontes de espesor que varían entre 10 cm y 1 m (Fig. 34A), o en menor proporción, como ocurrencias relativamente aisladas en cuerpos arrecifales (Figs.

34F, I, J). El segundo género es *Pseudotoucasia* (Fig. 34B). Se identificó únicamente en la localidad PM. Se exponen como individuos que no se encuentran asociados lateralmente con otros rudistas.

El género más abundante de la Familia *Caprinidae* pertenece a *Amphitriscoellus*, como ocurrencias monotípicas en cuerpos mayores a 1 m y abundancias que pueden alcanzar 50 especímenes por 30 cm² (Figs. 29C, G, K), ligados lateralmente entre sí. Las dimensiones de este género son menores a 4 cm y, usualmente, se encuentran en cuerpos que concentran la mayor abundancia macrofósilífera.

Otro género perteneciente a esta familia, menos abundante, es *Offneria*. Se presenta no ligado lateralmente con otros rudistas pero dentro de la zona más diversa de macrofósiles arrecifales. Su característica principal es una cavidad principal elipsoidal (Figura 34H). La familia *Caprotinidae* fue identificada con un único género, *Douvillelia* (Fig. 34D); un rudista de grandes dimensiones <10 cm del cual se identificaron solamente 4 especímenes en la localidad Puerto México, así como fragmentos que podrían pertenecer al mismo género. Otro rudista que fue identificado pertenece a la familia *Monopleuridae* (Fig. 34E). Este fue ubicado en por lo menos un horizonte de 1 m de espesor en la localidad Cañón de Bustamante.

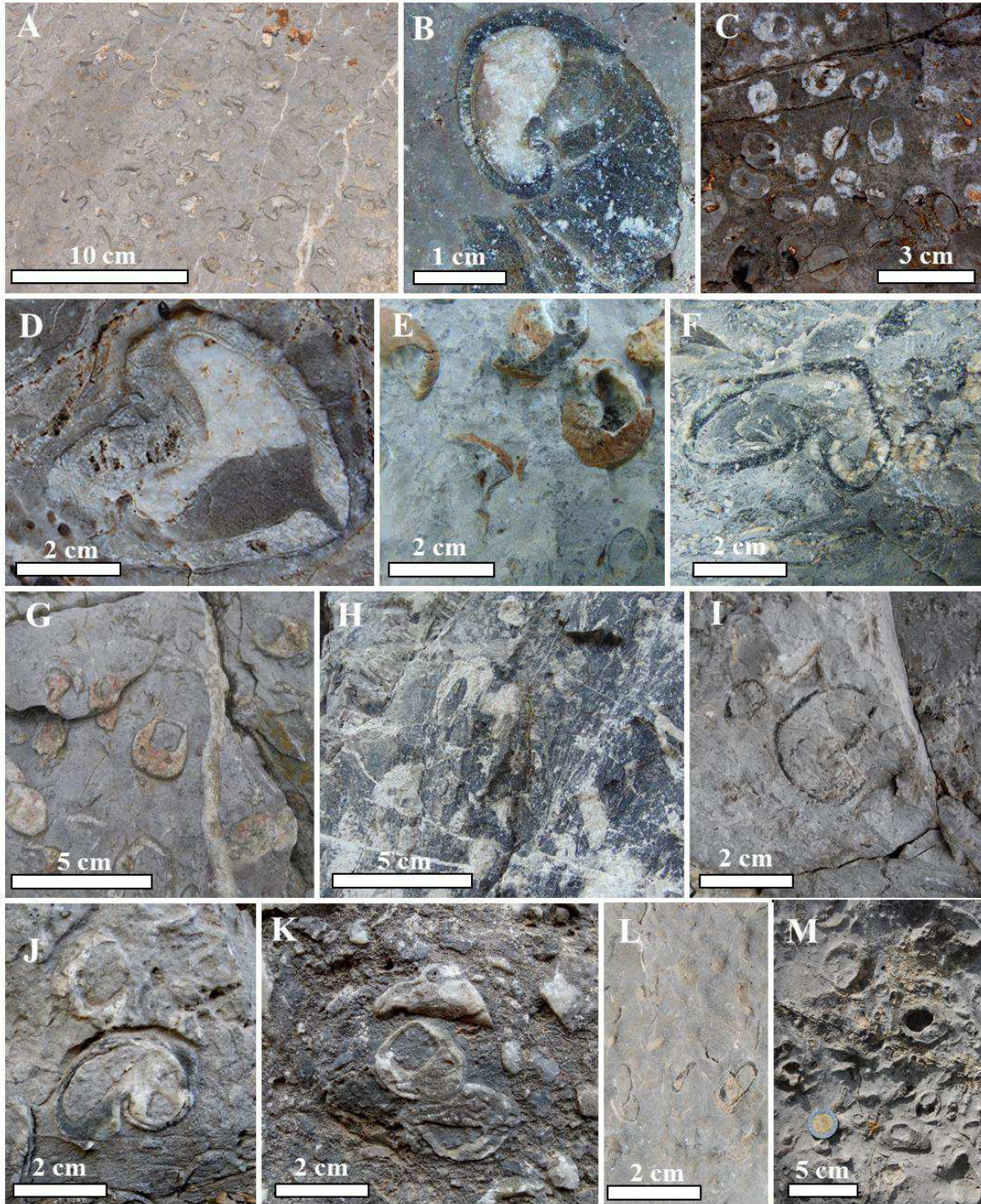


Figura 34. (A) Acumulaciones de *Toucasia* cf. *texana*. PM. (B) *Pseudotoucasia* sp. PM. (C) *Amphitriscoelus* sp. PM. (D) *Douvillekia skeltony* PM. (E) *Monopleuridae* sp. (Oviedo-García 2018, comunicación personal), CB. (F) *Toucasia* sp. LH. (G) *Amphitriscoelus* sp. LH. (H) *Offneria* sp. LCH. (I) *Toucasia* sp. LM. (J) *Toucasia* sp. PCH. (K) *Amphitriscoelus* sp. PCH. (L) *Toucasia* sp. PG. (M) *Amphitriscoelus* sp. PG.

3.3.2 Corales

Aunque tienen una ocurrencia puntual en las localidades visitadas de la Formación Cupido, algunos corales probablemente coloniales y con tamaños que rebasan los 50 cm de diámetro se encontraron preservados de manera incompleta en PM. Se consideran abundantes, en su mayor parte son corales coloniales recristalizados incrustados en la roca caliza también recristalizada. La recristalización de los fósiles y la matriz de la roca complicaron su muestreo, por esta razón las muestras fueron obtenidas de cantos rodados en el área donde los corales afloran. Se descarta que estos provengan de la Formación Aurora ya que en área solo aflora su correspondiente en cuenca, la Formación Tamaulipas Superior, la cual no presenta corales.

Se identificaron dos tipos de corales; el más abundante se caracteriza por septos hexagonales que puede ser asociado con *Stelidioseris*. Comúnmente se encuentran en sección longitudinal fuertemente incrustado en la roca (Figs. 35A, B). Las láminas petrográficas permiten apreciar las paredes hexagonales de los coralitos, típicos en los corales del grupo *Scleractinia* (Fig. 35C). En otros ejemplares, esta característica se ve difusa por efecto de recristalización (Fig. 35D). El alto grado de recristalización también oculta la morfología de los septos (Fig. 35E).

En ejemplares de corales solitarios indeterminados se aprecia como la porosidad intrapartícula se encuentra rellena por esparita, mientras que los septos se encuentran en un estado parcial de esparitización, con partes aún con componente micrítico (Fig. 35F). Se reconocieron dos ejemplares de un segundo tipo de coral ?*Cladophyllia*. Se caracteriza por coralitos semicirculares tipo dendroide. El cementante interno es posiblemente esparítico. El diámetro de los individuos varían entre los 2 y 3 cm (Fig. 35F).

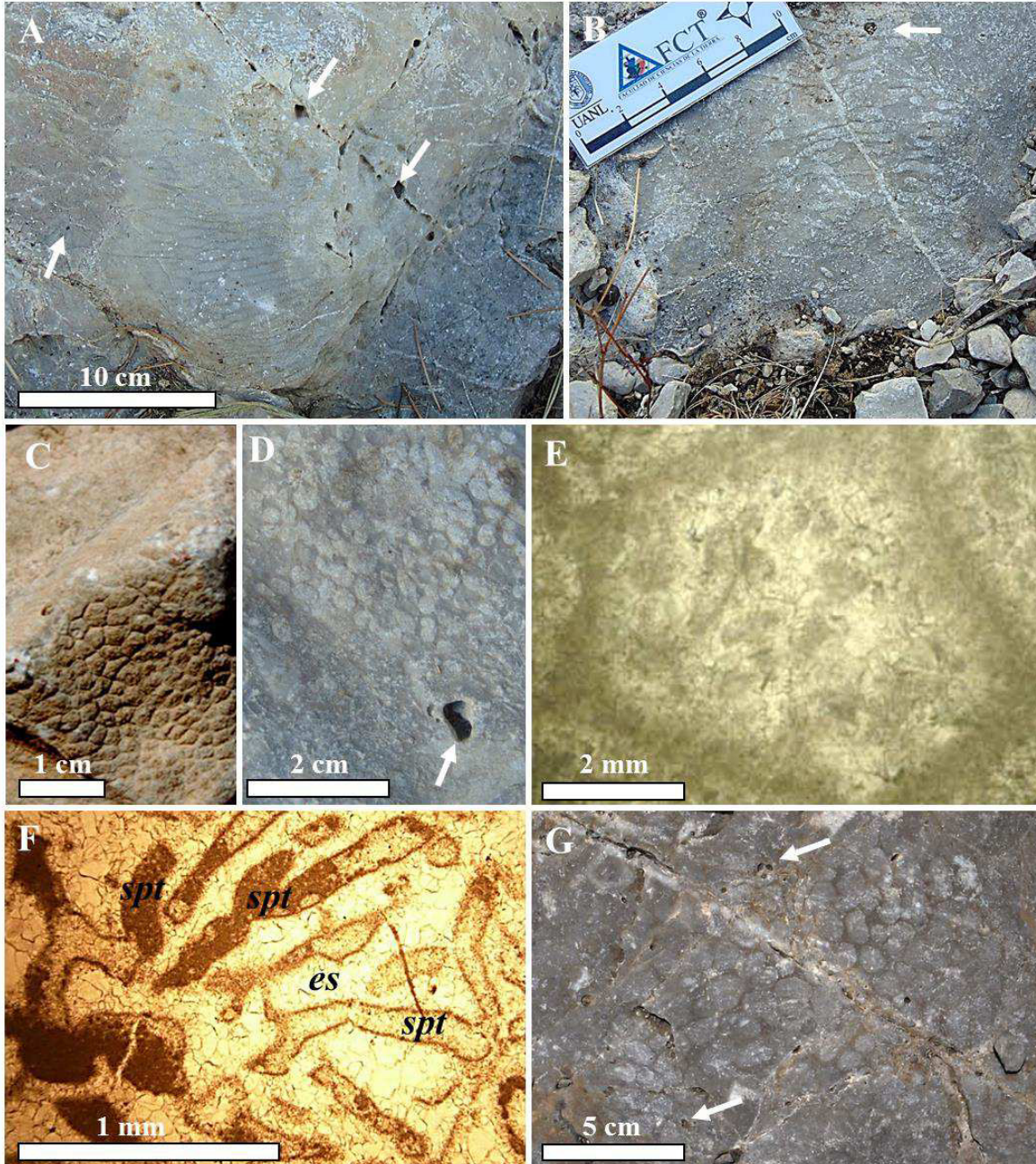


Figura 35. (A y B) Sección longitudinal de *Stelidioseris* sp. con porosidad vugular y fracturas rellenas de calcita. (C) Sección transversal de *Stelidioseris* sp. con septos hexagonales. (D) Sección transversal de *Stelidioseris* sp. con septos afectados por diagénesis. (E) Microfotografía de un coralito de *Stelidioseris* sp. con paredes micritizadas y relleno de esparita. (F) Microfotografía de coral solitario indeterminado, los septos (*spt*) se encuentran parcialmente espartizados, y la porosidad intrapartícula esta rellena por cementante esparítico (*es*). (G) ?*Cladophylia* en sección transversal. Las flechas indican porosidad vugular.

3.3.3 Estromatopóridos

La presencia de estromatopóridos se registró en dos localidades, La Huasteca y Puerto México (Fig. 36). En ambas se ubican en facies asociadas con cuerpos arrecifales en la base y en la cima, respectivamente. En Puerto México, los estromatopóridos se encuentran asociados con corales del género *Stelidioseris* y rudistas caprinidos y requienidos; fuertemente embebidos en calizas masivas. Esta presenta estructuras diagénéticas asociadas con el desarrollo de sistemas de fracturas abiertas y fracturas rellenas de calcita, acompañadas de porosidad vugular y karstificación superficial. Su forma característica ocurre como estructuras deformadas con laminación interna y dimensiones que pueden llegar hasta los 20 cm de longitud y 5 cm de altura. Sus morfologías generales son cónicas y laminares (Figs. 36A, B, C).

En La Huasteca, los estromatopóridos están restringidos a los primeros metros de la base de la Formación Cupido, cerca del contacto con la Formación Taraises y asociado con rudistas. La posición estructural de los estratos permite visualizar los estromatopóridos en su parte basal, estos se encuentran ocasionalmente creciendo sobre fragmentos de calizas (Fig. 36D) en morfología cómica. Algunos ejemplares de menor tamaño se disponen lateralmente ostentando la laminación característica de los estromatopóridos (Fig. 36E), en morfología cómica con bordes afectados por diagénesis por presión-solución y, en morfología laminar (Fig. 36F), también mostrando las estructuras columnares en vista externa (Fig. 36G).

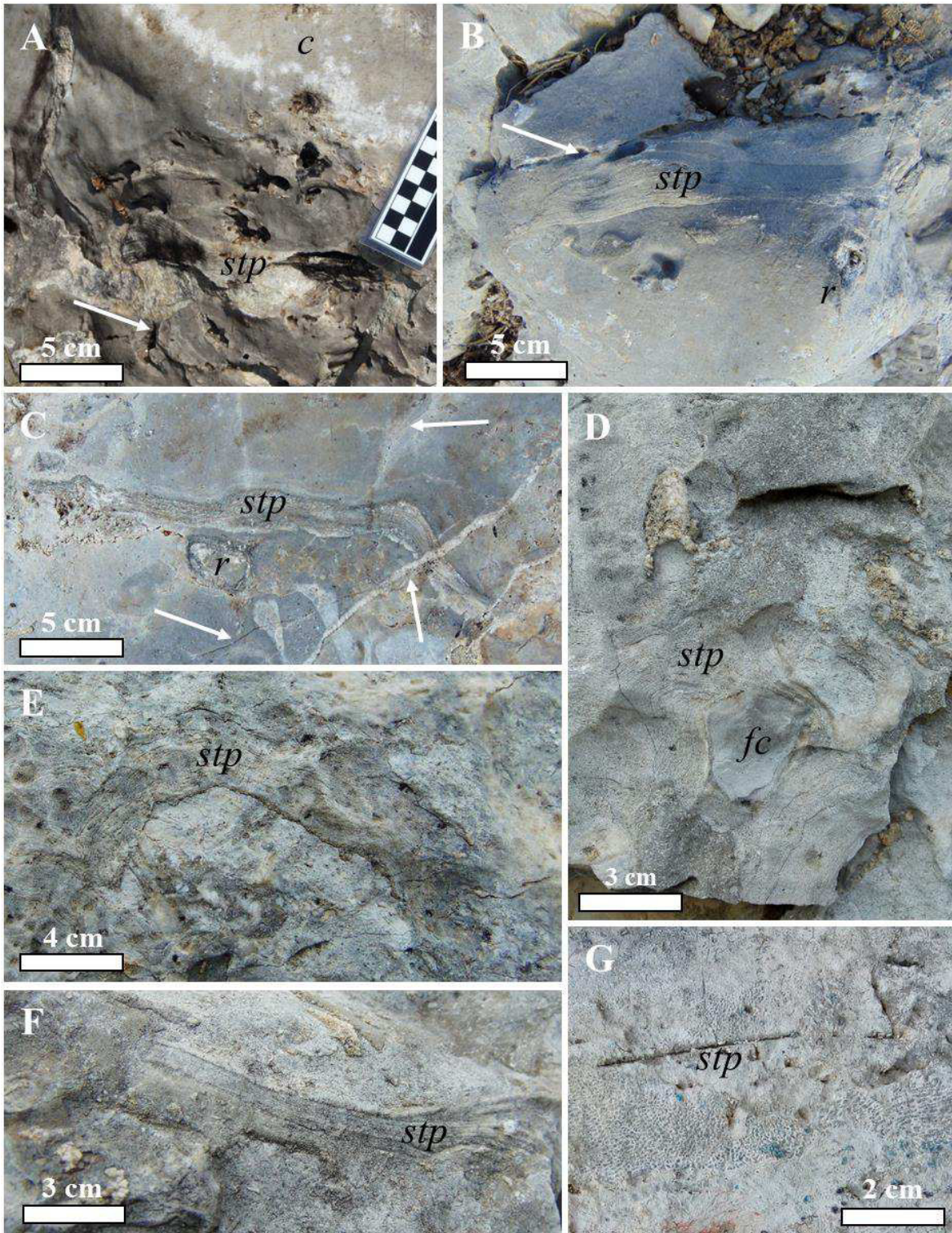


Figura 36. Estromatopóridos (*stp*) en PM y LH. (A) En asociación con coral *Stelidioseris* (*c*), PM. (B y C) En asociación con rudistas en caliza altamente fracturada (flechas), PM. (D) En sección basal sobre fragmento de caliza (*fc*), LH. (E) En estructura dómica en corte longitudinal, LH. (F) En estructura laminar lateral, (G) Vista exterior de las columnas.

3.3.4 Gasterópodos

Los gasterópodos fueron reconocidos en tres localidades: PCH, LH y PM (Fig. 37). En todos los casos asociados a las zonas con mayor diversidad fosilífera en cuerpos arrecifales que se encuentran: en la base de la Formación Cupido Cupido para PCh; en la base y la parte media para LH y en la cima para PM. En esta última es la zona donde aumenta la tendencia de dimensiones de los especímenes. En este capítulo no se toma en cuenta los microgasterópodos, los cuáles también están presentes en esta formación.

De manera general, los gasterópodos en la Formación Cupido son de gran tamaño (3-10 cm). En PCH, tienen dimensiones menores a 10 cm, se caracterizan por paredes calcíticas y cámaras globulares con diámetros de hasta 2 cm, rellenas de cemento micrítico en sección axial. Guardan similitud con el género *Tylostoma* del Cretácico Inferior en las localidades PCh (Fig. 37A) y PM (Figs. 37J, K), respectivamente.

En la base de la Formación Cupido Cupido en LH se documentó la presencia de un único espécimen de gasterópodo del orden *Neogastropoda* perteneciente a la familia *Muricidae* (Fig. 37D, E). En la parte media de la sección, se identificó un horizonte de 1.5 metros de espesor con abundantes gasterópodos de la familia *Nerineidae* en sección transversal y longitudinal (Figs. 37F, G). De la Familia *Nerineidae* se reconoció un solo ejemplar en PM, posiblemente del género *Diozoptyxis* (Fig. 37H).

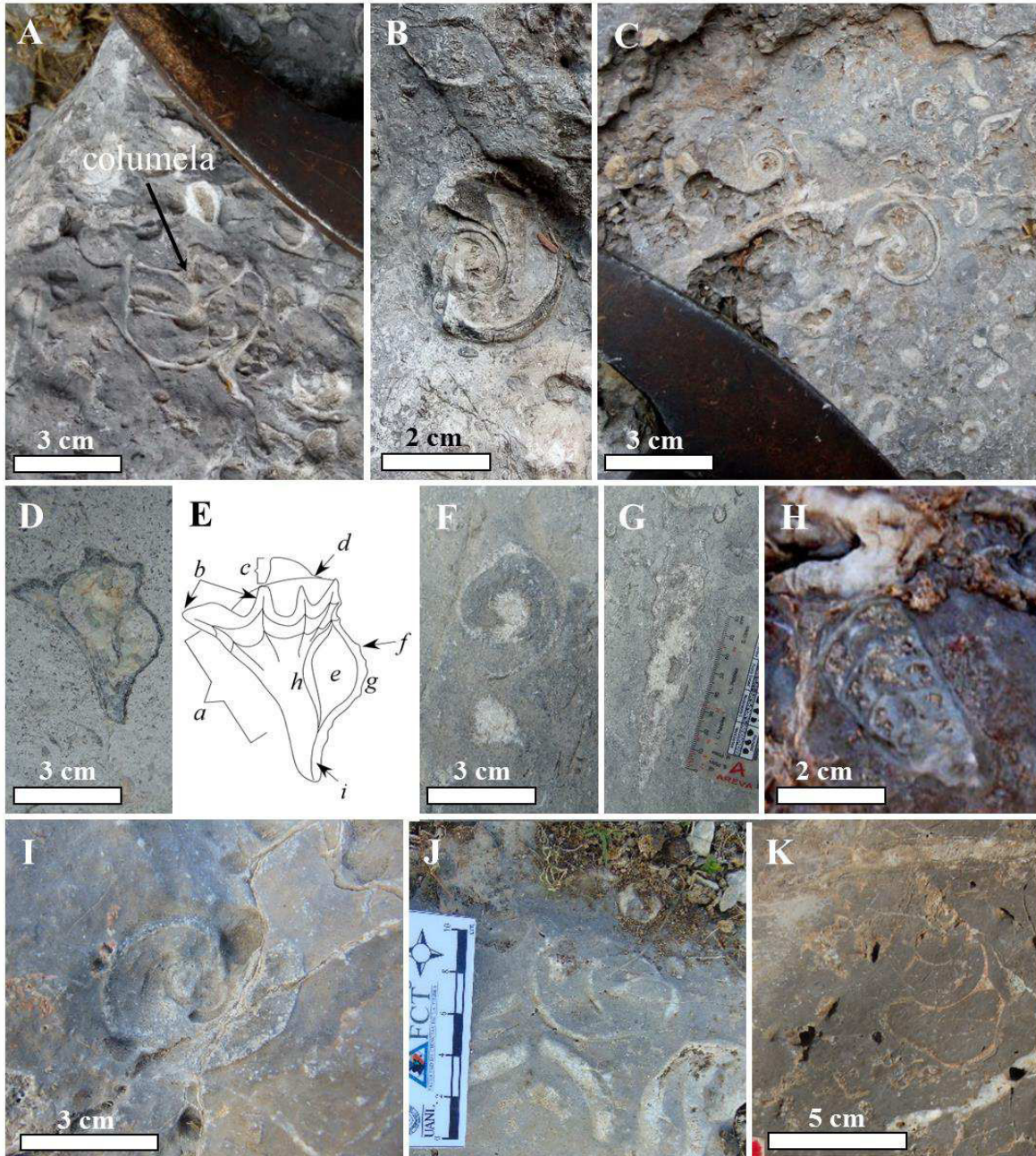


Figura 37. (A) *?Tylostoma* en sección axial, PCH. (B y C) Vista apical de gasterópodo indeterminado en PCH. (D) Gasterópodo de la Familia *Murcidae*, LH. (E) Interpretación de las estructuras de D (*a* = última espira; *b* = nodo; *c* = espira; *d* = sutura; *e* = abertura; *f* = costilla; *g* = labio exterior; *h* = labio interior; *i* = canal sifonal). (F) *Nerinea* en vista apical, LH. (G) Sección longitudinal de *Nerinea*, La Huasteca. (H) Gasterópodo *nerinea* similar a *Diozoptyxis*, PM. (I) Gasterópodo indeterminado en sección apical, PM. (J y K) Género *?Tylostoma* en sección longitudinal frontal, PM.

3.3.5 *Chondrodonta* sp.

Los bivalvos del género *Chondrodonta* se presentan en la mayoría de las localidades (Figs. 38 y 39). Las dimensiones se mantienen relativamente constantes (entre 3-8 cm) mientras que el grosor de la concha ronda los 0.5 cm presentes en forma convexa. En PM, horizontes de *C. sp.* se encuentran en posición perpendicular a la estratificación y alternados con horizontes de rudistas monoespecíficos del género *Toucasia* sp. (Fig. 38A). En esta localidad también se presentan individuos *Chondrodontes* en tamaños que sobrepasan los 10 cm, dentro de la zona con mayor diversidad fosilífera del área (Fig. 38B).

En la localidad LH, los bivalvos *C. sp.* se encuentran en sección longitudinal y transversal en dimensiones que rondan los 5 cm de longitud y menores a 1 cm de espesor (Fig. 38C). Los horizontes con *C. sp.* varían en espesor desde los 10 hasta los 30 cm, la disposición de las conchas de *C. sp.* varía entre paralela, oblicua y perpendicular a la estratificación en arreglos cíclicos que se limitan en la parte superior por horizontes bioturbados con alta porosidad vugular (Fig. 38D).

Ocasionalmente el límite entre un horizonte bioturbado por redes de *Thalassinoides* isp. y un horizonte con *C. sp.* se refleja por la presencia de estilolitas diagenéticas (Fig. 38E). Los cortes en donde *C. sp.* se muestra en LH varían en secciones axiales y transversales; sin embargo, en esta localidad no se presentan en sección ventral o dorsal (Fig. 38F). En una brecha de solución-colapso, fragmentos recristalizados de calizas presentan fragmentos de *C. sp.*, los cuales se acompañan de intensa porosidad vugular (Fig. 38G).

El estado de recristalización dificulta la determinación taxonómica; sin embargo, la mayoría de los individuos de tamaños que varían entre 3 y 8 cm de longitud, guardan similitud morfológica con los descritos por Posenato *et al.* (2018b), identificados como *Chondrodonta glabra*; sin embargo, se necesita de un análisis más detallado de las conchas.

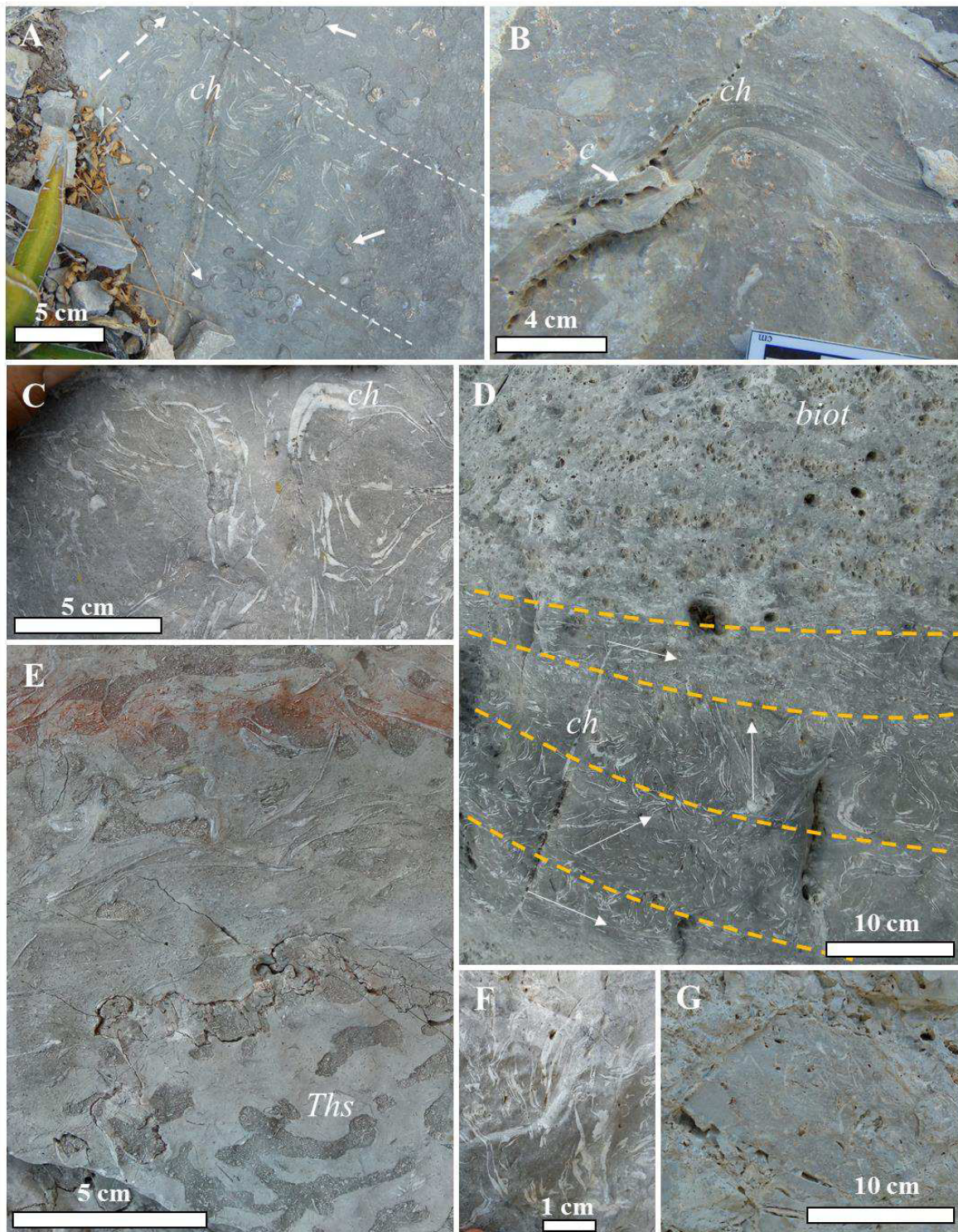


Figura 38. Chondrodontes en PM y LH. (A) Perpendiculares a la estratificación, limitados por horizontes de *Toucasia* sp. líneas punteadas (B) *Chondrodonte* (c = condroforo). (C) valvas cóncavas de *C. sp.* (D) *C. sp.* en. Las diferencias en las orientaciones se marcan con las líneas punteadas (E) *Chondrodontes* limitados por trazas de *Thalassinoides* isp. (*Ths*). (F)

Chondrodontes con porosidad por diagénesis. (G) brecha sedimentaria con *Chondrodontes* en fragmento de caliza.

En CB, las dimensiones de *Chondrodonta* sobrepasan los 10 cm en longitud, el espesor se mantiene menor a 1 cm en corte transversal (Fig. 39A). Se presenta también como agregados densos de *C. sp.* dispuestos perpendicularmente a la estratificación, con relieve de las conchas y longitudes que pueden alcanzar los 5 cm (Fig. 39B).

La localidad PCh muestra estratos con espesores mayores a 1 m que contienen acumulaciones densas de *Chondrodonta* en posición errática, mayormente en sección transversal (Figs. 39C, D). En LM, los bivalvos chondrodontes se encuentran en horizontes que rondan los 30 cm de espesor, con individuos en sección transversal (Fig. 39E). La superficie interna de la valva puede ser vista en tres especímenes de La Muralla (Figs. 39E, F, G).

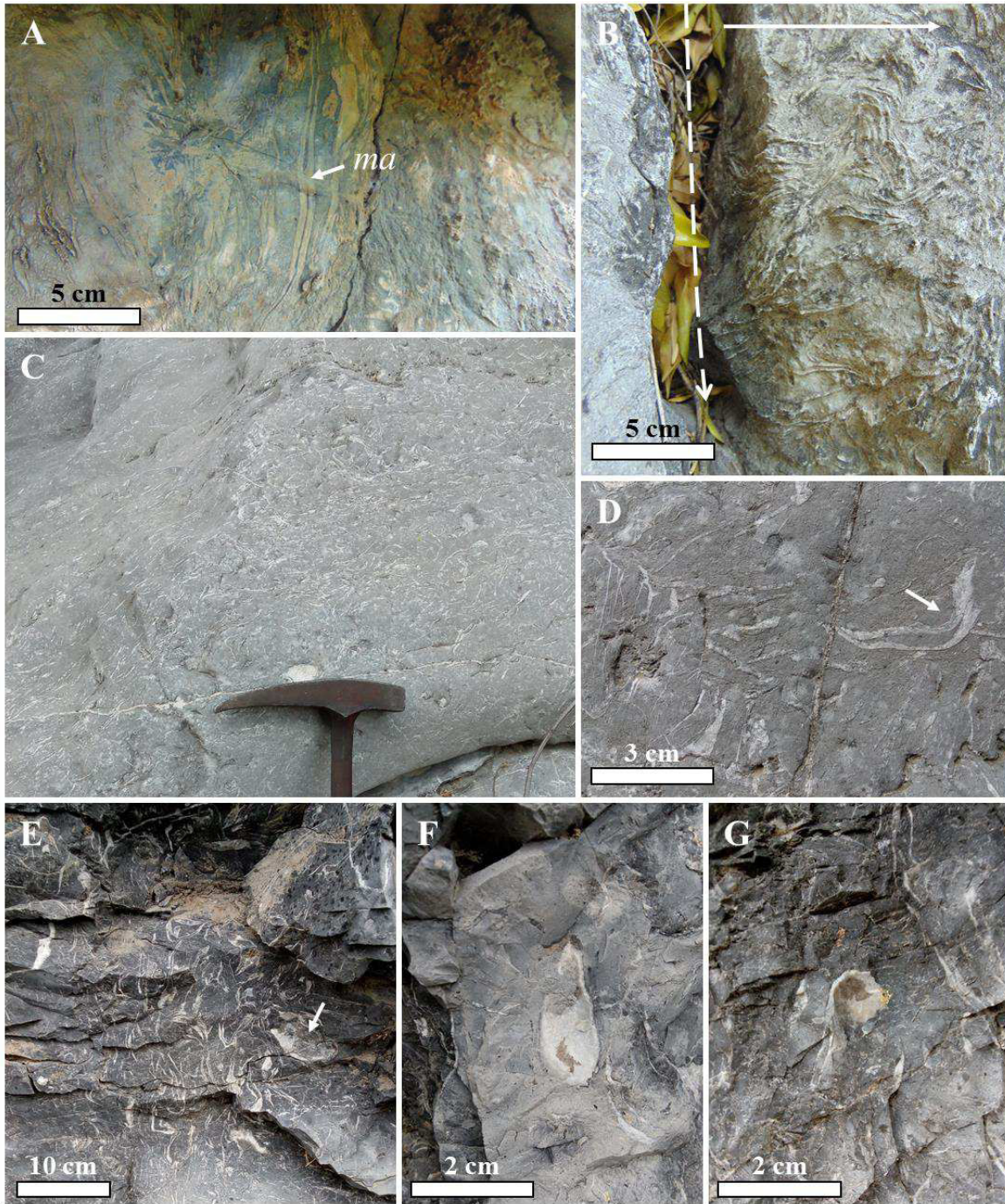


Figura 39. (A) Sección longitudinal de *Chondrodonta* sp (*ma* musculo aductor). (B) Detalle del relieve de las conchas de *C.* sp. perpendiculares a la estratificación (flecha punteada). (C) Acumulaciones densas de *C.* sp. en horizontes mayores a 1 m en PCH. (D) Sección transversal de una concha de *C.* sp. en PCH. (E) Horizontes de *C.* sp. paralelas a la estratificación en LM. (F y G) *C.* sp. en sección ventral, LM.

3.4 Análisis petrográfico

La recolección de muestras se enfocó especialmente en las facies identificadas en campo. Estas son: facies arrecifales, facies perimareales que engloba los tapetes microbianos, los horizontes bioturbados, estromatolitos y las concentraciones de bivalvos *Chondrodontes* y brechas de colapso.

Las muestras provienen de diferentes niveles estratigráficos de los afloramientos de Puerto México (PM), Potrero de García (PGr), La Huasteca (LH), La Muralla (LM) y Potrero Chico (PCh). Otras muestras fueron tomadas en Los Chorros (claves LCHCP-01; LCHCP-02 y LCHC-P03), ejido Brownsville (clave BGTI) y Presa Rompe Picos, en Santa Catarina, Nuevo León (clave LHRP-01).

3.4.1 Formaciones Taraises, La Peña y Tamaulipas Superior

Se obtuvieron muestras de estas formaciones con la finalidad de ubicar, en mejor medida, los límites de la parte superior e inferior de Cupido. La Formación Taraises se caracteriza por la presencia de espinas de equinodermos en corte transversal, dentro de una matriz arcillosa con texturas *wakestone* a *packstone*, con abundantes minerales opacos, posiblemente pirita oxidada en La Huasteca (Fig. 40A, B).

En Potrero de García, esta formación se caracteriza por *grainstone* de peloides, con espinas de equinodermos en corte transversal, así como algunos foraminíferos bentónicos (Fig. 40C). La Formación La Peña, en La Huasteca, se presenta con abundantes foraminíferos plantónicos, fragmentos de amonites, colomielidos en cortes transversal y longitudinal, así como placas de equinodermos en una matriz micrítica (Fig. 40D).

La Formación Tamaulipas Superior se caracteriza por una matriz micrítica con abundantes restos del microfósil *Microcalamoides* en cortes transversales y oblicuos, su presencia es común en las localidades La Huasteca (Fig. 40E) y Los Chorros (Fig. 40F).

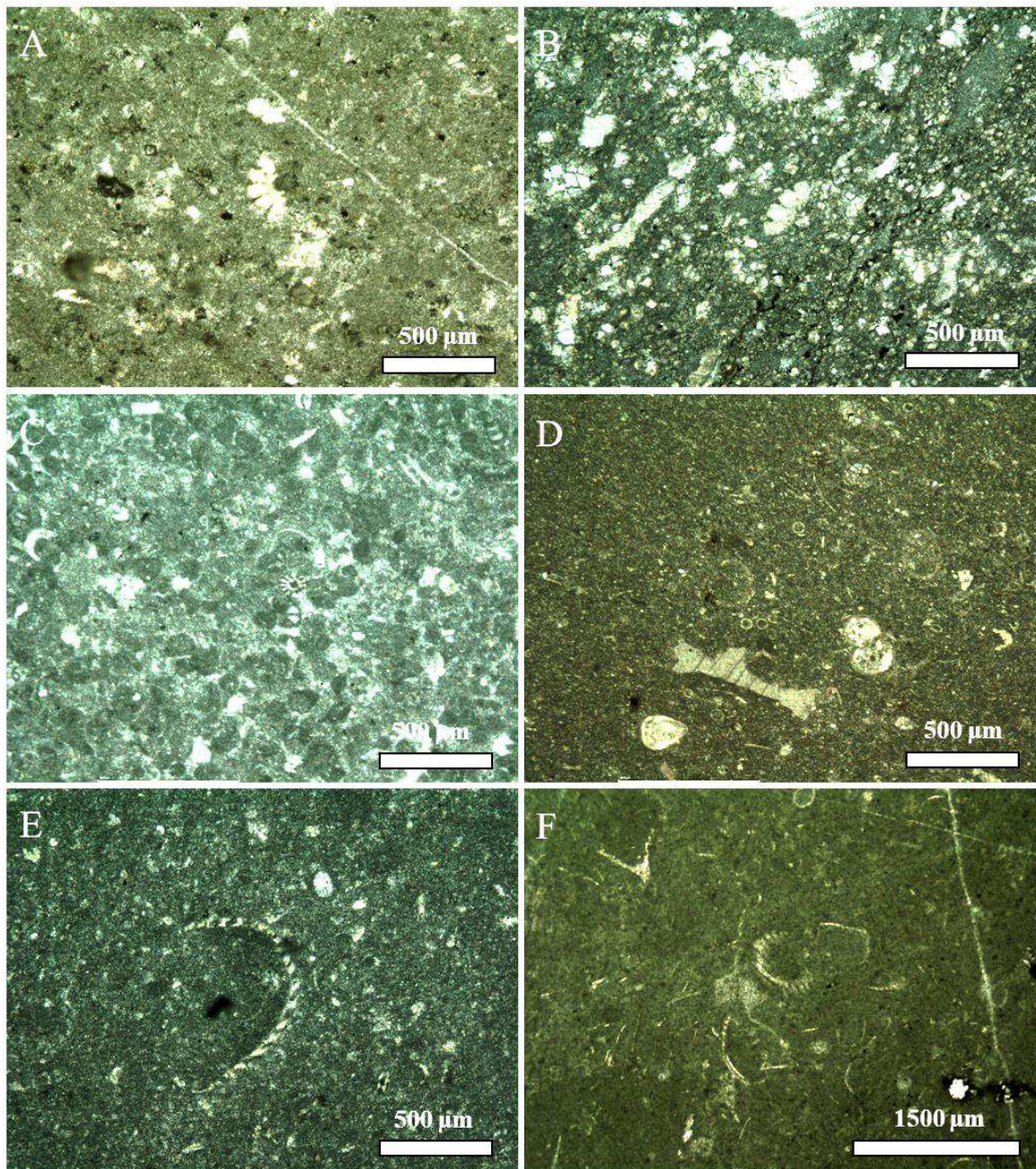


Figura 40. Microfotografías de asociaciones fosilíferas más comunes en las formaciones Taraises, La Peña y Tamaulipas Superior en las localidades estudiadas. (A) Fragmento de espina de equinodermo (TALH-01). (B) *Wakestone-packstone* con fragmentos de espinas de equinodermos (TALH-02). (C) *Packstone* de peloides y espinas de equinodermos (TAG-02). (D) *Wakestone* con foraminíferos plantónicos, colomielidos y fragmentos de equinodermos (LPLH-03). (E) *Wackestone* con fragmento de *Microcalamoides* (TSLH-01). (F) *Wackestone* con fragmentos de *Microcalamoides* (LCHTS-01).

3.4.2 Facies arrecifales

Se revisaron láminas delgadas en la facies arrecifal de la base de la Formación Cupido en las localidades La Huasteca y Potrero Chico. En La Huasteca, esta facies se caracteriza por presentar *rudstone* con dolomitización selectiva, acompañada de litoclastos. También se reconocen fragmentos de conchas de rudistas dolomitizadas, acompañadas de evidencias de compactación y laminación interna, en la parte superior de la facies arrecifal contiene fragmentos de calizas subredondeados dentro de un cementante esparítico (Fig. 41A, B, C).

En Potrero Chico, la facies arrecifales se encuentra subyacida por una brecha periarrecifal altamente dolomitizada la cual no permite distinguir estructuras fósiles (Fig. 41D). La parte superior de esta facies se caracteriza por *rudstone* de litoclastos que contienen, en su interior, foraminíferos bentónicos (miliólidos) y algas calcáreas dasycladaceas (Fig. 41E, F), cementados en esparita.

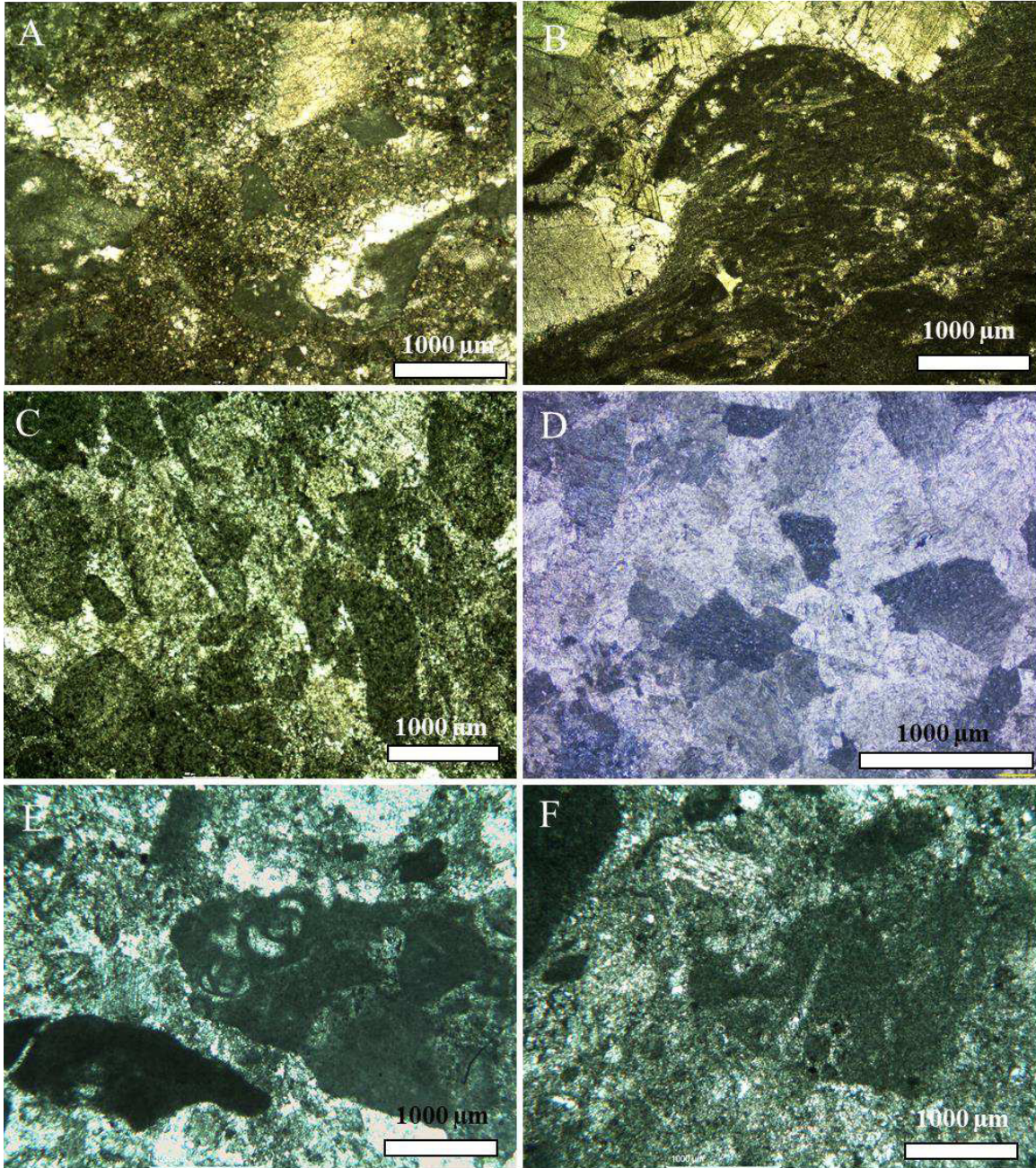


Figura 41. Microfotografías en la base de la Formación Cupido. **(A)** Dolomitización selectiva (FSCP-01). **(B)** Concha de rudistas dolomitizada (FSCP-01). **(C)** Peloides y litoclastos en una matriz dolomitizada (FSCP-03). **(D)** Brecha dolomitizada (G). **(E)** Litoclasto con miliólidos (E). **(F)** Litoclasto con fragmento de alga calcárea (E).

3.4.3 Facies perimareal

En las facies perimareales se engloban los horizontes bioturbados, los tapetes microbianos, los estromatolitos y los horizontes con bivalvos Chondrodontes. Las galerías presentes en los horizontes bioturbados o sustratos firmes (*firmgrounds*) se presentan en todas las localidades estudiadas; sin embargo, no todos fueron muestreados. El relleno de estas galerías se compone principalmente de *packstone-grainstone* de peloides, foraminíferos bentónicos, algas calcáreas, gasterópodos y serpúlidos en La Huasteca (Fig. 42A). Una muestra bioturbada obtenida en Los Chorros ostenta una textura tipo *grainstone* compuesta principalmente de peloides cementados en esparita, con foraminíferos bentónicos miliólidos y textuláridos (Fig. 42B).

Los tapetes microbianos son característicos en todas las localidades que se estudiaron a fondo. De manera general, se observan afectados por neomorfismo agrandante y, en algunos casos, la laminación clara-oscura se ve fuertemente relacionada con la presencia de cementante esparítico y numerosos peloides (Fig. 42C). Los estromatolitos, además de la alternancia entre laminaciones claras y oscuras, presentan fenestras rellenas de dolomita en estructuras conocidas como “ojo de pájaro”, alineadas paralelas a la laminación (Fig. 42D).

Se reconoció la presencia de conchas de bivalvos Chondrodontes en lámina petrográfica dentro de una matriz diagenetizada con microesparita (Fig. 42E) y con sustitución parcial de la concha por cristales evaporíticos (Fig. 42F).

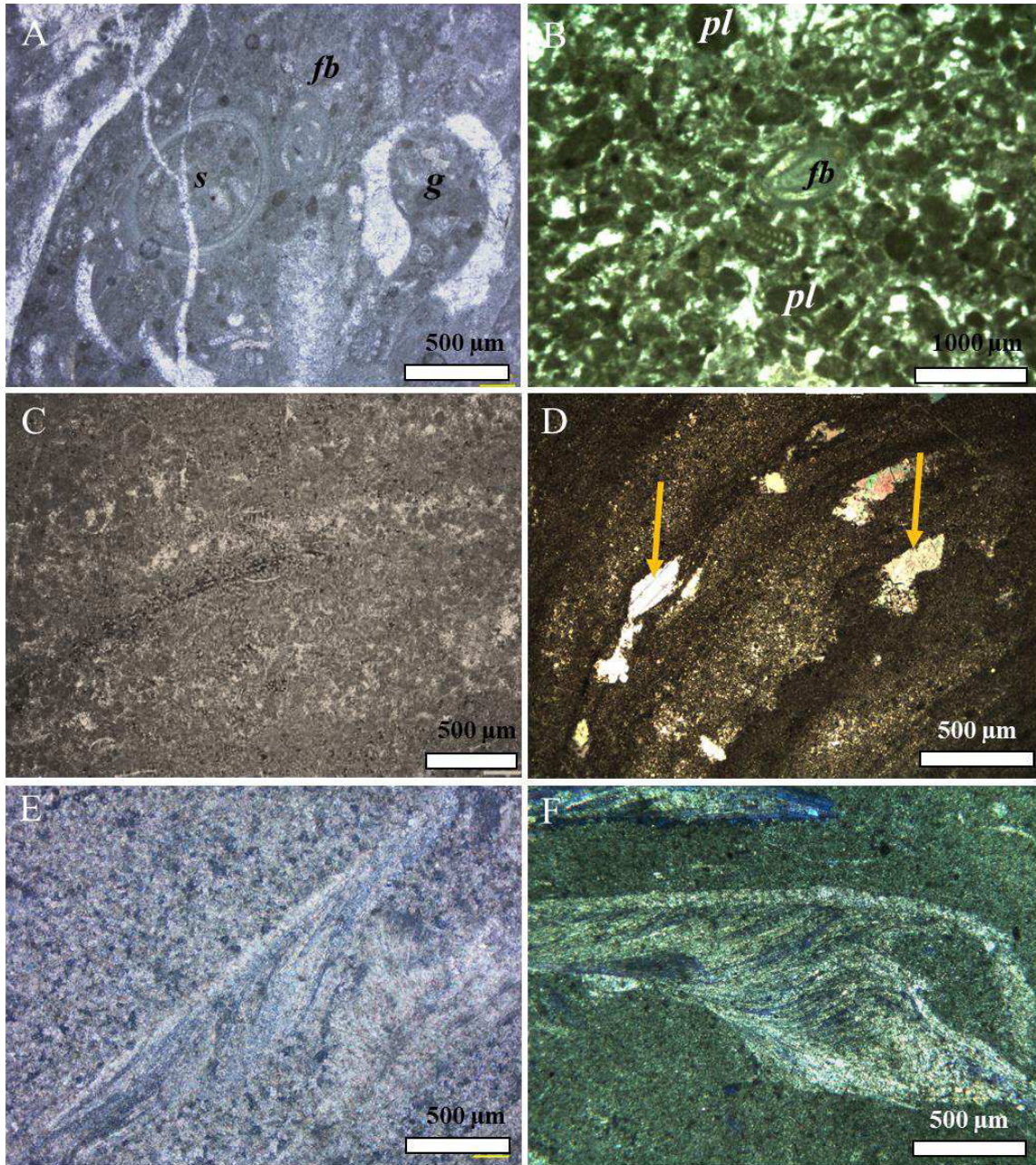


Figura 42. Microfotografías de facies perimareales. (A) *Packstone* de serpúlidos, foraminíferos bentónicos y gasterópodos (FSCP-06). (B) *Grainstone* de peloides, y foraminíferos bentónicos (LCHCP-03). (C) *Bindstone* de tapete microbiano con laminaciones claro-oscuro y peloides (6OCT18). (D) *Bindstone* de estromatolito con fenestras paralelas a la laminación rellenas de dolomita en flechas amarillas (CPG-14). (E) *Rudstone* con fragmentos de bivalvos *Chondrodonte* en una matriz neomorfizada (B). (F) Fragmento de *Chondrodonte* (4). Las variaciones en el color de las microfotografías obedecen a los diferentes tipos de microscopios en los que fueron obtenidas (ver Materiales y métodos). s = serpúlido, pl = peloide, fb = foraminíferos bentónicos, g = gasterópodos.

3.5 Bioturbación

El afloramiento que mejor expone los horizontes bioturbados es el de LH. En este se presentan estratos sub-verticales cortados perpendicularmente por erosión actual del río Santa Catarina, esto facilita la observación de las estructuras de interés ya que su presencia ocurre a través de planos perpendiculares a la estratificación, orientados N-S.

Se contabilizaron 25 horizontes bioturbados que tienen su primera aparición en el metro 90 y continúan hasta cerca del contacto con la Formación La Peña. En ellos se identificaron los icnogéneros *Planolites* y *Thalassinoides*. Algunos géneros permanecieron como indeterminados en ocurrencias únicas o muy escasas.

Planolites se localiza a 90 metros de la base y compone la totalidad de las galerías en la ocurrencia del primer horizonte bioturbado (Fig. 43). La morfología de la traza se preserva como estructuras circulares menores a 1 cm de diámetro con relieve positivo sobre la matriz rocosa (Fig. 43A). En el metro 115, se presenta un segundo horizonte bioturbado con *Planolites* (Fig. 43B). Las galerías se encuentran tanto rellenas de material granular como sin relleno, no se observa relieve aparente (Fig. 43C). Un tercer horizonte con *Planolites* se identificó en el metro 275. Se presenta en forma de aglomeraciones densas orientadas paralelas a la estratificación (Fig. 43D) con galerías de diámetros mayores a 1 cm.

Thalassinoides se ubicó en el resto de los horizontes bioturbados (Fig. 43D-H). Se preserva en relieve positivo en galerías irregulares (Fig. 43E, H) y bien definidas en forma de “Y” (Fig. 43F) o recristalizadas (Fig. 43G). Otras trazas permanecieron como indeterminadas (Figs. 43I, J).

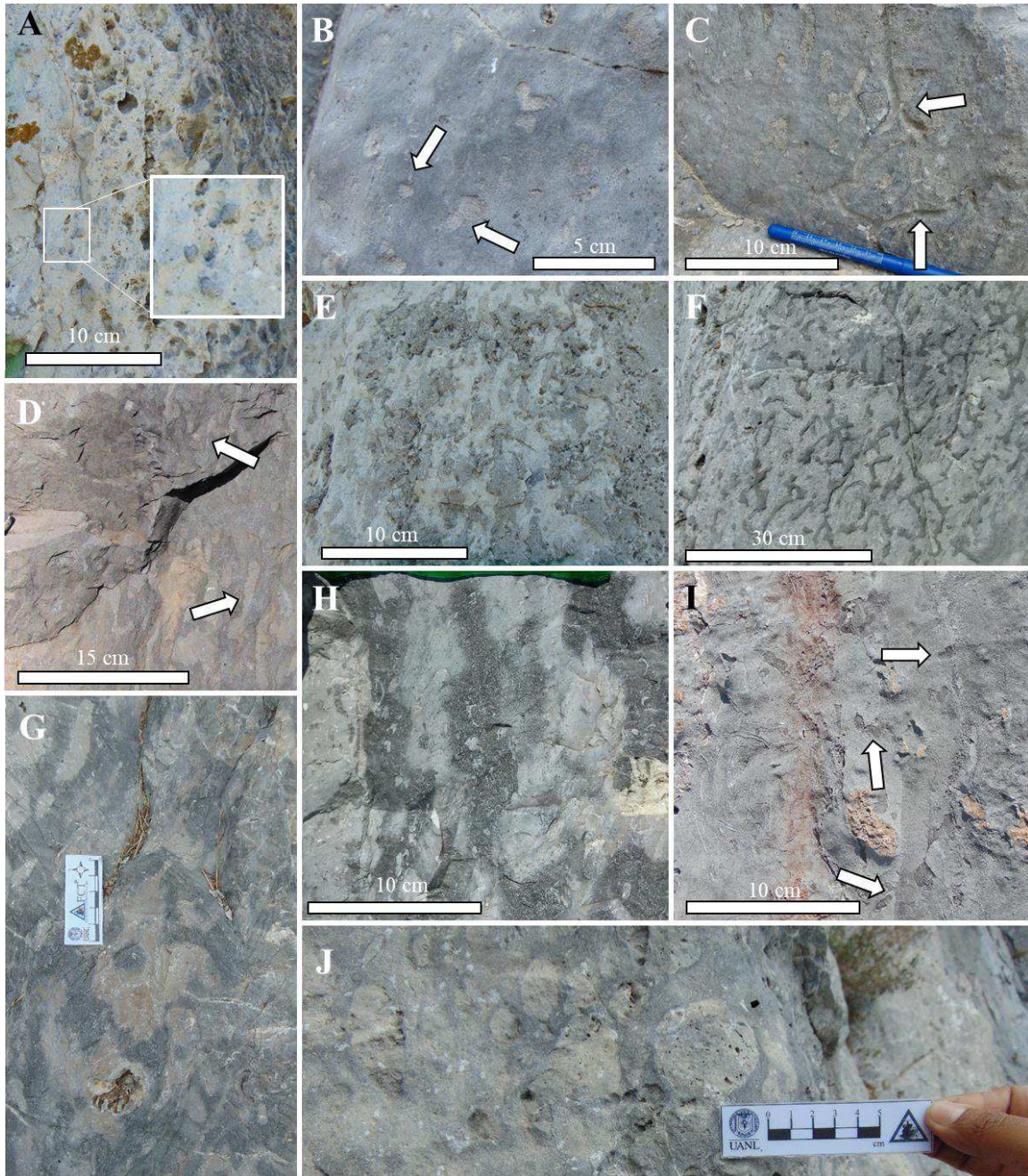


Figura 43. Icnofósiles en el área de LH. (A, B, C, D) *Planolites* en vista perpendicular y paralela a la estratificación (flechas). (E) *Thalassinoides* en morfología irregular, (F) *Thalassinoides* en morfología “Y”, (G) *Thalassinoides* en matriz dolomitizada de bordes irregulares (escala 10 cm), (H) *Thalassinoides* con paredes difuminadas por recristalización y relleno de posibles fragmentos de cutícula de quitina de crustáceos, (I) *Hardground* en el metro 439 con bioturbación indeterminada (flechas). (J) Icnofósil indeterminado de gran tamaño con porosidad vugular. En las fotos, la derecha es la dirección arriba en la columna.

La mayor cantidad de horizontes bioturbados se encuentran restringidos en la parte superior por superficies limitadas, estas separan paquetes de *packstone* de miliólidos y *pellets* de tonalidades gris oscuro y tapetes microbianos estratiformes de laminaciones claras y oscuras intercaladas (Fig. 44A).

Los elementos más comunes relacionados a la presencia de bioturbación son: (a) galerías rellenas de sedimentos compuestos por fragmentos líticos carbonatados mayores a 2 mm, pobremente clasificados, dentro de galerías irregulares con paredes bien definidas (Fig. 44B); (b) galerías irregulares de paredes difusas con diámetros mayores a 5 cm, rellenas de posibles fragmentos de exoesqueletos de crustáceos (Fig. 44C), (c) horizontes de suelos duros fragmentados con espesores de ~10 cm. Estos últimos se localizan en los metros 180; 240 y 435 (Fig. 44D). Se compone de fragmentos angulosos recristalizados menores a 5 cm de longitud y son depositados paralelos a la estratificación. Un sustrato duro no fragmentado se ubica en el metro 439 (Fig. 43I), presenta en su estructura evidencias de icnotaxones no identificados, (e) bioturbación producida por bivalvos (*Chondrodontes* sp.) dispuestos paralelos a la estratificación (Fig. 44E), (f) tapetes microbianos penetrados por galerías, probablemente *Thalassinoides* (Fig. 44F).

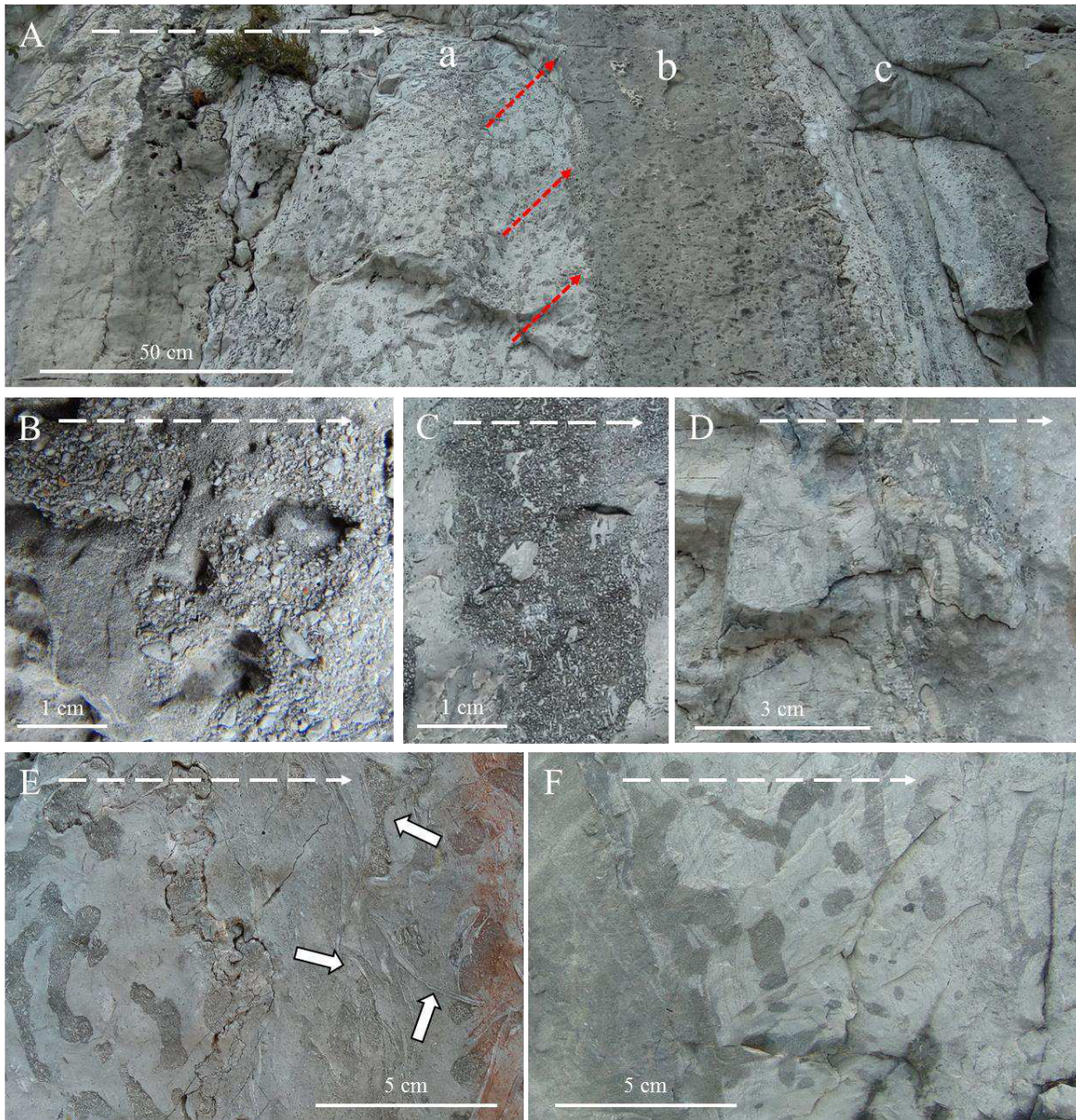


Figura 44. Relaciones más comunes con bioturbación. (A) Ciclo típico de bioturbación: a = sustrato firme con redes de *Thalassinoides*, b = sedimentos transgresivos (flechas rojas indican erosión por transgresión), c: tapetes microbianos estratiformes. (B y C) Galerías irregulares de *Thalassinoides* rellenas de líticos sub-redondeados y posibles fragmentos de exoesqueleto de crustáceos. (D) Sustratos duros fragmentados. (E) *Chondodontes* dentro de la bioturbación. (F) Bioturbación penetrando tapetes microbianos. Las flechas blancas punteadas indican la dirección arriba en la columna.

La bioturbación es una característica que se reconoció en todas las localidades. En Puerto México, ocupa gran parte de la columna estratigráfica, se encuentra como galerías de *Thalassinoides* isp. en relieve positivo (Fig. 45A). Esta misma icnoespecie se encuentra en

Potrero de García, en relieve positivo relleno de un material granular parecido al de LH (Fig. 45B). En Los Chorros, se identificaron dos tipos de icnotaxones: *Planolites*, que domina en los afloramientos identificados, (Fig. 45C) y *Thalassinoides* isp. con características morfológicas similares a las reportadas en LH (Fig. 45D).

En La Muralla, se identificó *Thalassinoides* isp.; sin embargo, se pudo reconocer que el diámetro de las galerías es menor cerca de un horizonte arcilloso en la parte superior de la columna estratigráfica (Fig. 45E). En Potrero Chico, la abundancia de la bioturbación es menor que en el resto de las localidades, dominando *Thalassinoides* isp.

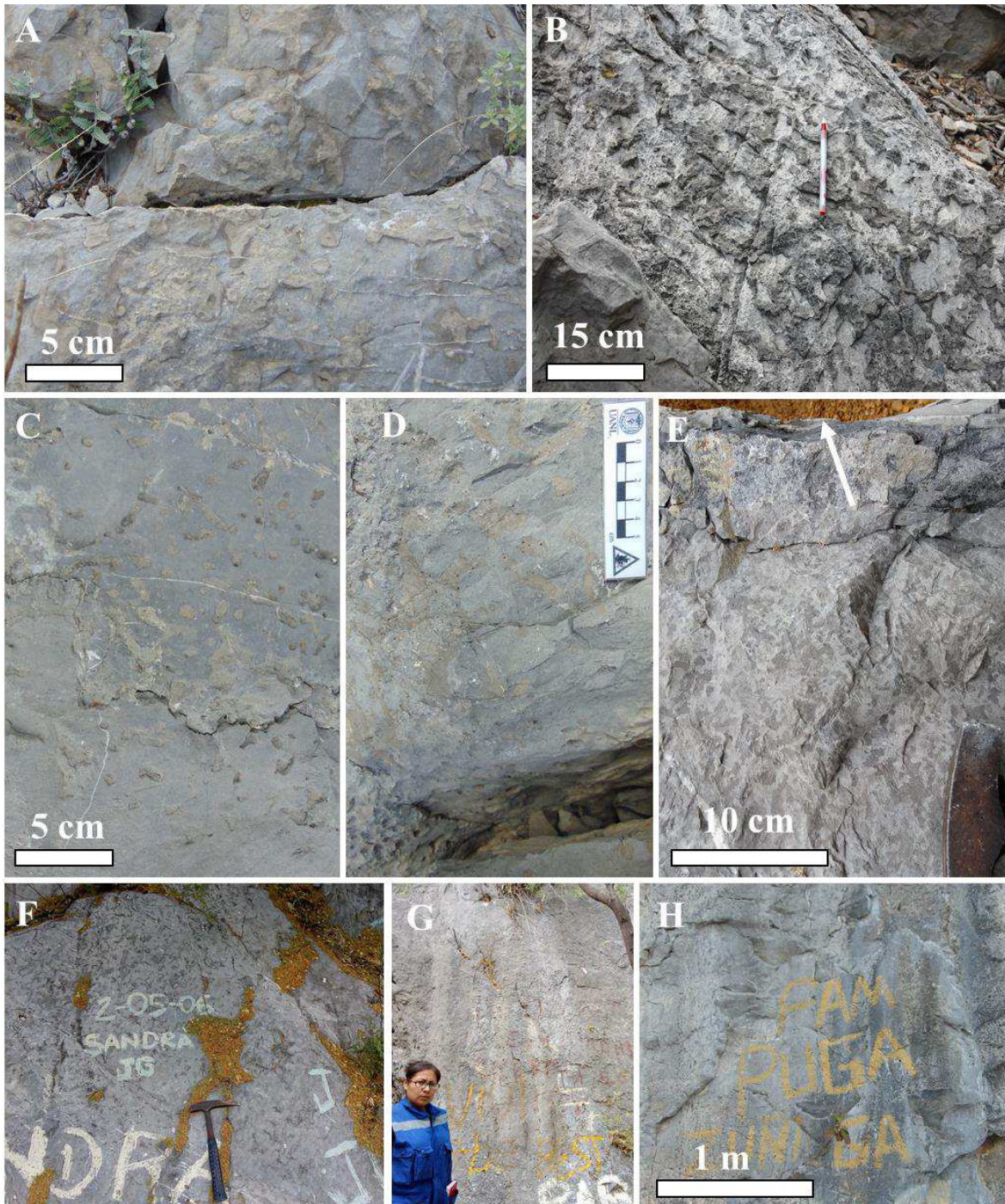


Figura 45. Bioturbación en otras localidades. (A) Relieve positivo de galerías de *Thalassinoides* isp. en PM. (B) *T. isp.* en relieve positivo en PG. (C) Posiblemente *Planolites* isp. en estratos de LC. (D) *T. isp.* en LC. (E) Galerías pequeñas de *T. isp.* en LM (Flecha indica horizonte bentonítico). (F) *T. isp.* en PCh. (G) Horizontes con presencia de rudistas en la base de PCh. (H) Horizontes alterados por bioturbación en LH.

3.6 Estromatolitos

Los estromatolitos en la Formación Cupido se restringen a su parte superior. El flanco norte del anticlinal de Los Muertos en la localidad LH presenta estromatolitos dómicos ligados lateralmente. Se caracterizan por tener una base plana laminar seguidos de estructuras dómicas con alturas de hasta 3 centímetros (Fig. 41A). En algunos especímenes se pueden observar nódulos de calcita dentro de las estructuras dómicas de los estromatolitos (Fig. 46B).

Los estromatolitos en LM aparecen cerca de la base de la Formación Cupido con nódulos de calcita (Fig. 46C). En la parte media y superior de la localidad, estos tienen una tendencia a volverse más pronunciados (Fig. 46D). En PGr estos se encuentran cerca del contacto con la Formación La Peña. La morfología se mantiene cónica – dómica con laminaciones subhorizontales inmediatamente debajo de ellos, su presencia marca un cambio hacia un horizonte más arcilloso y su altura se mantiene menor a los 5 cm. Por su parte, en el Cañón de Bustamante, en la parte superior de Cupido, estos se presentan como estructuras cónicas (Fig. 46F). En todas las localidades la sucesión característica de estos estromatolitos se compone de una base laminar plana, sobrelapada por estromatolitos ligados lateralmente con estructuras cónicas a dómicas de alturas menores a los 5 cm (Fig. 46G).

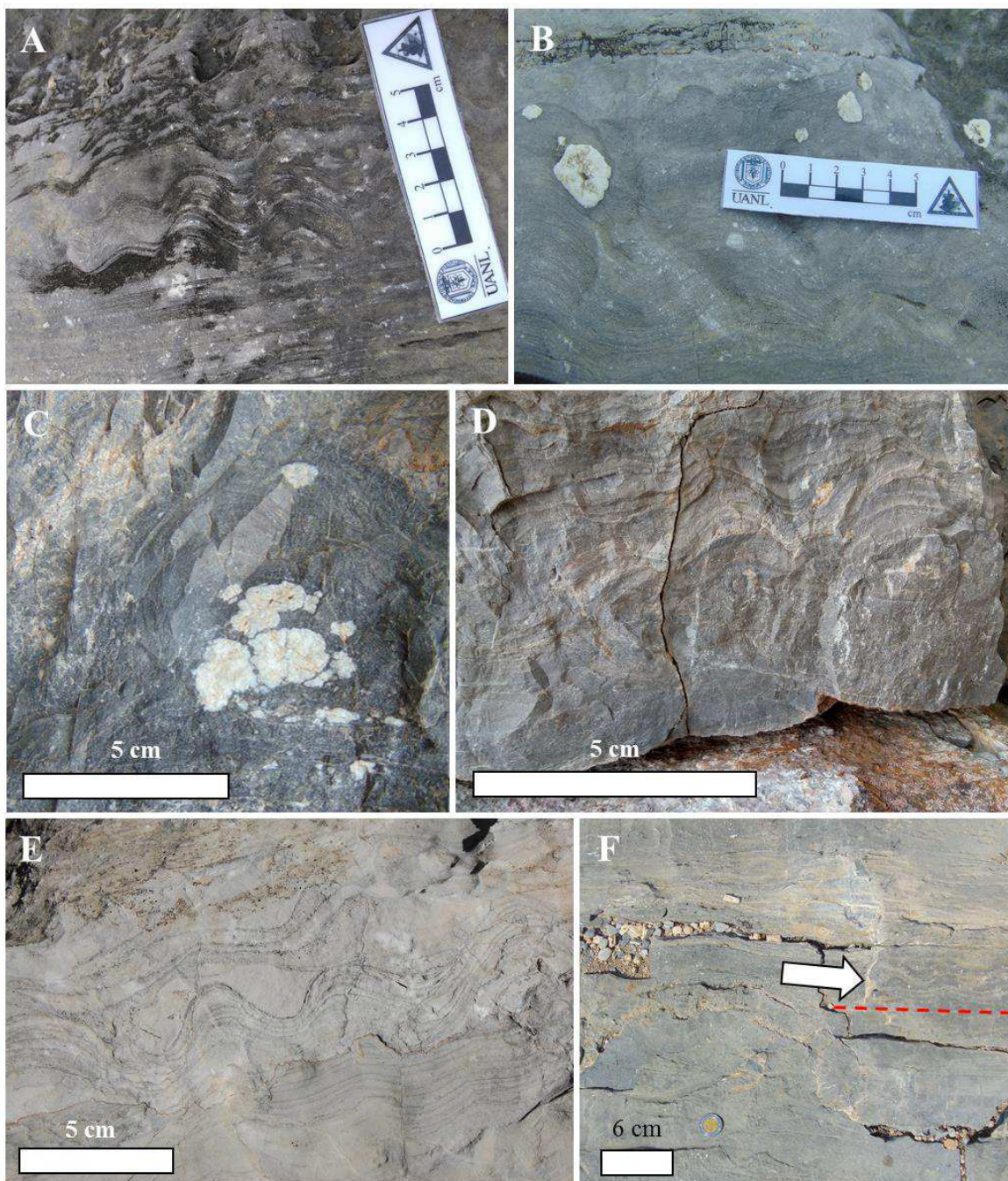


Figura 46. Estromatolitos de la Formación Cupido. En las fotografías, hacia arriba es estratigráficamente más joven. (A y B) Estromatolitos cónicos con nódulos de calcita, parte superior Cupido en LH. (C y D) Estromatolitos cónicos lateralmente ligados con nódulos de calcita en la parte basal y media superior de Cupido en LM. (E) Estromatolitos cónicos ligados lateralmente por debajo del contacto Cupido-La Peña en PG. (F) Estromatolitos dómicos lateralmente ligados en la parte superior de la Formación Cupido en Bustamante en flecha y la base tipo tapete microbiano marcado con la línea roja punteada.

3.7 Marcadores estratigráficos

El concepto marcador estratigráfico define a una superficie o capa con características que permiten identificarle en un lugar específico de la plataforma carbonatada, sin que precisamente represente el mismo momento de depósito en otras localidades donde esta se presente.

En este sentido, se identificaron por lo menos cuatro marcadores estratigráficos en la Formación Cupido. Si bien, los *firmgrounds* y *hardgrounds* identificados en Cupido podrían representar por si mismos marcadores estratigráficos, ya que su distribución geográfica es amplia, su abundancia se presenta en casi toda la Formación Cupido, por lo cual no serán abordados en esta sección.

El primer marcador esta representado por dos brechas: una que contiene fragmentos de calizas con rudistas y fragmentos de caliza recristalizada y deformadas Potrero Chico (Fig. 47A), otra en Puerto México; la parte media de la Formación Cupido contiene fragmentos de calizas subredondeados con bordes afectados por presión-solución, dentro de una matriz granular, dispuesta de manera paralela a la estratificación y en forma de flujo con una base laminar (Fig. 47B). Ambas brechas se interpretan como brechas de talud.

El segundo marcador estratigráfico esta caracterizado como brechas de colapso o brechas de solución; estas han sido utilizadas en La Huasteca para identificar la base de la unidad Cupido. Esta se compone de fragmentos de calizas recristalizadas angulares mayores a 30 cm, en una matriz altamente porosa (Fig. 47C) que contiene fragmentos de caliza con *Chondrodontes* (Fig. 47G). Esta brecha también se reconoce en la parte media de la Formación Cupido en La Muralla, en esta localidad se reconocen fragmentos de caliza con bioturbación dentro de las brechas de colapso (Fig. 47D).

En Potrero Chico, la identificación de esta brecha es un poco más complicado. Es probable que se encuentre cerca de la parte media baja, por encima de un horizonte potente de facies arrecifales descrito en capítulos anteriores. En este punto se reconoce una brecha de fragmentos mayores a 50 cm, alterados por intemperismo; es posible confundirlos con brechas de ladera actuales (Fig. 47E).

Un tercer marcador estratigráfico se han reconocido horizontes arcillosos que en la literatura han sido identificados como horizontes bentoníticos (Fitz *et al.*, 2016) estaría

marcado dentro de la unidad Cupidito. En LH, estos horizontes tienen un espesor menor a diez centímetros (Fig. 47F), contienen fragmentos de calizas deformadas que se asocian con cizalla capa a capa con altas firmas radioactivas (ver sección 3.6). Por su parte la localidad Los Chorros, presenta horizontes arcillosos en la parte superior (últimos 50 m) de la Formación Cupido; sin embargo, en la zona existe alta deformación por fallamiento lateral, lo cual podría también generar arcillocidad en los contactos entre capas (Fig. 47G).

El cuarto marcador estratigráfico se reconoce en horizontes evaporíticos en la parte superior de Cupido (Cupidito). Estos se componen de horizontes paralelos a la estratificación con espesores que varían entre los 50 cm a 1 m en Potrero de García (Fig. 47I, J), y mayor a 1 m de espesor en Potrero Chico, este último muestra evidencias de explotación de yesos (Fig. 47L).

En La Huasteca, no se presentan estos horizontes; sin embargo, cerca de la cima de la Formación Cupido, tapetes microbianos contienen lentes calcítics interlaminados con espesores menores a 1 cm que podrían estar correlacionados lateralmente con los presentes en PCH y PG (Fig. 47K).

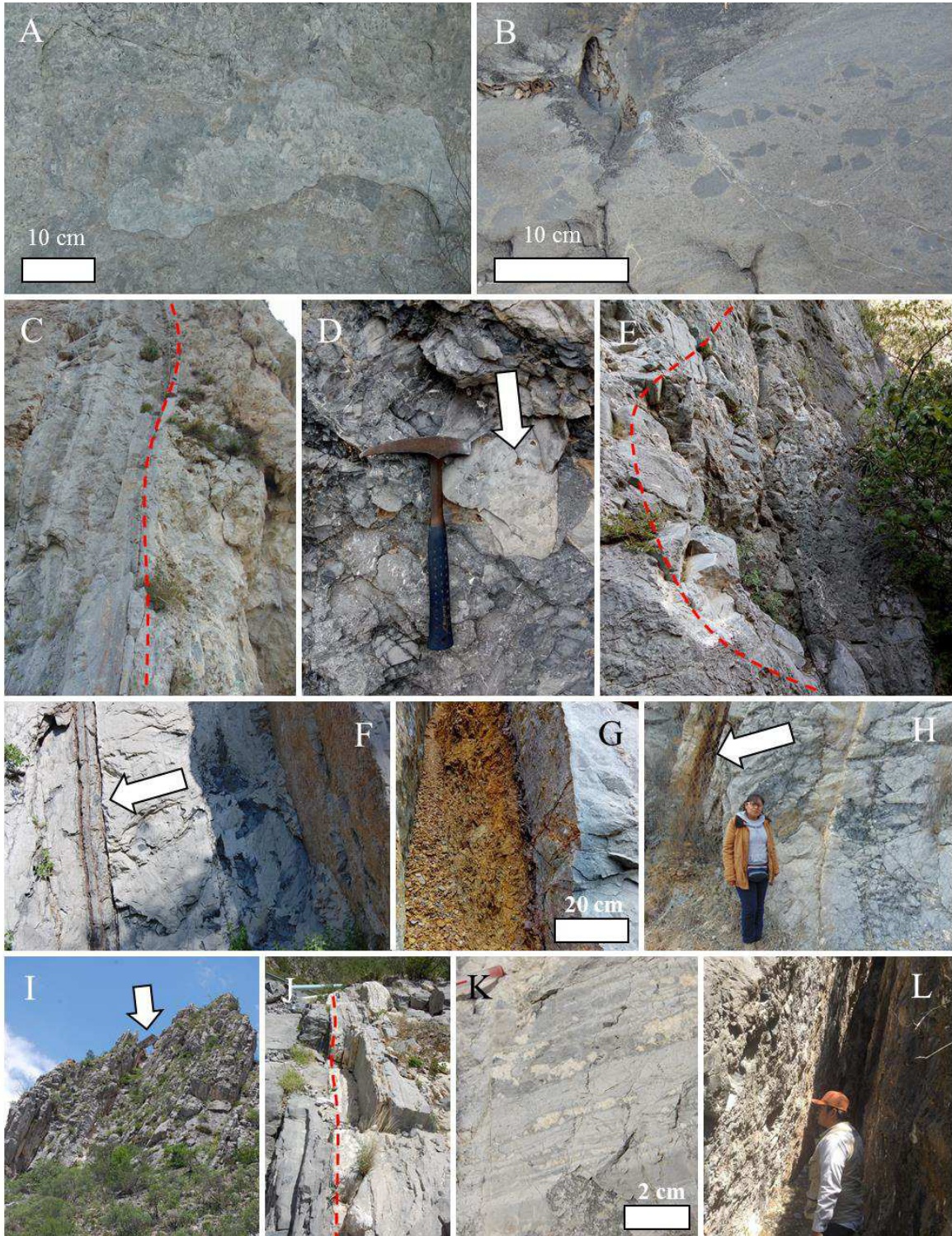


Figura 47. (A y B) Brecha de talud en PCH y PM. (C, D y E) Brecha de colapso en LH, LM y PCH. (F, G y H) horizontes arcillosos bentoníticos en la parte superior de la Formación Cupido en LH, LM y LCH. (I, J) Horizontes evaporíticos sustituidos por calcita en PG. (K) Calcita lenticular interlaminada en tapetes microbianos. (L) Excavación abandonada de evaporitas, en la parte superior de la Formación Cupido en PCh.

3.8 Registro de Radiación Gamma Natural

Se obtuvieron valores espectrales de radioactividad solamente en la localidad La Huasteca, en la cima de la Formación Taraises, la base de la Formación La Peña (Tabla V).

Tabla V. Valores calculados para K, U y Th, para La Huasteca.

Distancia (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Radiación Gamma (API)
602	1.992	12.515	2.222	140.8872
592	1.300	8.111	2.314	94.963
562	0.609	3.706	2.407	49.040
540	0.739	4.746	4.814	69.067
510	0.283	1.875	0.740	22.504
480	0.320	4.751	1.481	49.059
450	0.583	1.88	2.037	32.525
440	0.580	3.751	1.481	45.227
435	0.47	3.195	1.481	39.046
425	0.365	2.751	1.481	33.775
395	0.257	2.306	1.481	28.504
365	0.321	2.528	1.481	31.303
335	0.258	1.671	1.296	22.684
305	0.121	2.546	2.037	30.472
275	0.393	0.848	2.222	21.981
245	0.314	1.386	1.666	22.78
215	0.299	2.655	1.388	31.596
175	0.292	3.924	1.111	40.512
145	0.344	2.511	0.925	29.304
115	0.459	2.68	1.574	35.080
90	0.573	2.848	2.222	40.856
60	0.330	0.866	2.777	23.326
30	0.168	0.737	2.222	17.479
0	0.373	1.751	1.481	25.916
-90	0.440	3.577	1.851	43.084
-120	0.433	1.72	1.666	27.367

Las mediciones comenzaron de la base de la Formación Cupido e inició con el metro 0 incrementando hacia arriba en la columna, y reconociéndose como metros negativos por debajo de Cupido (i.e. Taraises). Las tendencias de las curvas de Uranio (U), Torio (Th) y Potasio (K) fueron analizadas cualitativamente. Se reconoce que, a nivel de formación, las curvas mantienen tendencias similares; sin embargo, se contraponen en ciertos horizontes. Estos horizontes particulares se reconocen en once zonas identificadas con las letras desde *a* hasta *k* (Fig. 48).

En la Formación Taraises, zona *a*, el valor que se diferencia es el U, mientras que el Th y el K permanecen sin variaciones significativas. Los valores más pronunciados de U y K, pertenecen a las lutitas de la Formación La Peña en la zona *k*; en este punto los valores de Th no varían con respecto a los valores registrados en la última medición de la Formación Cupido.

Dos cuerpos arrecifales, zona *b* y *e* muestran variaciones en las tendencias de las curvas. En el primero la curva de U y K disminuye y el Th aumenta. En el segundo cuerpo el U aumenta mientras que el Th y K disminuyen. Las brechas de colapso características del miembro Cupidito se ubican en las zonas *f* y *j*, como basal y superior, respectivamente. La tendencia para la primera brecha indica un aumento del U y K, sin mayor variación para el Th. Sin embargo, una medición inmediata dentro de la misma brecha muestra una caída abrupta del U y un aumento del Th y el K.

En la brecha de colapso en la cima del miembro Cupidito las tendencias de las tres curvas aumentan su valor, con respecto a los valores superior (La Peña) e inferior (zona *i*), pero positivos con respecto a la mayoría de los datos obtenidos. La zona *i* representa un horizonte arcilloso afectado por fricción capa-capa que se localiza en el metro 540. En este horizonte las tres curvas aumentan en mayor proporción que las brechas de colapso.

En la zona *c* del metro 90; *d* del metro 175; zona *e* del metro 275, y la zona *g* del metro 480, se obtuvieron valores de radioactividad en horizontes bioturbados. En las cuatro mediciones las curvas de U y Th se contraponen. En la zona *c*, con *Planolites* como icnofósil único, el U y K aumentan y el Th disminuye. En la zona *d*, se presenta *Thalassinoides* igual que las siguientes dos zonas, el valor de U aumenta mientras que disminuyen el Th y K. En la zona *e* el U disminuye y aumentan el Th y K. En la zona *g* el U aumenta y disminuyen Th

y K. La zona *h* representa un horizonte de caliza no microbianas y sin bioturbación, en el que los valores disminuyen con respecto al valor de la zona bioturbada *g*.

En Potrero de García se registraron las tres ventanas de observación en cuatro puntos de muestreo en la parte basal de Cupido (Tabla VI). El primer punto fue tomado en la parte superior de la Formación Taraises, a treinta metros del contacto con la base de Cupido. En este punto las tres curvas tienen la misma disposición que la base de Cupido, la zona arrecifal en La Huasteca. El siguiente punto fue tomado en el metro +20 y presenta el mismo comportamiento que La Huasteca; una disminución del U y K y un aumento del Th. Sin embargo en esta localidad no se registraron valores del diámetro de las galerías.

Tabla VI. Valores calculados para K, U y Th, para Potrero de García.

Distancia (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Radiación Gamma (API)
90	0.199467	0.515556	2.222222	16.204808
20	0.239257	3.48	1.111111	36.112556
0	0.814656	3.973333	1.481481	50.747084
-30	0.742844	3.8	1.851852	49.692912

La Huasteca

Potrero de García

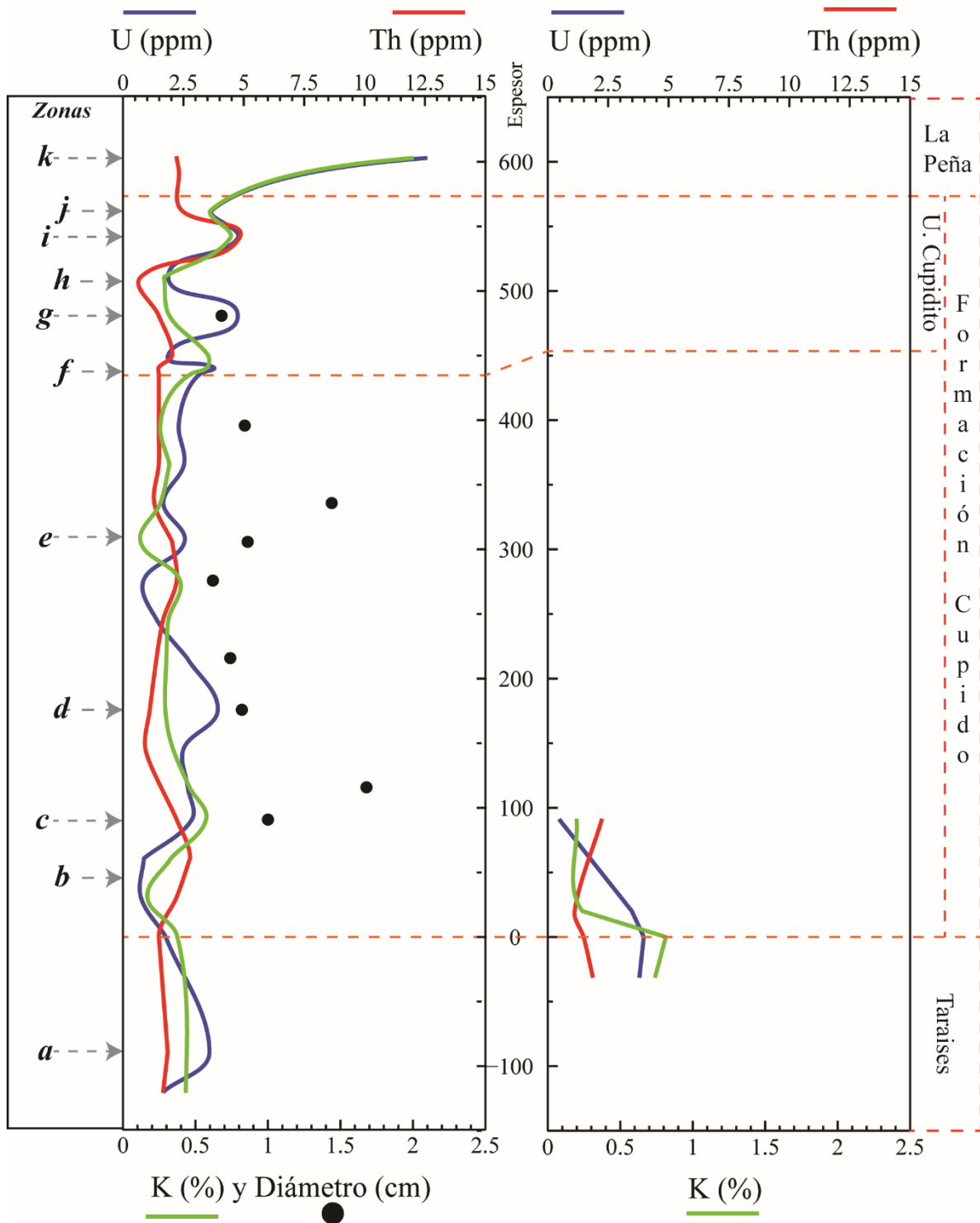


Figura 48. Registro espectral de radiación gamma natural y variaciones en el diámetro de las galerías bioturbadas en la sección La Huasteca.

3.9 Recálculo de temperaturas

Se recalcularon valores de temperaturas obtenidas de muestras de tres localidades en roca roral: Puerto México, La Huasteca y Potrero de García realizadas por Torres de la Cruz (2014), así como de nuevos datos (Tabla VII). En Puerto México se obtuvieron cuatro valores, dos en muestras de travertinos estromatolíticos y dos valores en muestras de corales. Para La Huasteca, las muestras analizadas son calizas no microbianas de tonalidades gris y gris oscuro. También se obtuvo un valor de muestras de matriz contenida de rudistas. Un valor de travertino proveniente del interior de brechas de colapso y un valor para muestra de fragmento de caliza en brecha de colapso. Para la localidad Potrero de García, los valores fueron obtenidos en un estromatolito en la parte superior de Cupido, en dos valores en tapetes microbianos, así como en dos muestras de texturas *mudstone* y *wakestone* con foraminíferos bentónicos y en una muestra de caliza no microbiana.

Tabla VII. Muestras obtenidas para análisis de isótopos estables.

Id. Muestra	Descripción
Puerto México	
PM-Cp-str1	Travertino estromatolítico
PM-1C-str	Travertino estromatolítico
6-CP-PM-02	Coral
Cp-PM-coral	Coral
La Huasteca	
Cpdo-Ht	Caliza gris
Ht-Cp-calc.	Caliza oscura
Ht-0-30b-S12	Matriz en rudistas
LH-Travertine	Travertino
Brechased	Brecha de solución
Potrero de García	
Gr-Cp-str	Estromatolito
CpG04	Tapete microbiano
Gr-CF-MAT	Tapete microbiano
CpG16	<i>Mudstone</i> con foraminíferos bentónicos
Gr-CF-calcx	Caliza
CpG10	<i>Wakestone</i> con foraminíferos bentónicos

El valor de paleotemperaturas fue obtenido a partir del promedio de las ecuaciones descritas por Erez y Luz (1983), ecuación 1; así como de Anderson y Arthur (1983), ecuación 2. Los valores de ambas ecuaciones se promediaron.

Ecuación 1:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 17.0 - 4.52 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.03(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

Ecuación 2:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14 (\delta c - \delta w) + 0.13(\delta c - \delta w)^2$$

Donde $t (^{\circ}\text{C})$ es la temperatura calculada; δc es el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato bajo 25°C (PDB), y δw es el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua marina con relación al “*Standard Mean Ocean Water*”; debido a que los foraminíferos planktónicos depositan su esqueleto en equilibrio isotópico con el agua marina, este último valor puede ser calculado (Erez y Luz, 1983). Para el cálculo de paleotemperatura, se utilizó el dato de $\delta^{18}\text{O}$ reportado por Moldovanyi y Lohmann (1984), calculado a partir de muestras de la Formación Sligo y Cupido (-2.0 ‰) con lo cual se calcularon paleotemperaturas de este trabajo (Tabla VIII).

Tabla VIII. Cálculo para paleotemperaturas.

Id muestra	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ PDB	Leng y Marshall (2004)	Erez y Luz, (1983)	Paleo Temp. ($^{\circ}\text{C}$)
PM-Cp-str1	-6.79	-7.51	42.76	42.82	42.78
PM-1C-str	-7.92	-7.22	41.15	41.41	41.28
6-CP-PM-02	0.43	-5.27	30.93	32.10	31.51
Cp-PM-coral	0.75	-5.43	31.73	32.86	32.29
Gr-Cp-str	0.93	-8.56	48.75	47.94	48.34
CpG04	1.71	-6.83	39.03	39.53	39.28
CpG16	2.69	-5.46	31.88	33.00	32.43
Gr-CF-calcx	2.86	-4.74	28.32	29.61	28.96
Gr-CF-MAT	2.96	-5	29.59	30.83	30.21
CpG10	3.15	-5.47	31.93	33.05	32.48
Cpdo-Ht	2.91	-3.98	24.71	26.07	25.38
Ht-Cp-calc.	3.41	-4.89	29.05	30.31	29.68
Ht-0-30b-S12	3.6	-3.64	23.14	24.49	23.81
LH-Travertine	-5.59	-8.07	45.92	45.54	45.73
Brechased	-8.31	-5.99	34.59	35.51	35.05

Los valores de $\delta^{13}\text{C PDB}$ contra $\delta^{18}\text{O PDB}$ se grafican en el segundo y tercer cuadrante del gráfico cruzado para el origen de calizas (Fig. 49). De acuerdo a este, los valores de travertinos y brechas de solución o colapso, se ubican en el tercer cuadrante, propio dentro de los campos *a* y *b* que corresponden a cementante meteórico y carbonatos en aguas dulces. El resto de los valores se ubica en el segundo cuadrante.

Los valores de corales, estromatolitos y tapetes microbianos se ubican en el campo *d*, caracterizado como promedio de calizas marinas. Los valores para calizas grises, calizas con foraminíferos bentónicos, tapetes microbianos y la matriz de rudistas, se ubican en un campo más amplio, *c*, que envuelve al anterior campo *d*, denominado rango común de calizas marinas.

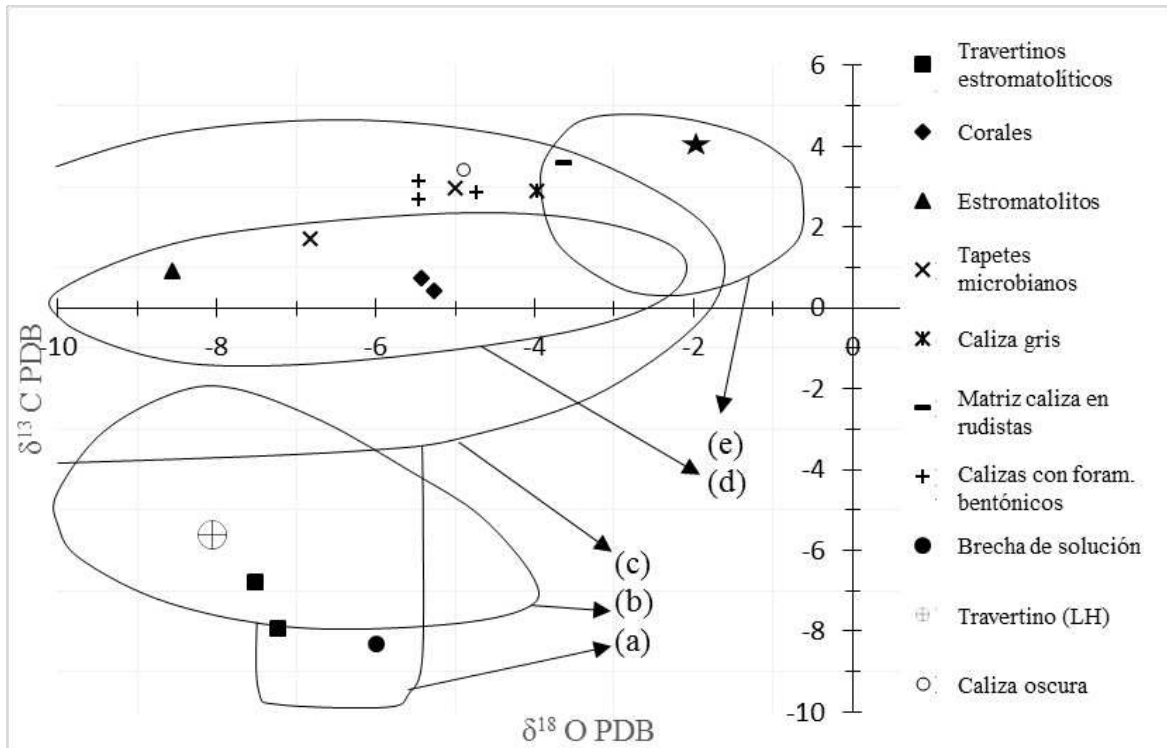


Figura 49. Gráfica cruzada de los valores $\delta^{13}\text{C PDB}$ contra $\delta^{18}\text{O PDB}$ con los campos para origen de calizas marinas de acuerdo con Hudson (1977) así como de Nelson y Smith (1996): (a) cementante meteórico, (b) calizas de agua dulce, (c) rango común de calizas marinas, (d) promedio de calizas marinas, (e) calcretas. La línea base de calizas marinas del Cretácico Temprano (LBCMCT) de Moldovanyi y Loahmann (1984) está marcada con el símbolo de estrella negra.

Capítulo 4: Discusión



Pared norte de Potrero Chico

Capítulo 4: Discusión	103
4.1 Biota fósil.....	104
4.2 Bioturbación.....	107
4.3 Radiación Gamma.....	109
4.4 Modelo de depósito.....	111
4.4.1 Berriasiano—Hauteriviano Superior.....	111
4.4.2 Hauteriviano Superior—Barremiano Superior.....	112
4.4.3 Barremiano Superior—Aptiano Inferior.....	114
4.4.4 Aptiano Inferior—Aptiano Superior.....	115
4.4.5 Aptiano Superior—Albiano Inferior.....	118

4.1 Biota fósil

La documentación más extensa de la biota arrecifal en La Formación Cupido fue realizada hace más de 40 años por Conklin y Moore (1977), reportando la presencia de corales coloniales dendroides en el Cañón de Bustamante (Nuevo León), laminación convoluta en estromatopóridos en el cañón Pájaros Azules (Candela, Coahuila), así como abundantes rudistas caprinidos y requiénidos en diversas localidades de la Sierra de Los Muertos. La presencia de corales coloniales en el Cañón de Bustamante fue reportada por Murillo-Muñetón y Dorobek (2003). Torres de la Cruz *et al.* (2018) documentarán la asociación de estromatopóridos, corales y rudistas, así como de gasterópodos en Puerto México, Galeana.

Durante el Jurásico, los principales organismos constructores de arrecifes fueron los corales (Tucker, 1992). En la transición Jurásico—Cretácico, la aparición de los rudistas hizo que el dominio de bioconstructores en los arrecifes se compusiera de corales-estromatopórido-rudistas y, al final del Cretácico Temprano, los rudistas sustituyeron a los corales-estromatopóridos como principales bioconstructores (Scott, 1988).

De acuerdo con Kauffman y Johnson (1988), evoluciones adaptativas en ciertas familias de rudistas (Monopleuridae, Requieniidae, Caprotinidae, Caprinidae y Radiolitidae) tales como el aumento del área de cementación substrato-valva, la verticalización de las conchas, aumento de la resistencia y ornamentación de la concha externa, entre otras, propiciaron el dominio de los rudistas como los principales bioconstructores durante el Albiano—Cenomaniano. En este contexto se podría considerar que, el afloramiento arrecifal en Puerto México del Aptiano inferior—superior (Fig. 50), es uno de los últimos en donde ocurre la asociación coral-rudista-estromatopórido, como constructores de arrecifes en el noreste de México.

documentaron la presencia de bivalvos Lithiotidos, estos guardan semejanza morfológica con bivalvos *Chondrodontes*; sin embargo, las dimensiones de los Lithiotidos varían entre los 50-70 cm de longitud (Posenato *et al.*, 2018a), mientras que los bivalvos *Chondrodonta* ostentan longitudes que promedian valores menores a los 5 cm de longitud en la parte superior de la Formación Cupido.

En este sentido, los Lithiotidos tienen un rango estratigráfico limitado; su extinción se ha ubicado en la transición Pliensbachiense—Toarciense del Jurásico Inferior (Debeljak y Buser, 1997). Mientras que los Chondrodontes tienen un rango estratigráfico que ha sido reportado a partir del Barremiano—Aptiano temprano al Campaniano (Damas-Mollá *et al.*, 2006; Posenato *et al.*, 2018b).

Los horizontes con especímenes de Chondrodontes orientados paralelos a la estratificación, son interpretados como depositados en regímenes hidrodinámicos de alta energía posiblemente capas de tormentitas. Algunos horizontes presentan organismos en posición de vida, los cuales se interpretan como individuos juveniles cubiertos por altas tasa de sedimentación.

Ejemplares de chondrodontes han sido reportados por Carrasco-Velázquez *et al.* (2004) en calizas de la Formación El Abra de la Plataforma Aktopan, en el estado de Hidalgo. Otros taxones que también se relacionan con ambientes lagunares se concentran como horizontes monoespecíficos de rudistas *Toucasia* y *Monopleurida*, principalmente en el Miembro Cupidito, ubicado en la parte superior de Cupido (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali, 1977).

Otro constituyente de la facies arrecifales son los estromatopóridos, su clasificación taxonómica ha sido históricamente inconsistente, se les ha considerado como pertenecientes a los grupos *Cnidaria*, *Hydrozoa*, *Foraminífera*, *Cyanobacteria* y más recientemente *Porífera* dentro de la Clase *Demospongea* (Wood, 1991; Cook, 2002). Su rango estratigráfico es muy amplio, abarca desde el Ordovícico medio al Cretácico Superior (Kershaw, 1988). La clasificación más característica de los estromatopóridos es la morfológica; los documentados en la Formación Cupido, se clasifican como dómicos y laminares, que se asocian a condiciones arrecifales de alta energía (Kershaw, 1988).

4.2 Bioturbación

La sucesión perimareal se presenta en más del 80% de la columna estratigráfica en LH, también está presente en el resto de las localidades. En ellas se reconocieron dos tipos de *suites* de bioturbación, cada una compuesta de un solo icnotaxón: *Planolites* y *Thalassinoides*. Ambas, se asocian a la icnofacies sustrato-controlada de *Glossifungites*, vinculada a límites de secuencias (Buatois y Mángano, 2011).

Glossifungites se caracteriza por desarrollar superficies de omisión marinas litorales y sublitorales, en sustratos firmes y compactados, no litificados (Buatois y Mángano, 2008; Frey y Pemberton, 1985). Esta icnofacies se define por la presencia de estructuras biogénicas relacionadas a excavaciones ramificadas y estructuras verticales, cilíndricas y en forma de “U”, con límites bien definidos en las capas suprayacentes (Carmona *et al.*, 2006; Frey y Pemberton, 1985; Gingras *et al.*, 2001).

Los primeros dos horizontes en donde se reconoce *Planolites* (metros 90 y 115), pueden ser asociados con un nivel del mar relativamente alto en comparación con el resto de las sucesiones superiores, ya que la presencia de capas de *Planolites* ha sido relacionada con condiciones submareales de baja oxigenación (Buatois y Mángano, 2011).

Por otro lado, es posible que un tercer horizonte con *Planolites* (metro 270) pertenezca en realidad a *Thalassinoides* (Fig. 38D), ya que cuando el diámetro de *Planolites* excede 1 cm, se podría confundir con *Thalassinoides* (Bromley, 1996). Por otro lado, el resto de los horizontes bioturbados pertenecen al icnotaxón *Thalassinoides*.

El ejemplo más claro de la icnofacies *Glossifungites* se expone en la Figura 39A. En esta se interpretan tres eventos típicos de esta icnofacies: **a**) sustrato firme bioturbado; **b**) superficie transgresiva y, **c**) depósito de tapetes microbianos. En esta sucesión, una etapa de baja sedimentación permite la generación de un sustrato firme (*firmground*), este se expone a organismos bioturbadores, los cuales generaron trazas de *Thalassinoides* (**a**). Para este icnotaxón es probablemente que los organismos bioturbadores sean crustáceos (Yanin y Baraboshkin, 2013).

El sedimento dentro de las galerías (fragmentos de calizas sub-redondeadas) podría sugerir la influencia de ambientes fluviales (Fig. 43E y 44B); sin embargo, no se han documentado altos topográficos en el área que soporten esta hipótesis. Es más probable que

estos sedimentos hayan sido introducidos en las galerías de *Thalassinoides* en avenidas fluviales y cementación reciente.

En otros sustratos firmes, las galerías están rellenas de fragmentos que podrían pertenecer al exoesqueleto de crustáceos (Fig. 44C). En ciertos puntos se alcanzaron a desarrollar sustratos duros (*hardgrounds*) que fueron erosionados y depositados como fragmentos recristalizados paralelos a la estratificación (Fig. 44D) y como horizontes no fragmentados (Fig. 44I).

Los *hardgrounds* son suelo marino carbonatado litificados *in situ* desarrollados en periodos durante los cuales ocurrió poca o nula sedimentación y donde fauna especializada floreció (Wilson y Palmer, 1992). En este sentido, la ausencia aparente de organismos incrustantes en los *hardgrounds* fragmentados de La Huasteca, podría indicar condiciones ambientales adversas, probablemente de alta salinidad y temperatura. En los dos casos, el relleno de las galerías, y los *hardgrounds* fragmentados, se relacionan con alto nivel de energía que podrían ser atribuidos a eventos continuos de tormentas.

En una segunda etapa (*b*), los sustratos firmes se limitan en la parte superior por erosión durante transgresión local (*transgressive lag*), que separa a depósitos lagunares arrastrados (*Revenament Surface*) y que refleja el aumento en la tasa de sedimentación que provocaría una somerización del fondo marino, una eventual restricción de la circulación de agua marina y un aumento en la temperatura y salinidad del agua.

Finalmente, en una tercera etapa (*c*), las condiciones ambientales restrictivas inhibirían el desarrollo de organismos bioturbadores permitiendo únicamente el establecimiento de comunidades microbianas en forma de tapetes microbianos. Estas asociaciones generarían secuencias de alta frecuencia y baja amplitud (Lehmann *et al.*, 1998) o secuencias del 5to. orden (Goldhammer y Johnson, 2001) asociadas con el ciclo de Milancovitch.

Otra característica que sugiere un ambiente de depósito más extremo se fundamenta en el diámetro promedio de las galerías en diferentes niveles estratigráficos. Dos picos mayores se ubican en los metros 115 y 335, seguidos de una disminución de diámetro (Figura 9A). El aumento en el diámetro de las galerías se ha asociado con un aumento en la oxigenación del sustrato y viceversa (Buatois y Mángano, 2011).

A pesar de que *Planolites* y *Thalassinoides* de la icnofacies *Glossifungites* se encontraran en el nivel I de oxigenación (Buatois y Mángano, 2011), donde teóricamente la icnodiversidad tendería a ser abundante, en realidad es muy baja. Esto sugiere que otros factores ambientales como salinidad y temperatura podrían estar restringiendo el establecimiento de otras comunidades bioturbadoras.

4.3 Radiación Gamma

En los horizontes bioturbados se aprecia que cuando aumentan los valores de Uranio (U), el Torio (Th) se reduce y viceversa, denotando una relación inversa entre ambos elementos. Por otro lado, la relación K - U se asocia con zonas arcillosas. El aumento de los valores de U en la mayoría de las zonas bioturbadas podría relacionarse con la presencia de organismos como algas calcáreas, que tienen la capacidad de fijar U (Serra, 1984). Estas se desarrollan en ambiente lagunar y son arrastradas hacia zonas donde existen galerías rellenándolas durante etapas de marea alta. Otra posibilidad para el aumento de los valores de U podría estar relacionada con la dolomitización de horizontes de la Formación Cupido. De acuerdo con Deininger (1964), el U dentro de dolomita se encuentra en función de la composición química de la solución dolomitizante donde el U puede sustituir Ca así como al Mg en la estructura dolomítica.

En la zona *i*, el U, Th y K aumentan de manera puntual. Esta zona está asociada directamente con un horizonte arcilloso. De acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2016), ésta arcilla es producto de la deformación de horizontes bentoníticos afectados por un intenso cizallamiento paralelo a la estratificación durante la formación de pliegues a escala kilométrica. El torio puede encontrarse en rocas ácidas y ácido-básicas como granitos, pegmatitas, sienitas o sienitas nefelínicas. Durante su alteración y lixiviación, puede ser removido hasta el 90% del torio; ya que el torio es sumamente insoluble, su transporte se da como fracción detrítica del sedimento. La pequeña cantidad de torio que pasa a solución es rápidamente adsorbida por minerales arcillosos. En este proceso, el aumento en el Th se puede relacionar con partículas volcánoclasticas finas, ya que puede formar parte de la estructura cristalina de feldespatos, micas, ; el aumento en el K se puede relacionar con la generación de arcillas durante el cizallamiento, mientras que el U podría provenir de agua meteórica

enriquecida en U por zonas con altas concentraciones de este elemento y posteriormente depositado en el sistema de fallas y fracturas de la Formación Cupido, siendo adsorbido en superficies de partículas arcillosas en un proceso conocido como migración diagenética (Serra, 1984).

El Th y K han sido asociados directamente a la ocurrencia de arcillas; sin embargo, la presencia de U no está relacionada directamente con la litología. En Francia, calizas y margas Urgonianas han mostrado picos importantes en los valores espectrales de Uranio en horizontes relacionados con límites de secuencias y Superficies de Máxima Inundación (Raddadi *et al.*, 2005). Este comportamiento aparentemente también se repite para la Formación Cupido.

En los límites de secuencia más marcados, reconocidos como brechas de colapso (metros 450 y 560), dentro del Miembro Cupidito, los valores de U aumentan; de igual manera en la Formación La Peña, reconocida como una Superficie de Máxima Inundación (Lehmann *et al.*, 2000, Eguiluz de Antuñano, 2011). De acuerdo con Cantú-Chapa (1989), existe un cambio brusco, de la curva de U, hacia valores positivos en el cambio formacional Cupido-La Peña, registrado en varios pozos perforados en el área de Nuevo Laredo, México.

La presencia de bioturbación en la mayor parte de la columna estratigráfica de la Formación Cupido en el cañón La Huasteca se interpreta aquí que está relacionada con un equilibrio en la tasa de subsidencia y sedimentación. El nivel del mar se habría mantenido en regresión estable, mientras que el espacio de acomodamiento generado por la subsidencia continua habría sido rellenado por más sedimentos, de tal manera que, se mantendrían las condiciones batimétricas someras necesarias para el desarrollo de la icnofacies *Glossifungites*.

Por otro lado, eventos de tormentas habrían dominado las condiciones someras depositando fragmentos de conchas y granos carbonatados retrabajados dentro de las galerías. Aunado a esto, se habrían generado etapas cortas de desequilibrio acompañadas de exposiciones de la plataforma, en donde se generaron brechas de colapso para las cuales se han reportado porosidades de hasta 38% (Chávez-García, 2017), así como horizontes evaporíticos característicos del Miembro Cupidito de la parte superior de la Formación Cupido.

El afloramiento del flanco sur del anticlinal Los Muertos en La Huasteca puede compararse con la Formación Arab-D (Jurásico) del campo Ghawar en Arabia Saudita, el campo petrolero más grande del mundo que ostenta reservas estimadas entre 75 y 83 mil millones de barriles de petróleo (2005). En esta formación, los registros de producción muestran zonas delgadas denominadas “Super K”, que representan el mayor porcentaje de flujo total, constituido principalmente por trazas fósiles de la icnofacies *Glossifungites* con *Thalassinoides* como único icnotaxón con dimensiones que varían entre 1 y 2 cm de diámetro (Pemberton y Gingras, 2005).

4.4 Modelo de depósito

4.4.1 Berriasiano—Hauteriviano Superior

En el margen norte del Bloque de Coahuila se depositaron sedimentos fluviales, clásticos y deltaicos de la Formación San Marcos y La Mula. En el borde sur de la Península Burro Peyotes, estas secuencias están integradas en la Formación Hosston (González-Sánchez *et al.*, 2007). Hacia el este del Bloque de Coahuila, las formaciones Carbonera y La Casita, produjeron un sistema deltaico conocido como Delta de Saltillo, este se extendió desde el Bloque de Coahuila hacia el este abarcando el área Saltillo-Monterrey (Ocampo-Díaz, 2011). Sobre este se generó un depósito carbonatado arrecifal conocido como Lentil San Juan (Fig. 51).

De acuerdo con Zell *et al.* (2016), este lentil se ubica en la base de la Formación Taraises y es rico en corales del Berriasiano. Su depósito reflejo varios aspectos ambientales y sedimentarios: un aumento en las condiciones oligotróficas, una transgresión marina y el decremento en la tasa de aporte de sedimentos derivados del Bloque de Coahuila (Zell *et al.*, 2016).

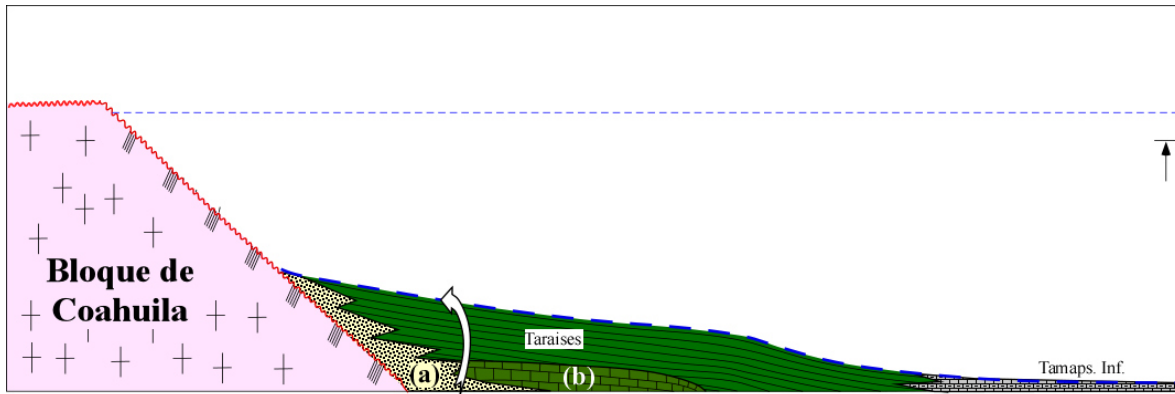


Figura 51. Depósito del Lentil Carbonatado San Juan y la Superficie de Máxima Inundación de la Formación Taraises. (Berriasiano—Hauteriviano Superior). Los símbolos son los mismos que en la figura 33.

En un sentido similar, durante el Valanginiano—Hauteriviano, se depositaron sedimentos de ambiente deltaico con depocentro en el área de Galeana con probable origen en el Archipiélago de Tamaulipas del Miembro Arenoso Galeana, de la Formación Taraises (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). Estos dos sistemas siliciclásticos, Formación Carbonera y Miembro Arenoso Galeana, forman un lineamiento siliciclástico con dirección NW-SE.

4.4.2 Hauteriviano Superior—Barremiano Superior

Sobre la Superficie de Máxima Inundación (MFS), en la parte superior de la Formación Taraises, se inició una regresión generalizada en el noreste de México que generó depósitos progradantes alrededor del Bloque de Coahuila, especialmente hacia el oriente en forma de rocas siliciclásticas, evaporíticas y carbonatadas y con dirección hacia la cuenca (Fig. 52).

La disminución del tirante de agua se reflejó, hacia el norte, noreste y este del Bloque de Coahuila, a través del depósito de la Arcosa Pátula, producto de la erosión del Bloque de Coahuila durante el Hauteriviano—Barremiano (Goldhammer y Johnson, 2001; Humphrey y Díaz, 2003; Guzzy-Arredondo *et al.*, 2007; González-Sánchez *et al.*, 2007). Esta formación se correlaciona hacia el norte, sur y este con la Formación La Virgen a la cual también subyace y sobreyace, y con la Formación La Mula al NNE.

La Formación La Virgen se compone de depósitos evaporíticos generados en una cuenca, que se volvió semi-cerrada debido a la instauración de un borde arrecifal más hacia el este, compuesto por la Formación Cupido (Humphrey y Díaz, 2003), depositada a partir del Barremiano (Gutiérrez-Alejandro, 2017).

De acuerdo con Murillo-Muñetón y Dorobek (2003), hacia el área del Cañón de Bustamante, en la base de la Formación Cupido se desarrollaron estructuras tipo *mud mounts*. Estas estructuras se depositaron en respuesta al perfil tipo rampa de la Formación Taraises y se cree que evolucionaron a construcciones orgánicas de corales-estromatopóridos-rudistas durante una fase regresiva. Este proceso eventualmente habría modificado el perfil de depósito hacia una plataforma carbonatada bordeada.

Al norte del Bloque de Coahuila, en la localidad La Muralla, la base de la Formación Cupido muestra horizontes margosos y calcáreos que hasta con 40 cm de espesor como producto de la transición de la Formación La Mula hacia Cupido. En esta zona, la base de la Formación Cupido presenta escasos tapetes microbianos que evolucionan hacia estromatolitos (Fig. 46C y D), esto en la base de una columna relativamente pequeña con aproximadamente 300 m de espesor. La presencia de estas estructuras organosedimentarias, que en otras localidades solo se presentan en el Miembro Cupidito (Potrero Chico, La Huasteca), indican que la sucesión de Cupido presente en La Muralla, representan los depósitos regresivos de Cupidito.

En la localidad Potrero Chico, la base de la Formación Cupido presenta una brecha que contiene fragmentos de calizas con rudistas y fragmentos de calizas recristalizadas (Fig. 47A). Esta brecha es sobreyacida por un paquete de calizas masivas (~100 m), compuestas principalmente de rudistas que decrecen su tamaño hacia la parte superior así como algunos gasterópodos (Figs. 34J, K y 37A, B, C). En La Huasteca, la base de la Formación Cupido también se compone de un desarrollo arrecifal con estromatopóridos, rudistas y gasterópodos (Figs. 34F; 36E, D, F, G; 37D, E).

La Arcosa Pátula, La Formación La Virgen, y la Formación Cupido (con sus construcciones orgánicas), progradaron en dirección a la cuenca a partir del borde este del Bloque de Coahuila. Entre la Formación La Virgen y el borde de plataforma de la Formación Cupido, se generaron depósitos perimareales de alta frecuencia y baja amplitud, compuestos de paquetes alternantes de tapetes microbianos y horizontes de alta bioturbación (Figs. 43,

44, 45, 46), los cuales están expuestos en el área de Potrero de García y Cañón La Huasteca (Ekdale *et al.*, 1976; Conklin y Moore, 1977; Wilson y Pially; 1977). Estos paquetes tienen una distribución geográfica muy amplia (La Muralla, Potrero Chico, Los Chorros y Puerto México).

En La Huasteca, la bioturbación es variable y constante, el espesor de los *firmgrounds* fluctúa entre 30 y 60 cm. La morfología y el relleno de las galerías son variables. Esta sucesión cíclica, también se repite en la localidad Los Chorros (Figs. 45C, D), en menor intensidad, así como en la localidad Puerto México, en donde el espesor aparente afectado por bioturbación puede llegar hasta los 9 metros en estratos con buzamientos de 60° (Fig. 45A).

Internamente, la bioturbación se compone de *wakestone-grainstone* de peloides, miliólidos y algas calcáreas, en una matriz esparítica (Figs. 42A, B). En contraste, en el área de Rayones, localidad que se encuentra entre La Huasteca y Puerto México, las facies son consistentes con ambientes profundos y no se registra la presencia de rudistas o secuencias perimareales ocurriendo lo mismo que en la Presa Rompe Picos (RP), a 12 km al SE de La Huasteca, donde tampoco se observó bioturbación o tapetes microbianos.

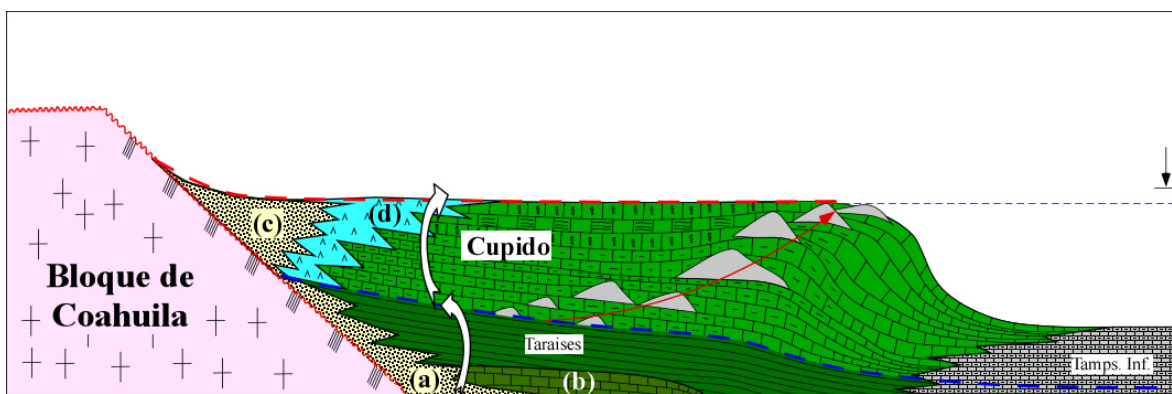


Figura 52. Depósitos progradantes hacia la cuenca durante el Hauteriviano Superior—Barremiano Superior. Los símbolos son los mismos que en la figura 33.

4.4.3 Barremiano Superior—Aptiano Inferior

La estructura estratigráfica dominante desarrollada en este tiempo corresponde a una discordancia erosiva regional instaurada en la Formación Cupido (Fig. 53), generada

alrededor de los 112 (Goldhammer, 1999) o 124 Ma (Eguiluz de Antuñano, 2011). Este límite de secuencia, del tipo 1 de acuerdo a la nomenclatura de Van Wagoner *et al.*, (1990), también se ha registrado en Texas, donde marca el inicio del depósito retrogradante de la parte superior de la Formación Sligo (Wilson y Pially, 1977; Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2011). Este coincide con una caída del nivel relativo del mar en 124 Ma (Ogg *et al.*, 2004).

En el noreste de México, esta superficie de erosión está marcada por el desarrollo de brechas de colapso (Conklin y Moore, 1977) bien expuestas en el Cañón de la Huasteca, La Muralla y Potrero Chico (Fig. 47C, D, E), desarrolladas sobre las secuencias perimareales. Estas brechas se componen de fragmentos angulosos recristalizados de dimensiones variables, que pueden llegar hasta los 50 cm de diámetro. En las localidades Potrero Chico y Potrero de García se documentó la presencia de horizontes evaporíticos en niveles estratigráficos equivalentes a brechas de colapso en otras localidades. Esto podría relacionarse con la presencia de estructuras topográficas que estarían controlando la variación lateral de facies en el Miembro Cupidito.

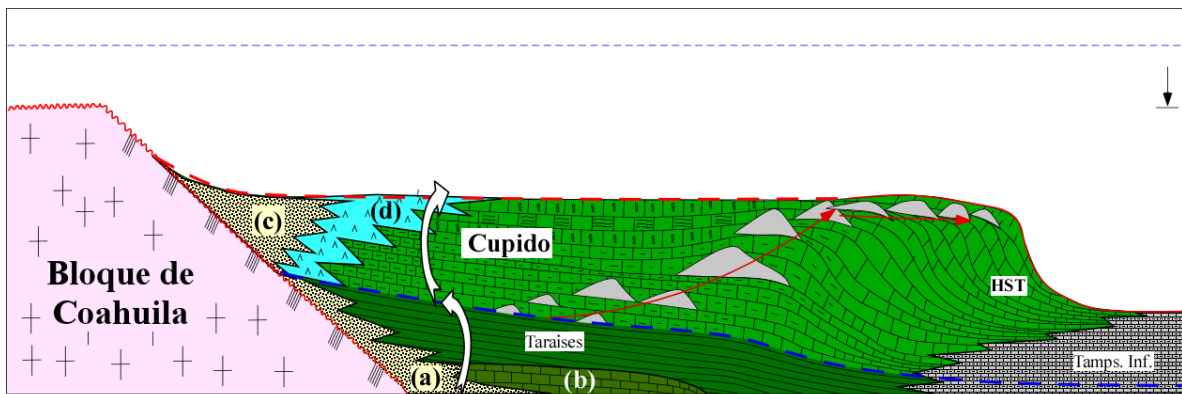


Figura 53. Generación de un límite de secuencia (Brecha del Miembro Cupidito) y progradación del borde de plataforma hasta el área de Galeana. Barremiano Superior—Aptiano inferior. Los símbolos son los mismos que en la figura 33.

4.4.4 Aptiano Inferior—Aptiano Superior

El Miembro Cupidito se depositó como un Tracto Sistema Transgresivo (TST). La base de esta unidad está marcada por un límite de secuencia delineado por la superficie de erosión antes descrita; su cima está limitada por los depósitos de ambiente profundo de la

Formación La Peña. En la localidad de La Huasteca, la parte superior del Miembro Cupidito se caracteriza por la presencia de una brecha de colapso. Entre la brecha inferior y superior del Miembro Cupidito en esta localidad se presentan muchas de las características, que incrementan su presencia o que solo son apreciables en esta unidad.

La característica más dominante en el Miembro Cupidito es la alternancia entre bioturbación y tapetes microbianos previamente descrita. En el flanco norte del anticlinal de Los Muertos, la parte superior de Cupidito presenta un cambio morfológico de microbialitas donde los tapetes microbianos se tornan a estromatolitos dómicos de hasta 5 centímetros de diámetro por 4 cm de altura (Fig. 46A, B).

En Potrero de García esta característica se repite en la parte superior de Cupidito (Fig. 46E). En la localidad La Muralla, la Formación Cupido presenta un espesor relativamente pequeño (~300 m), en esta localidad los tapetes microbianos rápidamente cambian a estromatolitos que también presentan nódulos de calcita, antes evaporita, entre las laminaciones (Fig. 46C, D), esto en los primeros 80 metros de la columna estratigráfica. La morfología estromatolítica de los tapetes microbianos se repite en menor grado en la parte superior del Cañón de Bustamante y Potrero Chico.

La microestructura de los estromatolitos se caracteriza por laminaciones alternadas claras (esparíticas), y oscuras (micríticas) y parcialmente dolomitizadas; como particularidad carecen de la presencia de microfósiles, más allá de algunos horizontes con abundantes peloides y fenestras rellenas de dolomita (Fig. 42C, D) lo cual podría interpretarse como condiciones supramareales de alta energía y baja productividad orgánica.

La variación de la morfología de las microbialitas en la parte superior de Cupido podría estar relacionada con el aumento repentino del nivel marino, lo que generaría microbialitas submareales en lugar de los numerosos tapetes microbianos supramareales distribuidos a lo largo de esta formación.

Otra característica que, si bien no es exclusiva del Miembro Cupidito, sí aumenta significativamente su presencia en esta unidad, es la presencia de bivalvos *Chondrodonta* que rondan longitudes de hasta 2 y 3 cm, presentandose como acumulaciones con espesores de hasta 15-30 cm (Figs. 38 y 39).

En Puerto México los horizontes de *Chondrodontes* aparecen esporádicamente en un rango amplio de la columna estratigráfica; sin embargo, en la parte superior y más

densamente poblada por rudistas, corales, estromatopóridos, y gasterópodos cuyas dimensiones son mayores en promedio a los ejemplares de las otras localidades, los especímenes de *Chondrodonta* pueden llegar hasta los 15 cm de longitud (Fig. 38B). Este posible parche arrecifal ha sido ubicado en el límite Aptiano temprano—Aptiano tardío. Como característica particular, la presencia de nódulos de calcita, antes evaporita, aumenta en la Unidad Cupidito, otras localidades como Potrero Chico y La Muralla presentan nódulos de pedernal en los últimos metros del Miembro Cupidito.

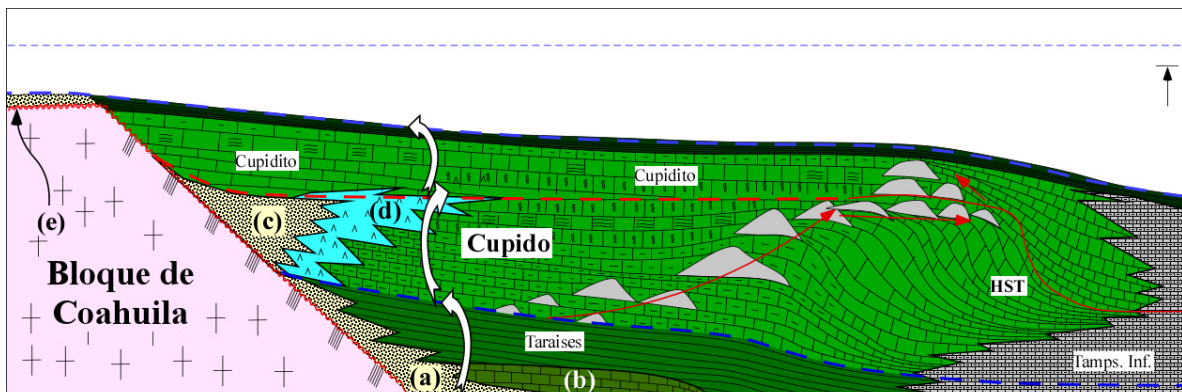


Figura 54. Transgresión y depósito del Miembro Cupidito. Aptiano Inferior—Aptiano Superior. Los símbolos son los mismos que en la figura 33.

El TST (*Transgressive System Track*) que depositó al Miembro Cupidito, se produjo de una transgresión generalizada que culminó con el evento de ahogamiento de la plataforma conocido localmente como “evento Gargas” y regionalmente como “evento Selli” (Föllmi *et al.*, 1994; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche *et al.*, 2014). El Miembro Cupidito puede correlacionarse con la parte superior de la Formación Sligo en Texas (Goldhammer, 1999), ambas registran una retrogradación con dirección oeste.

El depósito de esta unidad retrogradante modificó la morfología de la plataforma, pasando ésta de tipo bordeada a una plataforma tipo rampa (Lehmann *et al.*, 1999). En el Potrero de Menchaca ésta retrogradación provoca que el Miembro Cupidito se sobreponga a la Formación La Virgen (Gutiérrez-Alejandro *et al.*, 2017). La transgresión marina eventualmente dio paso al depósito concordante de la Formación La Peña, como una Superficie de Máxima Inundación (MFS) (Eguiluz de Antuñano, 2011).

4.4.5 Aptiano Superior—Albiano Inferior

La Formación La Peña se caracteriza por la presencia de marga, caliza arcillosa y lutita con cefalópodos, moluscos y equinodermos del Aptiano Superior, generalmente presenta menos de 30 metros de espesor (Humphrey, 1949). Los depósitos de la Formación La Peña, al suroeste del Bloque de Coahuila en el estado de Durango (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche y Barragán-Manzo, 2012) y Sierra de Parras (Ovando-Figueroa *et al.*, 2015) ha sido fechada para el Aptiano Temprano. Al norte del Bloque de Coahuila, en el área de la Sierra de la Purísima, en la Cuenca de Sabinas ha sido fechada a partir del Aptiano Tardío (González-Sánchez, 2007); mientras que al oriente, en el área de los Chorros, Mendoza-Maya *et al.*, (2017) identificaron amonites del Aptiano Superior para la Formación La Peña.

En el área de El Cañón de la Huasteca, Barragán y Maurrasse (2008) ubicaron la biozona del Taxón *Dufrenoyia justinae*, asignada a la parte superior del Aptiano Temprano. A pesar de que el contraste litológico entre las formaciones Cupido y La Peña es muy marcado, la documentación de este es un tanto difícil, debido a las características geomorfológicas de ambas formaciones, mientras que la Formación Cupido tiende a formar altos escarpes, la Formación La Peña forma puertos de erosión sobre los cuales se depositan fragmentos erosionados de las paredes de la Formación Cupido, lo cual oculta el afloramiento y dificulta su acceso (Fig. 55).

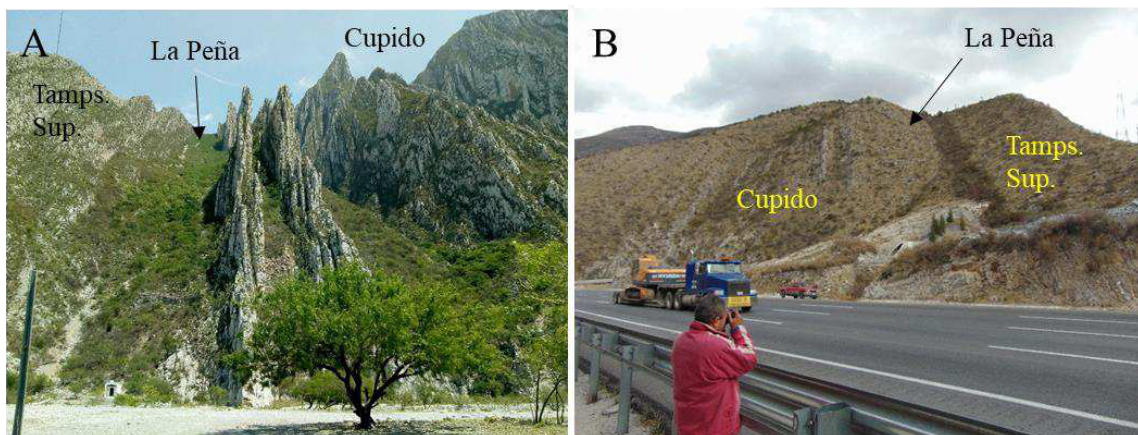


Figura 55. Geomorfología típica de la transición Cupido-La Peña-Tamaulipas Superior. (A) Flanco norte del anticlinal de Los Muertos en La Huasteca. (B) Sur del Cañón de Los Chorros en Arteaga, Coahuila.

Contemporánea a la Formación La Peña, la Formación Las Uvas se depositó discordante sobre el basamento granodiorítico del Bloque de Coahuila en facies de aguas someras cercanas a la costa durante el Aptiano Superior (Zwanziger, 1978; Humphrey y Díaz, 2003; Lehmann *et al.*, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2011). El depósito de las areniscas carbonatadas de esta formación ha sido interpretado como la retrogradación de la línea de costa durante la etapa inicial de la transgresión marina hacia el basamento, lo que marcó la inundación del Bloque de Coahuila (Humphrey y Díaz, 1956). La Formación Las Uvas y la suprayacente Acatita son correlacionables con el Miembro transgresivo Cupidito (Lehmann *et al.*, 1998) (Fig. 56).

La Formación Acatita sobreyace, en el área del Bloque de Coahuila, a la Formación Las Uvas (González-Sánchez *et al.*, 2007), y es correlacionable en Texas con la Formación Glen Rose (Lehmann *et al.*, 1998; Humphrey y Díaz, 2003). Al este del Bloque de Coahuila se correlaciona con la Formación Aurora a la cual a su vez también subyace.

El ambiente de depósito de la Formación Acatita fue descrito por Kellum (1944) como acumulaciones en lagunas marginales sobre el Bloque de Coahuila, indicando que la subsidencia del Bloque de Coahuila mantenía una tasa de acumulación de secuencias evaporítico-carbonatadas a la par del nivel del mar esto debido al desarrollo de un anillo de biohermas, en parte de la Formación Aurora, que restringió la circulación de agua marina generando el depósito de dichas secuencias (Humphrey y Díaz, 2003).

Los carbonatos submareales de la Formación Aurora forman la cresta de rampa que cerró la circulación hacia el interior de la plataforma (Kellum, 1944; Goldhammer, 1998), y que más adelante, la parte superior de Aurora, se sobrepuso a la Formación Acatita debido a su afinidad agradacional a retrogradacional (Goldhammer y Johnson, 2001; Humphrey y Díaz, 2003).

Al mismo tiempo, se depositó la Formación Tamaulipas Superior en ambiente de aguas de circulación libre y aguas profundas en zona de rampa externa (López-Ramos, 1980; Lehmann *et al.*, 1998; Carrizales-Aguilar *et al.*, 2001). En zonas donde la Formación La Peña no se puede identificar, debido a cubierta sedimentaria, el foraminífero *Microcalamoides* es utilizado aquí para diferenciar entre la parte superior de la Formación Cupido y la parte baja de la Formación Tamaulipas Superior.

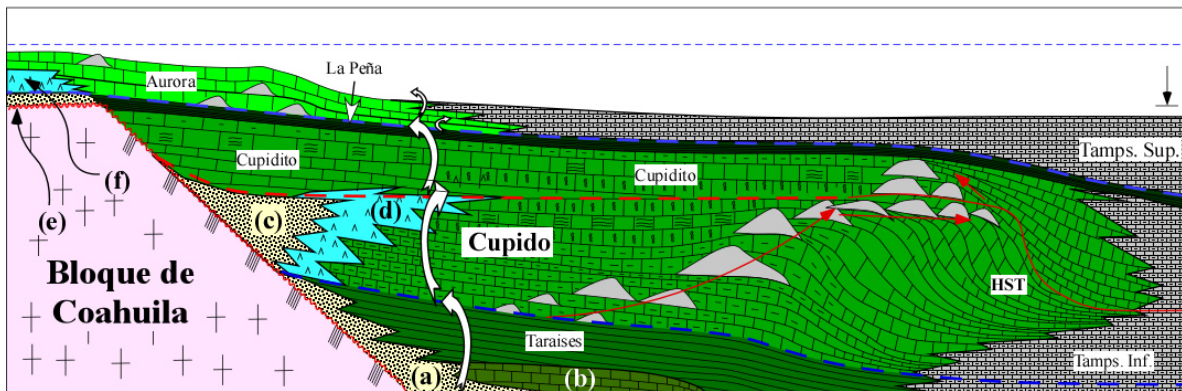


Figura 56. Disposición de la plataforma carbonatada Aurora (Coahuila), Aptiano superior—Albiano inferior. Los símbolos son los mismos que en la figura 33.

Capítulo 5: Conclusiones



Flanco norte del anticlinal La Muralla

- La base de la Formación Cupido en Potrero Chico contiene una brecha postarrecifal dolomitizada seguida de una sucesión arrecifal potente que es interpretada como evidencia de una progradación del borde de plataforma en la base de Cupido. Esto indica que el borde de plataforma de la Formación Cupido es diacrónico.
- La facies arrecifal basal también se identificó en Potrero de García y La Huasteca, el rápido desarrollo de esta facies sugiere una sedimentación carbonatada muy alta. La generación de un borde arrecifal como estructura topográfica, generó rápidamente condiciones batimétricas someras que permitieron el establecimiento de condiciones perimareales y el desarrollo de bioturbación. En este sentido se puede especular que la variación en la edad de la base de la Formación Cupido, podría estar relacionada con el establecimiento del lineamiento Formación Carbonera-Miembro Arenoso, Galeana como elemento que pudo retardar y promover el depósito de Carbonatos.
- La amplia distribución de horizontes bioturbados y su alternancia con tapetes microbianos, indican condiciones perimareales y condiciones de circulación restringida periódicas progradantes. Esto se interpreta como periodos de baja sedimentación, relacionada con la generación de *firmgrounds* bioturbados, seguidos de altas tasas de sedimentación que conllevaron a la restricción de la circulación de agua marina generando tapetes microbianos. La baja diversidad de biota, asociada a estos ambientes, podría estar relacionada con alta salinidad y temperaturas mayores a los 30°C.
- La unidad Cupidito se empezó a desarrollar a partir de una somerización caracterizada como límite de secuencia. Este límite está bien definido a través de una brecha de colapso y horizontes evaporíticos. Se considera que estructuras paleotopográficas podría ser responsable de la variación lateral brecha-evaporita ligados en el mismo nivel estratigráfico.
- El establecimiento del límite de secuencia habría generado la progradación forzada del borde de la plataforma; las construcciones orgánicas habrían alcanzado el área de Puerto México en Galeana. En este escenario, el afloramiento de Puerto México se considera parte del Miembro Cupidito.
- Condiciones perimareales transgresivas se habrían generado durante el aumento del nivel del mar que generaría una retrogradación de la plataforma Cupido. La localidad

La Muralla ostenta, casi en su totalidad, facies características del Miembro Cupidito, entre las más particulares están la presencia de estromatolitos, nódulos de calcita, antes evaporita, y brechas de colapso; las cuales también son repetidas en La Huasteca, Potrero Chico y Potrero de García.

- El registro espectral de rayos gamma naturales caracteriza muy bien el cambio litológico entre la Formación Cupido y la Formación La Peña; sin embargo, se presenta más difuso en el contacto Taraises-Cupido. A lo largo de los horizontes bioturbados las curvas individuales de Uranio, Torio y Potasio, tienden a contraponerse, esto es evidencia directa de la presencia de sedimentos lagunares, no obstante, para poder corroborar estos datos se sugiere realizar análisis petrográfico en todos los horizontes bioturbados, así como un levantamiento de mayor resolución en La Huasteca, La Muralla, Potrero Chico, e incluir Los Chorros y Presa Rompe Picos.
- Se considera que el afloramiento de la Formación Cupido, en el flanco sur del anticlinal de Los Muertos, representa mejor las características de la Formación Cupido en el noreste y este del Bloque de Coahuila, y se propone como un área análoga para el estudio de yacimientos petroleros, dominados por facies arrecifales y por horizontes bioturbados, en donde la presencia de tapetes microbianos y estromatolitos asociados con horizontes evaporíticos, también aportarían al estudio de yacimientos presalinos.

Bibliografía

- Achauer, C.W., 1977, Contrasts in cementation, dissolution, and porosity development between two Lower Cretaceous reefs of Texas, *en* Bebout, D.G. y Loucks, R.G. eds., *Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico*, The University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations no. 89., p. 127–137.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1998, The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (Facies, diagenesis and oil emplacement), East-Central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 1–8.
- Ahr, W.M., 2008, *Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*: Wiley, 296 p.
- Alencaster de Cerna, G., 1956, Pelecípodos y Gasterópodos del Cretácico Inferior de la Región de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla: *Paleontología Mexicana*, v. 2, p. 62.
- Ali, S.A., Clark, W. J., Moore, W.R., y Dribus, J.R., 2010, Diagenesis and Reservoir Quality: *Oilfield Review*, v. 22, p. 14–27.
- Allison, E.C., 1955, Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China: *Journal of Paleontology*, v. 29, p. 400–432.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Burch, I.W., y Kamber, B.S., 2007, 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: Ecosystem-scale insights to early life on Earth: *Precambrian Research*, v. 158, p. 198–227.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., y Burch, I.W., 2006, Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia: *Nature*, v. 441, p. 714–718.
- Anderson, T.F., y Arthur, M.A., 1983, Stable Isotopes of Oxygen and Carbon and Their Application to Sedimentologic and Paleoenvironmental Problems, *en* Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., y Land, L.S. eds., *Stable Isotopes in Sedimentary Geochemistry*, p. 1–151.
- Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., y Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 272–281.
- Barragán Manzo, R., y Díaz-Otero, C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p. 247–259.
- Barragán, R., y Maurrasse, F.J.M.R., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: Biostratigraphic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 145–157.

- Barron, E.J., y Washington, W.M., 1985, Warm Cretaceous climates: High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism, en Sundquist, E.T. y Broecker, W.S. eds., *The Carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present*, Washington, D. C., American Association of Petroleum Geologists, Geophysical Monography 32, p. 546–553.
- Beasley, C.J., Fiduk, J.C., Bize, E., Boyd, A., Frydman, M., Zerilli, A., Dribus, J.R., Moreira, J.L.P., y Capeleiro Pinto, A.C., 2010, Brazil's Presalt Play: *Oilfield Review*, v. 22, p. 28–37.
- Bebout, D.G., y Loucks, R.G., 1974, Stuart City Trend Lower Cretaceous, South Texas: A Carbonate Shelf-Margin Model for hydrocarbon exploration, 80p.
- Bice, K.L., Birgel, D., Meyers, P.A., Dahl, K.A., Hinrichs, K.U., y Norris, R.D., 2006, A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations: *Palaeoceanography*, v. 21, p. 1–71.
- Bosence, D., 2005, A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic: *Sedimentary Geology*, v. 175, p. 49–72.
- Bromley, R.G., 1996, *Trace fossils: biology, taphonomy and applications*: Londres, Reino Unido, Chapman & Hall, 361 p.
- Brown, L.F., y Fisher, W.L., 1977, Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins, en Payton, C.E. ed., *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, p. 213–248.
- Buatois, L., y Mángano, M.G., 2011, *Ichnology. Organism-Substrate Interactions in Space and Time*: Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.
- Buatois, L.A., y Mángano, M.G., 2008, Trazas fósiles, en Camacho, H. ed., *Invertebrados fósiles, Argentina*, Vázquez Mazzni Editores, p. 751–785.
- Burne, R. V., y Moore, L.S., 1987, Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities: *PALAIOS*, v. 2, p. 241.
- Cantú-Chapa, A., 1989, La Pena Formation (Aptian): a Condensed Limestone-Shale Sequence From the Subsurface of Ne Mexico: *Journal of Petroleum Geology*, v. 12, p. 69–84.
- Carmona, N.B., Ponce, J.J., Mángano, M.G., y Buatois, L.A., 2006, Variabilidad de la icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las Formaciones Sarmiento (Eoceno medio-Mioceno temprano) y Chenque (Mioceno temprano) en el Golfo San Jorge, Chubut, Argentina: *Ameghiniana*, v. 43, p. 413–425.
- Carrasco-Velázquez, B.E., Morales-Puente, P., Cienfuegos, E., y Lozano-Santacruz, R., 2004, Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: Evolución paleohidrológica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p. 382–396.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luís Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 23, p. 110.

- Carrizales-Aguilar, A., Loeza-García, J.P., Zárate-Barradas, R.G., Rodríguez-Castro, M.G., Martínez-Rodríguez, L., Aranda-Osorio, J., y Lemus-Busto, O., 2001, Carta geológico-minera Ciudad Victoria F14-2, escala 1:250000, estado de Tamaulipas.
- Casnedi, R., 2005, Geological characteristics of hydrocarbon reservoirs: v. I, p. 85–116.
- Chapman R.E., 1983, *Petroleum Geology*: Elsevier, 415 p.
- Chávez-García, A., 2017, Caracterización de litologías del noreste de México y su utilización como análogos en pruebas de desplazamiento de hidrocarburo para recuperación mejorada: Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 60 p.
- Conklin, J., y Moore, C., 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, en Bebout, D.G. y Loucks, R.G. eds., *Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico*, The University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations no. 89, p. 302–323.
- Coogan, A.H., 1977, Early and Middle Cretaceous Hippuritacea (Rudists) of the Gulf Coast, in Bebout, D.G. y Loucks, R.G. eds., *Cretaceous Carbonates of Texas y Mexico*, p. 32–70.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., y Maggio, C., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, Mexico, an alternative view: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 56, p. 1419–1447.
- Cook, A., 2002, † “Class Stromatoporoidea” Nicholson & Murie, 1878: Stromatoporoidea, in Hooper, J.N.A. y Van Soest, R.W.M. eds., *Systema Porifera A Guide to the Classification of Sponges, Volume 1*, Nueva York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, p. 69–70.
- Cooper, G.A., Arellano, A.R. V., Johnson, J.H., Okulitch, V.J., Stoyanow, A., y Lochman, C., 1952, Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *Smithsonian Miscellaneous Collections*, v. 119, p. 184.
- Copper, P., 1986, Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans: *Geology*, v. 14, p. 835.
- Copper, P., 2001, Reefs during the multiple crises towards the Ordovician-Silurian boundary: Anticosti Island, eastern Canada, and worldwide: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 153–171.
- Costa, K.M., Accorsi-Mendonça, D., Moraes, D.J.A., y Machado, B.H., 2014, Evolution and physiology of neural oxygen sensing: *Frontiers in Physiology*, v. 5.
- Damas-Mollá, L., Aranburu Artano, A., y García Garmilla, F., 2006, Resistencia a la alteración diagenética de conchas de rudistas y *Chondrodonta* sp. de: *Geogaceta*, v. 40, p. 195–198.
- Debeljak, I., y Buser, S., 1997, Lithotid Bivalves in Slovenia and Their Mode of Life: *Geologija*, v. 40, p. 11–64.
- Debrenne, F., 1987, *Archaeocyatha from Mexico in the Smithsonian Institution. New data from recent collectings*: *Geobios*, v. 20, p. 267–273.

- Debrenne, F., Gandin, A., y Rowland, S.M., 1989, Lower Cambrian bioconstructions in Northwestern Mexico (Sonora). Depositional setting, paleoecology and systematics of Archaeocyaths: *Geobios*, v. 22, p. 137–195.
- Deininger, R.W., 1964, Ferrous iron and uranium concentrations and distributions in 100 selected limestones and dolomites. Dissertation, Rice University
- Dunham, R.J., 1970, Stratigraphic Reefs Versus Ecologic Reefs: *GEOLOGICAL NOTES*: v. 10, p. 1–19.
- Echanove, O., 1986, Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I) Consideraciones geológico-petroleras: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 38, p. 3–39.
- Edgell, H.S., 1997, Significance of reef limestone as oil and gas reservoir in the Middle East and North Africa, en 10th Ed Edgeworth David Symposium, Department of Geology and Geophysics. University of Sidney, p. 1–16.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, p. 285–311.
- Ekdale, A.A., Ekdale, S.F., y Wilson, J.L., 1976, Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 362–368.
- Elias, R.J., 1983, Middle and Late Ordovician Solitary Rugose Corals of the Cincinnati Arch Region.
- Elias, R.J., Young, G.A., Lee, D.-J., y Bae, B.-Y., 2013, Chapter 9 Coral biogeography in the Late Ordovician (Cincinnatian) of Laurentia: *Geological Society, London, Memoirs*, v. 38, p. 97–115.
- Enos, P., 1974, Reefs, Platforms, and Basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 58.
- Enos, P., 1977, Tamabra limestone of the Poza Rica Trend, Cretaceous, Mexico, en *Deep-water Carbonate Environments*, *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, p. 273–314,
- Erez, J., y Luz, B., 1983, Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 1025–1031.
- Fitz-Díaz, E., Hall, C.M., y van der Pluijm, B.A., 2016, XRD-based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (northern Mexico): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 181, p. 201–216.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks*, E. Flügel, ed.: Springer, v. 53, 1006 p.
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., y Funk, H., 1994, Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 729–746.

- Frey, R.W., y Pemberton, S.G., 1985, Biogenic structures in outcrops and cores, approaches to ichnology: v. 33, p. 72–115.
- Fuller, M., y Jenkins, R., 2007, Reef corals from the lower Cambrian of the flinders ranges, South Australia: *Palaeontology*, v. 50, p. 961–980.
- García-Barrera, P., 1995, *Toucasia Hancockensis* (Hippuritacea-Requienidae) in southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 191–194.
- Gingras, M.K., George Pemberton, S., y Saunders, T., 2001, Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness; their impact on modern Glossifungites trace assemblages at Willapa Bay, Washington: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 169, p. 1–21.
- Ginsburg, R.N., y James, N.P., 1974, Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves, en *The Geology of Continental Margins*, Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 137–155.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., y Lawton, T.F. eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 1–58.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, C., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., y Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide book: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 86 p.
- Goldhammer, R.K., y Johnson, C. A., 2001, Middle Jurassic–Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim, en Bartolini, C., Buffler, R.T., y Cantu-Chapa, A. eds., *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*, Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45–81.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., y Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, v. 59, p. 43–62.
- Gutierrez-Alejandro, A.G., Chacon-Baca, E., Rosales-Domínguez, C., Ramírez-Peña, C.F., Girón, P., y Grajales-Nishimura, J.M., 2017, A clastic-evaporitic deposit from the Cretaceous of northeastern Mexico: La Mula-La Virgen transition: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 411–421.
- Guzzy-Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., y Schaaf, P., 2007, High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p. 131–149.
- Haq, B.U., 2014, Cretaceous eustasy revisited: *Global and Planetary Change*, v. 113, p. 44–58.

- Harris, M.T., 1991, Carbonate progradation geometry and significance of sediment accumulation patterns and syndepositional relief: Comparison of modeling results with outcrop data, en K., F.E., Watney, W.L., Kendall, C.G.S.C., y Ross, W. eds., *Sedimentary Modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition*, Kansas Geological Survey Bulletin, p. 509–5017.
- Hay, W.W., 2011, Can humans force a return to a “Cretaceous” climate? *Sedimentary Geology*, v. 235, p. 5–16.
- Hernández, J.O., 2011, Rudists: *Geology Today*, v. 27, p. 74–77.
- Hill, D., 1965, Archaeocyatha from Antarctica and a review of the phylum. *Trans-Antarctic Expedition 1955-1958.*:
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., y Immenhauser, A., 2011, Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, p. 547–558.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: *Journal of the Geological Society of London*, v. 133, p. 637–660.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, v. 60, p. 89–176.
- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic Framework of Northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 6, p. 25–35.
- Humphrey, W.E., y Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico, en Wilson, J.L. y Jordan, C. eds., *Report of Investigation no. 267*, Austin, Texas, p. 151.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 47, p. 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 587–630.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian Faunas of northern Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 51, p. 117–190.
- Imlay, R.W., 1944, Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America, y Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 55, p. 1005–1046.
- Insalaco, E., Skelton, P., y Palmer, T.J., 2000, Carbonate platform systems: components and interactions — an introduction: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 178, p. 1–8.

- Jahren, A.H., 2002, The biogeochemical consequences of the mid-Cretaceous superplume: *Journal of Geodynamics*, v. 34, p. 177–191.
- James, N.P., 1983, Reef Environment, en Sholle, P.A., Bebout, D.G., y Moore, C.H. eds., Carbonate depositional environments, Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, p. 346–440.
- Jenkyns, H.C., 2003, Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world, en J. H. Lwaton, J. Marotzke, R. Marsh, y I. N. McCave, eds: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 361, p. 1885–1916.
- Johnson, C.C., 2002, The rise and fall of Rudist reefs: Reefs of the dinosaur era were dominated not by corals but by odd mollusks, which died off at the end of the Cretaceous from causes yet to be discovered: *American Scientist*, v. 90, p. 148–153.
- Kauffman, E.G., y Johnson, C.C., 1988, The Morphological and Ecological Evolution of Middle and Upper Cretaceous Reef-Building Rudistids: *PALAIOS*, v. 3, p. 194.
- Kellum, L.B., 1944, Geologic History of Northern Mexico and Its Bearing on Petroleum Exploration: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 28, p. 301–325.
- Kellum, L.B., 1956, Cretaceous Invertebrates of the Aurora Limestone: *Papers of the Michigan Academy of Science, Arts, and Letters*, v. XLI, p. 205–231.
- Kelly, S.P., 2003, The workings of the Cretaceous world, en Skelton, P.W. ed., *The Cretaceous World*, Cambridge, p. 185–207.
- Kershaw, S., 1988, Stromatoporoids: a beginner's guide: *Geological Today*, v. 4, p. 202–206.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., y Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1010–1029.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., y Montanez, I., 2000, Sequence Stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) Carbonate Platforms of Northeastern Mexico: Regional and Global Correlations: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 373–391.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., y Montañez, I.P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 1109–1130.
- Leinfelder, R.R., Schlagintweit, F., Werner, W., Ebli, O., Nose, M., Schmid, D.U., y Hughes, G.W., 2005, Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms - Concepts and implications: *Facies*, v. 51, p. 287–325.
- Li, M., y Zhao, Y., 2014, Sequence Stratigraphic Research Technology, en *Geophysical Exploration Technology*, Elsevier, p. 21–62.

- Lipps, J.H., y Stanley, G.D., 2016, Reefs Through Time: An Evolutionary View, en Hubbard D., Rogers C., Lipps J., Stanley, y Jr. G. eds: Coral Reefs at the Crossroads, Coral Reefs of the World, Springer, Dordrecht v. 6, p. 175–196.
- López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen oriental de la Plataforma Valles San-Luis Potosí, centro-noreste de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 20, p. 1–19.
- López-Ramos, E., 1980, Geología de México: Impreso por el autor, 454 p.
- López Ramos, E., 1983, Estratigrafía cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 44, p. 21–31.
- Loucks, R., 1999, Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 83, p. 1795–1834.
- Loucks, R.G., Kerans, C., Janson, X., y Rojano, M.A.M., 2010, Lithofacies Analysis and Stratigraphic Architecture of a Deep-Water Carbonate Debris Apron: Lower Cretaceous (Latest Aptian to Latest Albian) Tamabra Formation, Poza Rica Field Area, Mexico: Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings, p. 367–389.
- Méndez-Dot, J.A.M., Baamonde, J.M., Reyes, D., y Whilchy, R., 2015, The Cogollo Group and the oceanic anoxic events 1a and 1b, Maracaibo basin, Venezuela: Brazilian Journal of Geology, v. 45, p. 41–61.
- Mendoza-Maya, A.K., Moreno-Bedmar, J.A., y Chávez-Cabello, G., 2017, Amonites del Aptiano superior de la Formación La Peña de la sección de Los Chorros, Coahuila, noreste de México: Paleontología Mexicana, v. 6, p. 43–49.
- Menéndes, S., 2005, Los primeros organismos bioconstructores de la Historia de la Vida en la Tierra: esos grandes desconocidos: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, v. 13, p. 127–137.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., y III, T., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, en Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geology Memoir 26, p. 53–62.
- Moldovanyi, E.P., y Lohmann, K.C., 1984, Isotopic and petrographic record of phreatic diagenesis: Lower Cretaceous Sligo and Cupido Formations: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 972–985.
- Moore, C.H., 1997, Carbonate diagenesis and porosity: The Netherlands, v. 6, 351 p.
- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, J.A., López-Álvarez, B., Lozada, S.C., y De León, G.S., 2013, Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 65, p. 71–82.

- Murillo-Muñetón, G., y Dorobek, S.L., 2003, Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 869–886.
- Murray, G.E., 1961, *Geology of the Atlantic and Gulf Coast Province of North America*: New York, Harper and Brothers, 692 p.
- Neal, J., Risch, D., y Vail, P., 1993, Sequence Stratigraphy — A Global Theory for Local Success: *Oilfield Review*, v. 2, p. 51–32.
- Nelson, C.S., y Smith, A.M., 1996, Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: A synthesis and review: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 39, p. 93–107.
- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*: v. 53, 432 p.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., y Cano, A.C., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, p. 285–318.
- Noffke, N., 2010, *Geobiology*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno Bedmar, J.A., y Canet, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 66, p. 491–505.
- Núñez-Useche, F., y Barragán, R., 2012, Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 204–218.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas): *Universidad Autónoma de Nuevo León*, 392 p.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., y Guerrero-Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del miembro arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 438–464.
- Ogg, J.G., Agterberg, F.P., y Gradstein, F.M., 2004, The Cretaceous Period, en Gradstein, F.M., Ogg, J.G., y Smith, A.G. eds., *A Geologic Time Scale*, Cambridge, Cambridge University Press, p. 344–383.
- Ovando-Figueroa, J.R., Moreno-Bedmar, J.A., Chávez-Cabello, G., y Minor, K.P., 2015, Lower Aptian ammonites of the Sierra de Parras, Coahuila State, northern Mexico: *Carnets de Geologie*, v. 15, p. 1–11.

- Oviedo-Pérez, A., 2017, Onshore Mature Field Rejuvenation on Golden Lane, Mexico: Reducing Cycle Time Through an Integrated Approach, en en American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, p. 1.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Estructuras de La Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosi: *Revista del Instituto de Geología*, v. 6, p. 1–20.
- Padilla y Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, p. 19–42.
- Pemberton, S.G., y Gingras, M.K., 2005, Classification and characterizations of biogenically enhanced permeability: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, p. 1493–1517.
- Pochon, X., Montoya-Burgos, J.I., Stadelmann, B., y Pawlowski, J., 2006, Molecular phylogeny, evolutionary rates, and divergence timing of the symbiotic dinoflagellate genus *Symbiodinium*: *Molecular Phylogenetics and Evolution*, v. 38, p. 20–30.
- Pomar, L., 2001, Types of carbonate platforms: A genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p. 313–334.
- Pomar, L., y Kendall, C.G.S.C., 2008, Architecture of Carbonate Platforms: A Response to Hydrodynamics and Evolving Ecology: 187–216 p.
- Posenato, R., Bassi, D., Trecalli, A., and Parente, M., 2018a, Taphonomy and evolution of Lower Jurassic lithiotid bivalve accumulations in the Apennine Carbonate Platform (southern Italy): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 489, p. 261–271.
- Posenato, R., Morsilli, M., Guerzoni, S., y Bassi, D., 2018b, Palaeoecology of Chondrodonta (Bivalvia) from the lower Aptian (Cretaceous) Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 508, p. 188–201.
- Raddadi, M.C., Arnaud Vanneau, A., Poupeau, G., Carrio-Schaffhauser, E., Arnaud, H., y Rivera, A., 2005, Interprétation de logs gamma-ray : La distribution de l'uranium en plate-forme carbonatée: *Comptes Rendus - Geoscience*, v. 337, p. 1457–1461.
- Read, J.F., 1982, Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution: *Tectonophysics*, v. 81, p. 195–212.
- Rees, M.N., Pratt, B.R., y Rowell, A.J., 1989, Early Cambrian reefs, reef complexes, and associated lithofacies of the Shackleton Limestone, Transantarctic Mountains: *Sedimentology*, v. 36, p. 341–361.
- Reijmer, J.J.G., 2016, Carbonate Factories, in Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., and Thiede, J. eds., *Encyclopedia of Marine Geosciences*, p. 80–84, doi: 10.1007/978-94-007-6238-1_136.

- Riding, R., 1991. Classification of Microbial Carbonates, in: *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–51.
- Robert G. Loucks, 1999, Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 83.
- Rovere, A., Stocchi, P., y Vacchi, M., 2016, Eustatic and Relative Sea Level Changes: *Current Climate Change Reports*, v. 2, p. 221–231.
- Scott, R.W., 1988, Evolution of Late Jurassic and Early Cretaceous Reef Biotas: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 3, p. 184–193.
- Serra, O., 1984, *Fundamentals of Well-Log Interpretation*: Elsevier, 435 p.
- Shaw, A.B., 1964, *Time in Stratigraphy*: McGraw-Hill, 365 p.
- Skelton, P.W., 2003, Changing climate and biota — the marine record, en Skelton, P.W. ed., *The Cretaceous World*, Cambridge, Cambridge University Press, p. 163–184.
- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 2019, *Strata*, SEPM's stratigraphy: <http://www.sepmstrata.org/> (consultado en Mayo 2019).
- Sorauf, J.E., y Pedder, A.E.H., 1986, Late Devonian rugose corals and the Frasnian–Famennian crisis: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 1265–1287.
- Stearn, C.W., 1987, Effect of the Frasnian-Famennian extinction event on the stromatoporoids.: *Geology*, v. 15, p. 677–679.
- Sukenik, A., Zohary, T., y Padisak, J., 2009, Cyanoprokaryota and Other Prokaryotic Algae: *Encyclopedia of Inland Waters: Plankton of Inland Water*, p. 138–148.
- Torres de la Cruz, F., 2014, *Microbialitas de la Formación Cupido en el Noreste de México*: Universidad Autónoma de Nuevo León, 133 p.
- Torres de la Cruz, F., Chacón-Baca, E., Gómez-Mancha, Y.E., y Cossío-Torres, T., 2018, A palaeobiological window into the Lower Cretaceous Cupido Formation: Puerto México section, Nuevo Leon, Mexico: *Carnets de géologie (Notebooks on geology)*, v. 18, p. 187–203.
- Tucker, M.E., 1992, Limestones through time, in Brown, G.C., Hawkesworth, C. J., y Wilson, R.C.L. eds., *Understanding the Earth, a New Synthesis*, Cambridge, Cambridge University Press, p. 347–363.
- Vahrenkamp, V.C., 2010, Chemostratigraphy of the Lower Cretaceous Shu'aiba Formation : A $\delta^{13}\text{C}$ reference profile for the Aptian Stage from the southern Neo-Tethys Ocean: *GeoArabia Special Publication 4*, p. 107–137.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., y Rahmanian, V.D., 1990, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution*

Correlation of Time and Facies: Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists, 60 p.

- Webby, B.D., 1980, Biogeography of ordovician stromatoporoids: v. 32, p. 1–19.
- Webby, B.D., 1984, Ordovician reefs and climate: a review: Aspects of the Ordovician System, Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, p. 89–100.
- Webby, B.D., 2002, Patterns of Ordovician Reef Development, en Phanerozoic Reef Patterns, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 129–179.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: 472 p.
- Wilson, J.L., 1999, Controls on the wandering path of the Cupido reef trend in northeastern Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., y Lawton, T.F. eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, v. 340, p. 135–143.
- Wilson, J.L., y Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, in Bebout, D.G. y Loucks, R.G. eds., Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations no. 89, p. 286–294.
- Wilson, J.L., y Ward, W.C., 1993, Early Cretaceous Carbonate Platforms of Northeastern and East-Central Mexico, en Simon, J.A., Scott, R.W., y Masse, J.P. eds., Cretaceous Carbonate Platforms, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, vol. 56, p. 35–50.
- Wilson, M.A., y Palmer, T.J., 1992, Hardgrounds and hardground faunas: Institute of Earth Studies Publications, v. 9, p. 1–131.
- Wood, R., 1991, Non-Spicular Biomineralization in Calcified Demosponges, in Fossil and Recent Sponges, Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 322–340.
- Wood, R., 1998, The Ecological Evolution of Reefs: Annual Review of Ecology and Systematics, v. 29, p. 179–206.
- Wood, R., 1999, Reef Evolution, en W. Rachel, ed.: Cambridge, Cambridge University Press, 426 p.
- Yanin, B.T., y Baraboshkin, E.Y., 2013, Thalassinoides burrows (decapoda dwelling structures) in lower cretaceous sections of southwestern and central Crimea: Stratigraphy and Geological Correlation, v. 21, p. 280–290.
- Zell, P., Stinnesbeck, W., y Hering, F., 2016, A coral-rich unit of Berriasian (Early Cretaceous) age in the Sierra Madre Oriental of northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 69, p. 91–102.
- Zhuravlev, A.Y., 1996, Reef ecosystem recovery after the Early Cambrian extinction: Geological Society, London, Special Publications, v. 102, p. 79–96.

Zhuravlev, A.Y., y Wood, R.A., 2018, The two phases of the Cambrian Explosion: Scientific Reports, v. 8, p. 16656.

Zwanziger, J.A., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido, en Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Reynosa, Tamaulipas, v. 30, p. 55.

Anexos



***A palaeobiological window into the Lower Cretaceous Cupido Formation:
Puerto México section, Nuevo Leon, Mexico***

Felipe TORRES DE LA CRUZ^{1, 2}

Elizabeth CHACÓN-BACA¹

Yesica Edith GÓMEZ-MANCHA¹

Tomás COSSÍO-TORRES¹

Abstract: A rich geobiological record of Cretaceous biotic and abiotic interactions around the proto-Gulf of Mexico has been preserved in the massive Cupido carbonate platform, *i.e.*, in a sedimentary sequence that represents a depositional period of approximately 15 Myr. This work documents lateral facies variation on a dip slope reef from a new outcrop in the upper part of the Cupido Formation in the state of Nuevo Leon, Mexico. The measured transect is correlated with a stratigraphic column logged in a nearby section. The preserved fossil biota represents marginal reef facies dominated by abundant rudist shells such as *Douvillelia skeltoni*, *Toucasia* sp., *Offneria* sp., and *Amphitrocoelus* sp. associated with relatively large colonial corals (with diameters up to 25 cm) like *Stelidioseris* sp. and to a lesser extent, with stromatoporoids. Benthic foraminifers (miliolids and textularids) with associated dasycladalean algae such as *Salpingorella* sp. and *Terquemella* spp. dominate the microfossiliferous content in wackestones to packstones. This facies is overlain by a thin (15-30 cm) stromatolite horizon at the upper end of the measured section. This locality represents a new paleobiological and taphonomic window into one of the most extensive carbonate platform system developed along the margin of the Gulf of Mexico during the Cretaceous.

Key-words:

- Cretaceous;
- Cupido Formation;
- Puerto Mexico;
- rudists;
- corals;
- stromatoporoids

Citation: TORRES DE LA CRUZ F., CHACÓN-BACA E., GÓMEZ-MANCHA Y.E. & COSSÍO-TORRES T. (2018).- A palaeobiological window into the Lower Cretaceous Cupido Formation: Puerto México section, Nuevo Leon, Mexico.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 18, no. 8, p. 187-203.

Résumé : *Une fenêtre paléobiologique dans la Formation Cupido du Crétacé inférieur : la coupe de Puerto México, Nuevo León, Mexique.*- Un enregistrement géobiologique diversifié des interactions biotiques et abiotiques crétacées sur le pourtour du proto-Golfe du Mexique a été préservé au sein de l'imposante plate-forme carbonatée de Cupido, c'est-à-dire dans une séquence sédimentaire qui correspond à une période de dépôt d'une durée approximative de 15 Ma. Ce travail met en exergue la variation latérale des faciès récifaux sur le flanc long (faiblement pentu) d'un nouvel affleurement monoclinale correspondant à la partie supérieure de la Formation Cupido dans l'état de Nuevo León, Mexique. Le transect étudié est corrélé avec la colonne stratigraphique établie dans une coupe proche. Le biote fossile préservé correspond aux faciès de bordure du récif où abondent les coquilles de rudistes, tels que *Douvillelia skeltoni*, *Toucasia* sp., *Offneria* sp. et *Amphitrocoelus* sp., ces derniers y étant associés à des colonies relativement grosses (avec des diamètres atteignant jusqu'à 25 cm) de coraux tels que *Stelidioseris* sp. et, dans une moindre mesure, avec des stromatoporoidés. Les foraminifères benthiques (miliolidés et textularidés), en association avec des algues dasycladales telles que *Salpingorella* sp. and *Terquemella* spp., dominent le contenu microfossilifère des wackestones à packstones. Ce faciès est surmonté à la partie sommitale de la coupe étudiée par un mince horizon stromatolithique (15-30 cm). Cette localité offre une nouvelle fenêtre paléobiologique et taphonomique au sein de l'un des plus vastes systèmes de plates-formes carbonatées développées sur le pourtour du Golfe du Mexique au cours du Crétacé.

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), Facultad de Ciencias de la Tierra, Carretera Cerro Prieto Km 8, Linares, Nuevo León, 67700 (Mexico)

² Corresponding author
baicalia2012@gmail.com

Published online in final form (pdf) on July 21, 2018
[Editor: Robert W. SCOTT]

**Mots-clefs :**

- Crétacé ;
- Formation Cupido ;
- Puerto Mexico ;
- rudistes ;
- coraux ;
- stromatoporoidés

1. Introduction

The Early Cretaceous was globally characterized by high tectonic and volcanic activity that introduced CO₂ into the atmosphere and raised global temperature up to 42°C in tropical latitudes (KELLEY, 2003; BICE *et al.*, 2006; HAY, 2011; HAQ, 2014). In response, massive carbonate platforms formed in low amplitude and high-frequency eustatic cycles (shallow carbonates cycles on the scale of 100s to 1000s to 10s of 1000s of years), composed of peritidal carbonates in the ancestral Gulf of Mexico from the Barremian to the Albian (LEHMANN *et al.*, 1999). Cretaceous sedimentary rocks are well-represented in several states of northeastern Mexico, particularly in Nuevo Leon, where massive limestones from the Cupido Formation crown the uppermost part of the Sierra Madre Oriental (SMO) and line up in superb scenic views around the area of Monterrey (Fig. 1). The Barremian-Aptian Cupido Formation crops out in the states of Nuevo Leon, Coahuila, Tamaulipas, and Durango and it is one of the most extensive carbonate systems in North America. It correlates with the Sligo-Hosston platform, only known in the subsurface of Texas, USA (SCOTT and HINOTE, 2007; LEHMANN *et al.*, 2000), and extends approximately 80,000 km² (LEHMANN *et al.*, 1999).

The Cupido Formation is a Lower Cretaceous limestone succession that represents part of such extensive carbonate platform systems developed in northeastern Mexico (MURILLO-MUÑETON and DOROBK, 2003). The Cupido Formation developed as a reef-rimmed carbonate platform composed of corals, stromatoporoids, sponges, rudists, green algae, and benthic foraminifera (WILSON, 1990). Although the large-scale platform paleo-configuration was proposed almost twenty years ago (GOLDHAMMER, 1999), little work has been devoted to lateral sedimentological and bathymetric variations at smaller scales. Most previous works (CONKLIN and MOORE, 1977), have reported the great variability in thickness of this formation, ranging from a few hundred meters of thickness near Saltillo to approximately 680 m near Monterrey (both cities separated by an approximate distance of 60 km) and up to 900 m at Minas Viejas (WILSON and PIALLI, 1977), located 40 km north of Monterrey. The aim of this work is to document the paleontological content of the reefal facies from a new locality of the Cupido Formation in Nuevo León, Mexico.

2. Geological background and methods

After the breakup of Pangea and during the subsequent rifting and drifting stages, several basins developed in northeastern Mexico in a process that also generated the Jurassic Louann Salt deposits in Texas and the Campeche Salt basin. The resulting accommodation space was filled by thick carbonate systems. In this way, the thermal contraction of tectonic plateaus allowed the development of carbonate platforms in this region. The Cupido platform, coeval with the Sligo platform in Texas (LEHMANN *et al.*, 1999; GOLDHAMMER and C.A. JOHNSON, 2001), is part of one of most extensive carbonate systems extending over an area of approximately 80,000 km² (LEHMANN *et al.*, 1999). This platform bordered the coast of the newly formed Gulf of Mexico from Louisiana across Texas (the Sligo Formation) and southwest into the Sierra Madre Oriental (WILSON, 1990; WILSON and WARD, 1993). As the main lithostratigraphic unit of the Barremian-Aptian carbonate platform, the Cupido Formation (hereafter CF), was defined by IMLAY (1937) on the 723.5 m northern wall of Cañon Mimbre, southeast of Párras, Coahuila, as a "thin to thick" non-fossiliferous gray limestone with pyrite and chert concretions.

Based on chronostratigraphic data and facies association, LEHMANN *et al.* (1999) suggested that the Cupido shelf-margin was deposited from the Barremian up to the early Aptian. Nonetheless, based on regional geology and stratigraphic relations observed around Monterrey-Saltillo and Bustamante, others consider that the Cupido Carbonate System (inner and margin platform, and open marine facies) began its development as prograding cycles from the Late Hauterivian through the Aptian, 30 myr (HUMPHREY and DÍAZ, 1956; ALFONSO-ZWANZIGER, 1978; MICHALZICK, 1988; GUZMÁN-GARCÍA, 1991; MCFARLAN and MENES, 1991; GOLDHAMMER, 1999; HERNÁNDEZ-TREJO, 2003; MURILLO-MUÑETON and DOROBK, 2003; EGUILUZ DE ANTUÑANO, 2011).

The CF concordantly overlies sedimentary rocks of the Taraises Formation, which marks the progradation from an open shelf/homocline ramp to a restricted platform (MICHALZICK, 1988; LEHMANN *et al.*, 1999, 2000), and it is overlain by deep-water facies of the La Peña Formation, after a mid-Aptian drowning event (BARRAGÁN-MANZO and DÍAZ-OTERO, 2004). The CF originated as an extensive coastal lagoon with peritidal carbonate cycles between the basement of the Coahuila

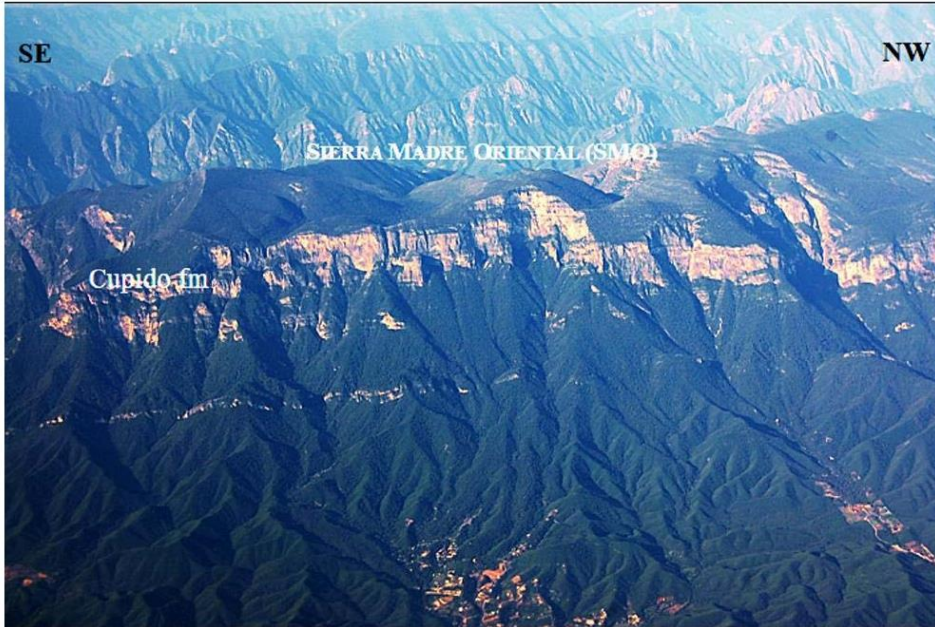


Figure 1: A westward panoramic view of massive limestones of the Cupido Formation crowning the Sierra Madre Oriental (SMO) in Nuevo León, Mexico, as observed through an airplane window.

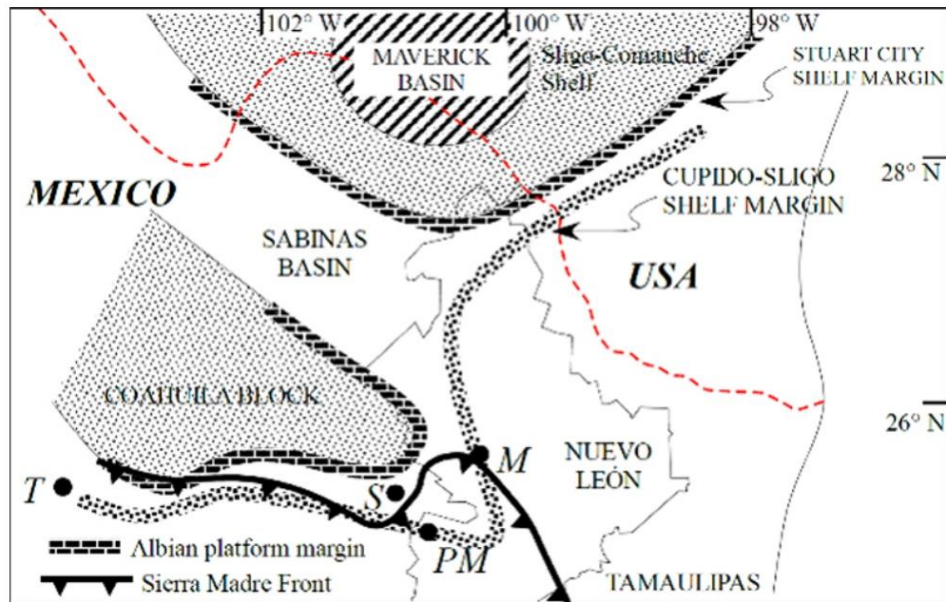
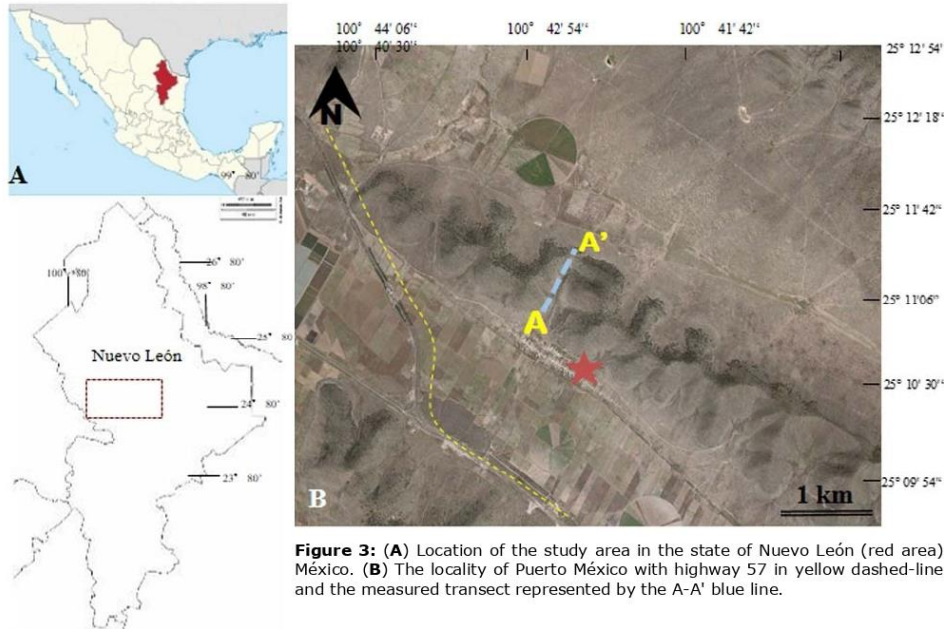


Figure 2: Paleogeography of the Cupido-Sligo shelf margin, with actual distribution as a dotted line (T= Torreón; S= Saltillo; M= Monterrey; PM= Puerto México; modified from LEHMANN *et al.*, 1999).



Block (Fig. 2) and a patch reef belt to a barrier-shoal margin (CONKLIN and MOORE, 1977; WILSON and PIALLI, 1977; SELVIUS and WILSON, 1985; GOLDHAMMER *et al.*, 1991; LEHMANN *et al.*, 1998).

The area under study is the Puerto México outcrop (PM) located in Galeana County in the state of Nuevo Leon (25°11'20.29"N; 100°42'36.18" W), where the CF crops out on the southwest flank of an anticline with an eroded northeast flank (Fig. 3). This small locality exposes fossiliferous limestones with sub-horizontal stratification but lacks any close stratigraphic references and follows a trend parallel to the land surface, precluding a good stratigraphic control. However, the abundance and size of fossils deserved a closer examination.

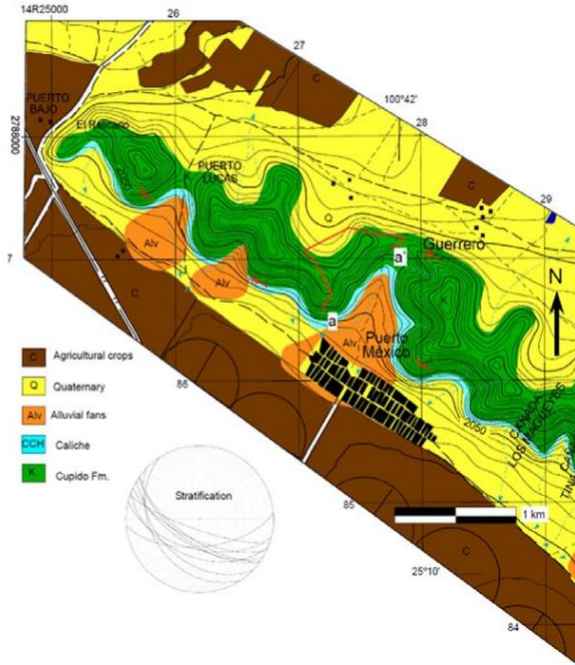
An approximate 431 m long SW-NE transect section A-A' (Fig. 3) was measured along a single irregular bedding plane on the southwest dipping slope. Even where massive grey strata were visible at the basal lateral side (at the western side of the outcrop), stratification is fully-covered by vegetation, by Quaternary sediments and by coquinas composed of reworked fossiliferous material from the Cupido.

All measurements were taken through the hill scarp, without further stratigraphic control during fieldwork campaigns (from February 2009 to 2012). In order to place this transect into the Cupido Formation, the outcrop has been correlated with a stratigraphic column that was logged on

the west-facing hill less than one kilometer northwest of the transect. The measured section was located by 21 GPS (Global Positioning System) spots for reference; structural strike and dip data were taken for stratigraphic control (Fig. 4). Based on this reference profile, it is assumed that the studied section corresponds with the upper part of the Cupido and documents lateral facies variations along a dip slope bordered at one end by lagoonal facies and at the other by reef facies. About 50 petrographic thin sections were made for petrographic analysis. Where possible, macrofossils identified in the field were collected, but the largest rudists and corals remained in dolomitized limestones *in situ*.

3. Results

Grey and brown thick-bedded to massive limestones lie on an overturned-fold structure with a NW-SE-orientation. Alluvial fan sediments, Quaternary deposits, caliche and agriculture crops cover contacts with the Taraises and La Peña formations (Fig. 5). Stratigraphic data shows that the geological structure of Puerto México is an overturned fold with a westward dip of 67° at the base and 32° at the upper part of the structure with an average of 53°, taken at 10° dip data on the outcrop (Figs. 4-5). The stratification is interpreted as thick-bedded to massive upward, according with the calculation of the true thickness (>90 cm to ~2 m).



◀ **Figure 4:** Geologic map of the Puerto México locality. The geological open polygon on the A-A' blue line derives from structural data of the geological section (modified from TORRES DE LA CRUZ, 2011).

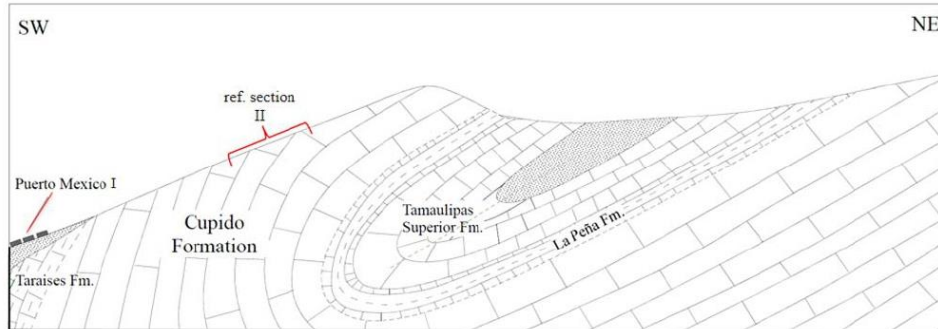


Figure 5: Overturned fold interpreted as the structure of the Puerto México locality (A-A' blue line from Figure 3).

The Cupido Formation conformably overlies sedimentary rocks of the Taraises Formation at its base and it is overlain by the La Peña Formation at the top (MICHALZIK, 1988). Even where these lower and upper stratigraphic contacts are not visible at this locality, the stratigraphic correlation shows that the PM outcrop is located in the upper part of the CF, near the contact with La Peña Formation. The stratigraphic data shows that the main structure of Puerto México is an overturned fold (Fig. 5).

The PM locality is located between two hills (as shown in the geologic map of Figure 4). The first vertical section was measured on the flat hill marked as I, and the second vertical section used as reference is located on the hill marked as II (Fig. 6.A-B). The outcrop slope exhibits a sub-horizontal trend parallel to the stratification, and a dip ranging from 5 to 10°. The dominant lithology is composed of highly-recrystallized and fractured light-brown limestone (Fig. 6.C-D), mostly fractured and filled with calcite. The description of the reference transect II (Figs. 6-7) will be followed by the description of the sampled transect I.



Figure 6: The reference section at the PM locality. (A) PM outcrop lies between two hills; the Puerto México dip slope fossiliferous outcrop is marked as I, and the measured reference section is indicated as II (Fig. 7). (B) A south-facing panoramic view from the PM outcrop. (C and D) Sub-horizontal stratification on the reference outcrop II.

According to lithology and fossil content the stratigraphic reference column at site II was subdivided into lower, middle and upper sections (Fig. 7). The lower section is characterized by the succession of thin bioturbated beds with bivalves and chert nodules. The middle section is domina-

ted by bioturbation and calcite nodules. The upper part, which laterally correlates with the PM outcrop (I), is represented by fossiliferous limestone with rudists, stromatoporoids, corals and the local occurrence of calcareous algae.

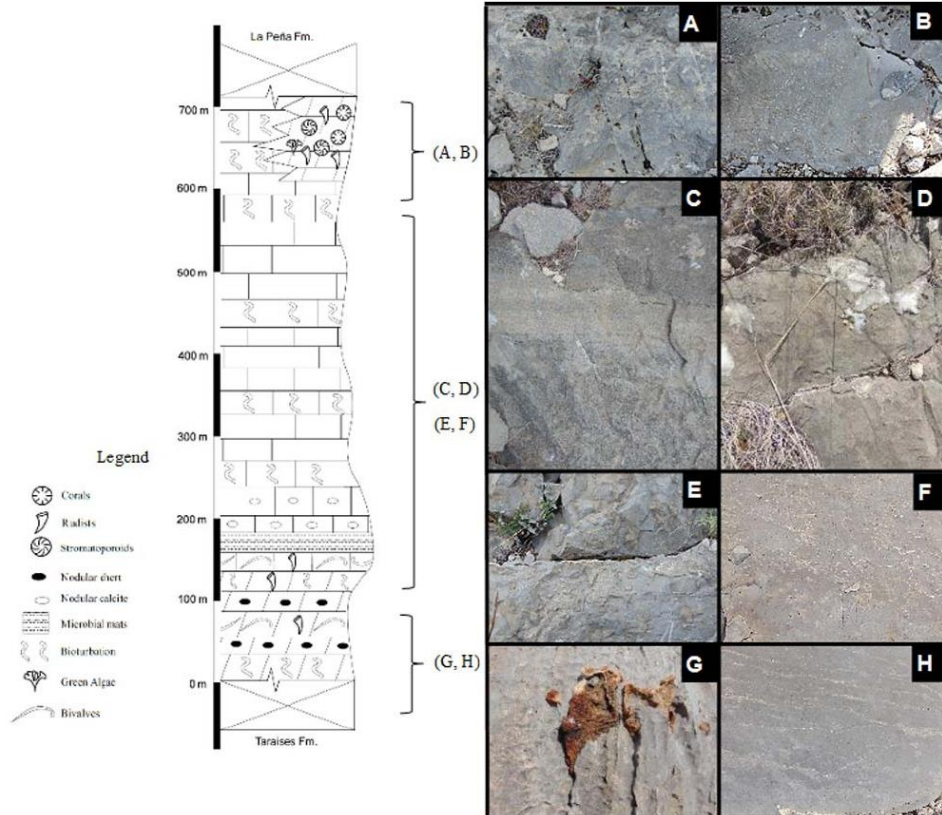


Figure 7: Site II. Reference stratigraphic column taken on the hill (II), to the west of the PM outcrop I. **(A-D)** Representative lithofacies of the three sections from the reference outcrop II at the Puerto México. **(A-B)** The upper member is dominated by rudist and coral bindstones preserved in gray limestones. **(C, D, E and F)** are examples of bioturbation horizons differentially preserved in limestones in the 500 m of the middle section. Bioturbation marks vary in orientation, diameter and preservation. **(G and H)** Examples of nodular chert (G) and bioturbated limestones (H) found in the lower section of the vertical profile site II.

At the PM outcrop (site I) light grey and brown 80-100 cm-thick massive limestones with variable fossil content are the dominant lithology. The dip slope was divided into five distinctive zones that were based on the fossil content and associations and their relative position on the measured transect. The most fossiliferous sampled area covers a 113 m transect and it is found within the 431 m long transect (Fig. 8). A lineal distance of 330 m covered by recent sedimentation is found between Zone 1 and Zone 2. Zone 2 (at 330 m) is the first sampling spot on the outcrop. Between Zone 2 (at 330 m) and Zone 5 (at 431 m) there are 101 m of lineal distance of a massif limestone over a massive structure that lacks clear stratigraphic control and that was correlated laterally with the 700 m stratigraphic column.

The western margin of the dip slope is partially covered by colluvium and caliche. Pink dolostones and light and dark gray massive limestones characterize the middle and upper zones. The basal Zone 1 is characterized by a cover of soil, caliche and conglomerates, and the local presence of diagenetic fossiliferous coquinas *in situ* of unknown age. Secondary sedimentary structures as stylolites, karren and dissolution fronts are evident in zone 1 (Fig. 8.A). These coquinas may be correlated with middle part of the stratigraphic column, described at the 0 m in the measured section, and may represent a lower stratigraphic stage than the rest of the zones. The observed microfossils in thin sections correspond to benthic foraminifera and algae. The main macrofossils in Zone 2 (at 330 m) are small rudists with benthic

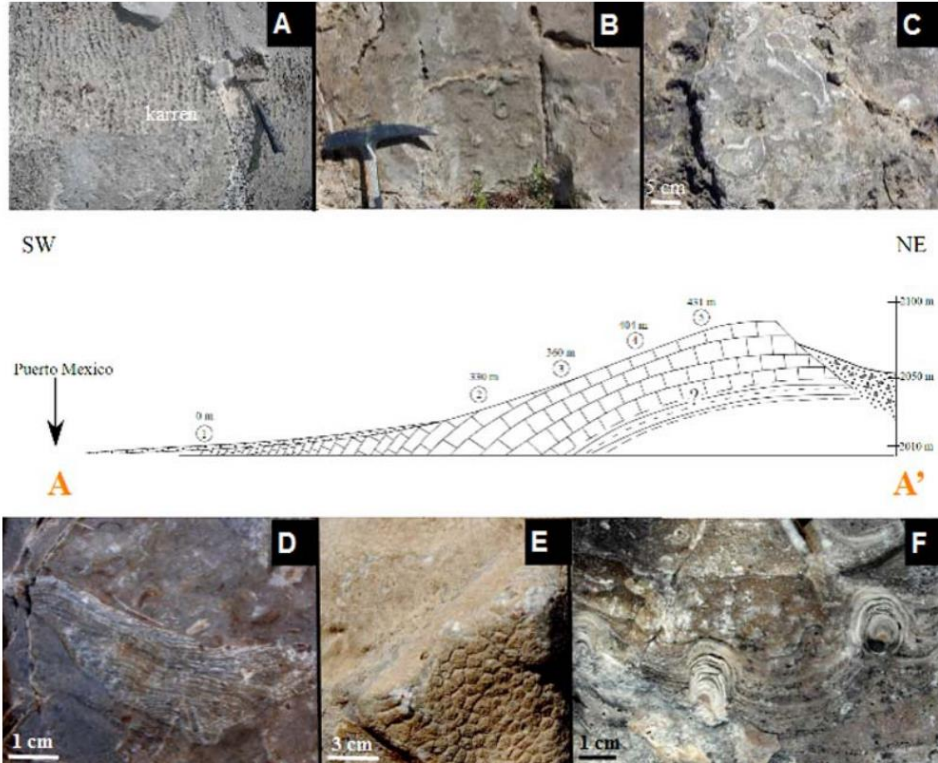


Figure 8: The Puerto México outcrop (site 1) and the distribution of zones along the 431 m-transect. (A) Typical karren in Cupido limestones from Zone 1. (B) Rudist wackestones in Zone 2. (C) Rudist shells in different geometrical planes from Zone 3. (D and E) Stromatoporoid and coral fragments in Zone 4. (F) Small spheroidal stromatolites in Zone 5. Each image illustrates the most characteristic fossil in that specific zone. The A-A' section corresponds to the section mapped on Figure 2, while the right axis means the elevation above sea level.

foraminifera and few calcareous algae as microfossils (Fig. 8.B). Dolomitic limestone with abundant macrofossils dominates the middle section on Zones 3 (at 360 m) and Zone 4 (at 404 m). This zone is characterized by large rudists (Fig. 8.C) in close association with stromatoporoid fragments (Fig. 8.D) and large corals (Fig. 8.E). The petrographic lithologies of zones 1-4 consist of wackestones and packstones with green algae and benthic miliolids, but other bioclasts such as shells and echinoderm fragments are also common. Zone 5 (at 431 m) in the measured transect is characterized by the larger rudist shells in low density per square meter. At the upper limit of measured section (beyond zone 5) small laterally-linked-stromatolites (Fig. 8.F) usually known as LLS (laterally-linked-stromatolites) occur as a thin and discrete horizon.

Though the density of macrofossils found in the middle section is higher in zone 3, the size of

rudist shells increases in zone 4 both laterally and vertically (from 3 to ~10 cm in shell diameter). A direct counting of small rudist shells (less than 3 cm in length; $n=92$) in zone 2 yielded 42 shells/m², and large rudist shells (10-13 cm long-shells; $n=51$) yielded 47/m² in zone 4. The preserved shells are found either parallel-oriented, but more commonly in erect positions (Fig. 9). Typically rudist shells from zones 3 to 5 show different categories of preservation: some shells are completely dark, bioeroded, recrystallized, and some others are neomorphosed. *Amphitriscoelus* sp. is the most abundant genus in zones 2, 3 and 4 at this outcrop (Fig. 9.A-C). These specimens are found as complete individuals in different orientations; more than 20 individuals can be counted every 20 cm². Shells of *Toucasia* sp. or similar morphotypes are also common in PM (Fig. 9.D-F) and are especially abundant at the margin of the outcrop; the size

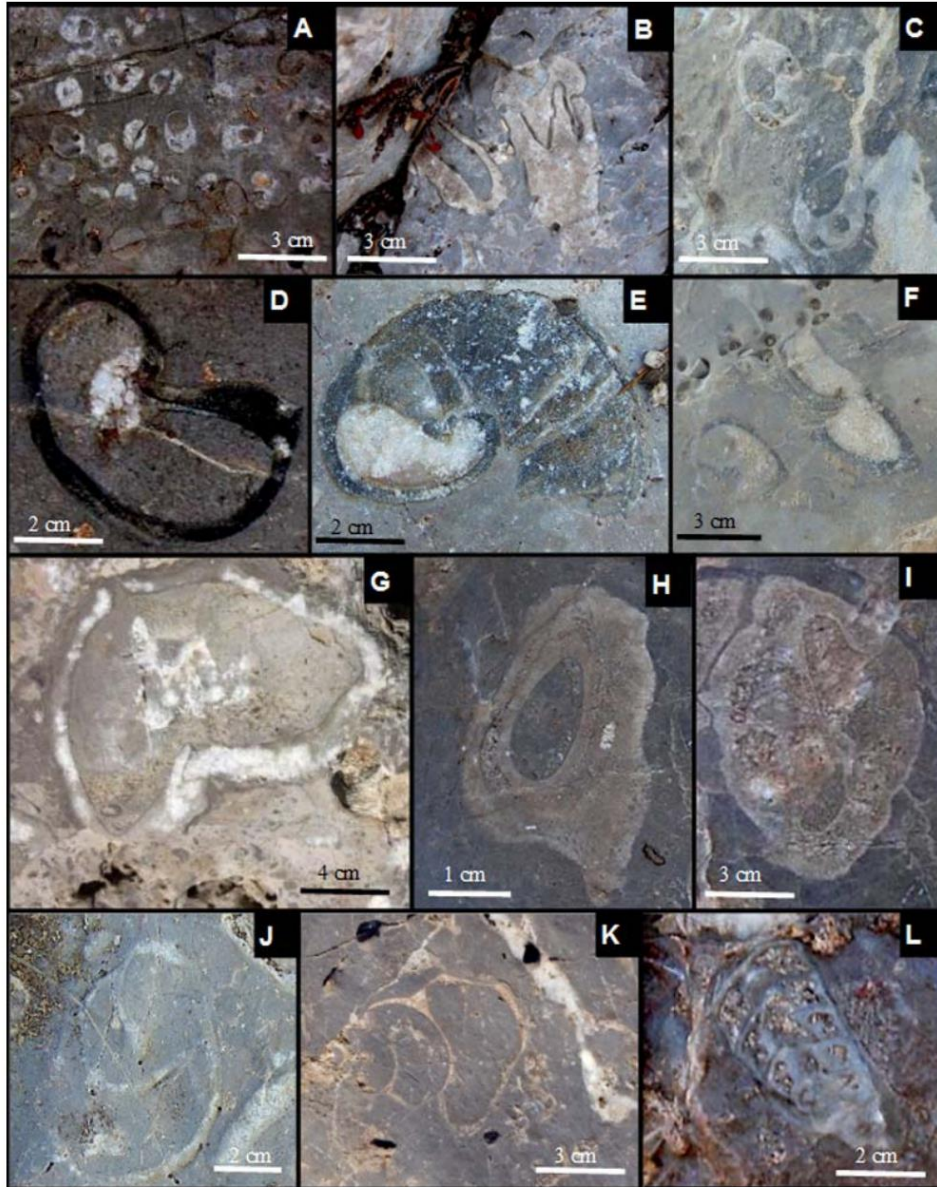


Figure 9: Typical rudists preserved in Cupido Limestone at Puerto México. (A, B C) *Amphitriscoelus* sp. (D, E F) Toucasid shells in different orientations. (G) *Douvilleilia skeltoni*. (H and I) Other typical indeterminate rudists. (J, K) Associated gastropods. (L) A nerineid similar to *Diozoptyxis* (Blanca E. BUTRON, personal comm., 2018).

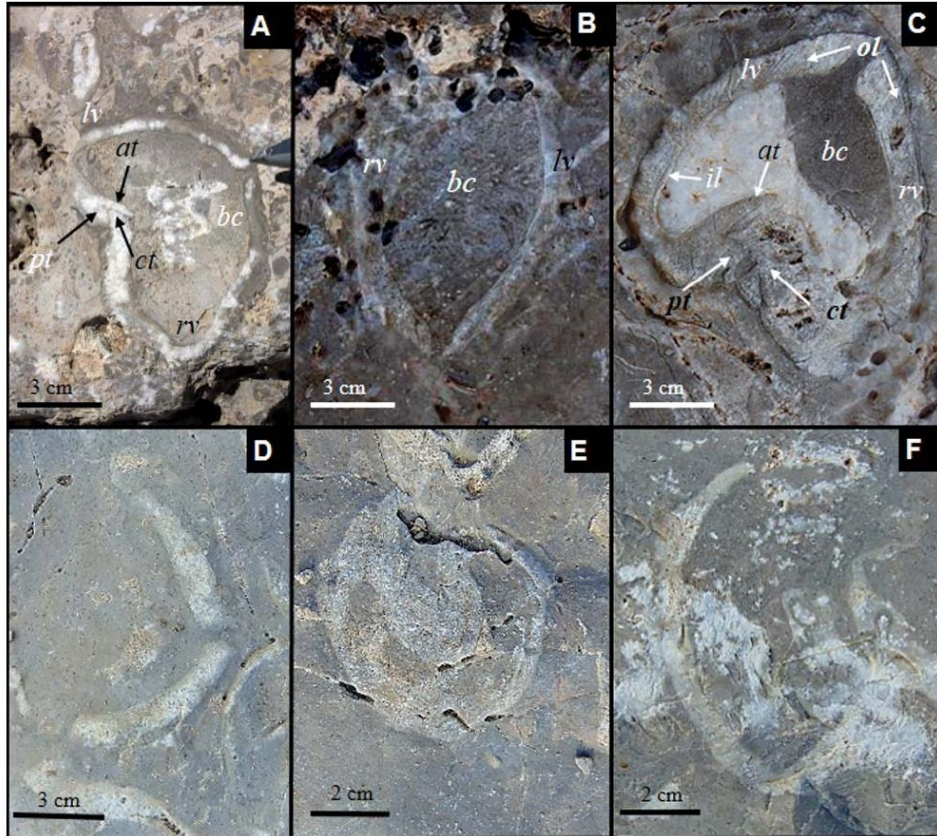


Figure 10: Internal morphology of *D. skeltoni* preserved incompletely and fragmented. (A, B, C) and internal structure of gastropod shells (D, E, F). Symbols: at, anterior tooth; bc, body cavity; ct, central tooth; ol, outer shell layer; il, internal shell layer; pt, posterior tooth; lf, left valve; rv, right valve.

of this rudist ranges between 3 to 5 cm. *Toucasia* sp. shells have an external dark calcite layer and an inner spar layer and the internal cavity is filled with recrystallized sparite or micritic cement. The examples illustrated in Figure 9.E-F are very similar to shells of *Pseudotoucasia*. *Douvilleia skeltoni* (Fig. 9.G) and other less abundant rudist shells are part of the PM macrofossils (Fig. 9.H-I). Some shells are similar to *Offneria* sp. (Fig. 9.H). Gastropod shells (up to 8 cm in length) from the middle and upper section (Fig. 9.J-L) with the probable occurrence of the nerineid *Diozoptyxis* sp., distinguished by its rhomboidal whorls, are associated fauna (Fig. 9.L).

Douvilleia skeltoni in zone 4, a rudist from the Family Polyconitidae, is the largest fossil at this outcrop. Some shells of *D. skeltoni* have recrystallized calcite (aggrading neomorphism) with geopetal cement in the internal cavity (Fig.

10.a, C). Less well-preserved are gastropod shells larger than 5cm long (Fig. 10.D-F).

Large colonial corals in light brown, grey, pink and red colors occur as discrete masses in zones 3 and zone 4 (Fig. 11). The complete diameter of each coral may be as large as 30 cm (Fig. 11.A). The morphology of *in situ* corals (Fig. 11.A-E) bears similarity with members of the genera *Stellioseris* (TOMES, 1893). Corals occur in association with scarce stromatoporoid fragments in zone 3 (Fig. 11.F) and ostreoid shells (Fig. 11.G). Even where their preservational stage (strong dolomitization and recrystallization) precludes a detailed taxonomic determination, the general morphology and size are evident. Other fossils in this zone correspond to large fragments of stromatoporoids (Fig. 11.F) and to mollusk specimens similar to *Chondrodonta* sp. (Fig. 11.G), with a shell length of approximately 10 cm.

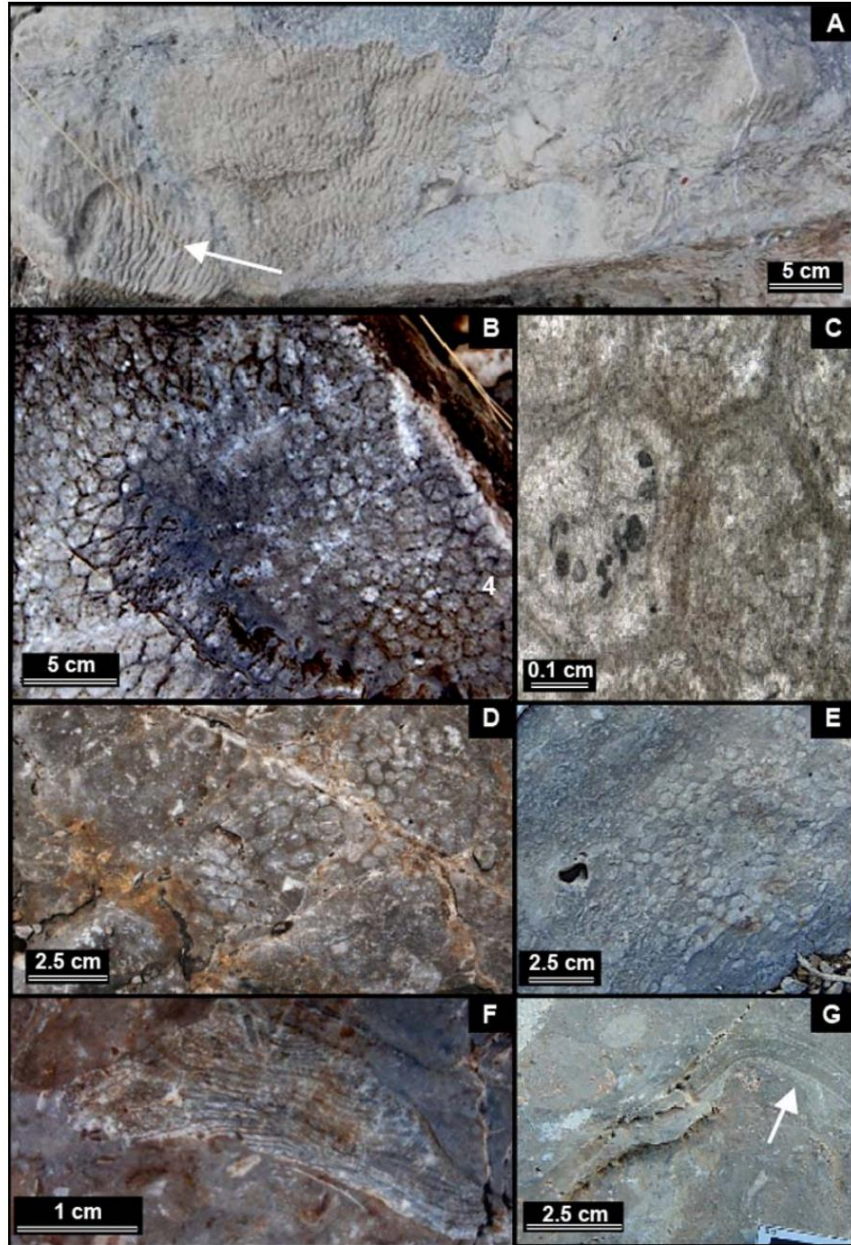


Figure 11: Common *in situ* macrofossils from zones 3 and 4 at PM. (A) Coral three-dimensionally preserved showing a longitudinal plane (white arrow). (B) Coral fabric preserved in limestones. (C) Individual pentagonal corallites similar to *Stelidioseria* (TOMES, 1893). (D, E) Corallites from the probable *Stelidioseria* sp. found in zone 3 and 4, respectively. (F) Stromatoporoid fragment from zone 3. (G) Probable shell of *Chondrodonta* sp.

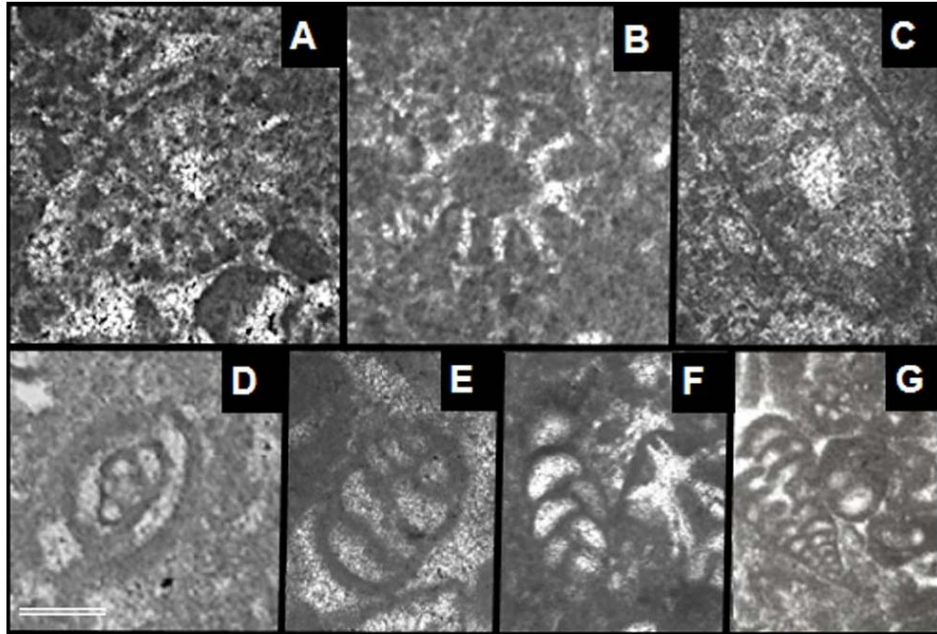


Figure 12: Common microfossils in Puerto México. (A, B and C) Calcareous green algae (Dasycladales) in random sections; (D, E) Common miliolids in zone 2, 3 and 4; (F, G) Foraminifer tests in zone 4. Scale bar in all figures = 5 mm.

Microfossils are represented by calcareous green algae and benthic foraminifera (Fig. 12). Echinoids and mollusk shell fragments are common components in the represented textural variations (from mudstone and wackestones to packstones). The petrographic analysis of zones 3-5 mainly shows algal associations, with the Dasycladales *Salpingoporella* sp. and *Terquemella* spp. as the most represented algae (Fig. 12.A-C). Calcareous algae occur in oblique and transversal sections. Other abundant benthic foraminifera are mainly miliolids and arenaceous tests. Shells from invertebrates are predominantly derived from gastropods with a wide size range (Fig. 12.D-G).

4. Discussion

Because structural geological data taken with a Brunton compass at three independent points (one point taken at the other side of the mountain hill) are consistent and similar, the possibility of a lenticular lithosome is totally excluded. The fossil biota represented at Puerto México consists of typical reef-builders of the Early Cretaceous: rudists, corals, stromatoporoids (TUCKER, 1992) from zones 3 and 4 associated with gastropod and bivalve shells, some of them very similar to *Chondrodonta* sp. Although Cretaceous gastro-

pods are seldom reported, they were common elements in rudist-coral assemblages of subtropical to tropical Tethyan provinces (AYOUB-HANNAA and FÜRSICH, 2011). The presence of stromatoporoids has been restricted to the reefal belt at the east of the Coahuila Block (WILSON, 1999). The representative green algae and benthic foraminifera are typical of microfossil associations of back-reef communities (ACCORDI *et al.*, 1982), which are mainly concentrated at the base of the outcrop zones 1 and 2. Although previous works have mentioned their individual or associated occurrences at several localities (C.C. JOHNSON, 1984; CONKLIN and MOORE, 1977; WILSON and PIALLI, 1977; MURILLO-MUÑETÓN and DOROBK, 2003), there is still need for a detailed fossil description relative to their diagnosis, sizes, distribution and associations. The lateral fossil distribution observed, and their relative size increment in zones 3 and 4 along the measured transect are here interpreted as small-scale lateral facies variation.

This facies variation indicates that even under similar local environmental conditions at any given time, the fluctuating shoreline and biotic interactions may depend on their closeness and exposition relative to the marginal slope, as well as leeward or windward variations. All observed rudist shells show a clear trend toward larger



sizes and greater shell calcification toward zones 3 and 4 (Fig. 8), which probably corresponds to zones where wave impact and/or competition is higher in comparison to surrounding lower areas. The observed dolomitized shells of large rudists could also indicate a high Mg availability during dissolution, cementation and re-precipitation processes that together with other factors, promoted fossilization. Not only are dissolution processes more evident in the middle area of the vertical profile but also the diagenetic alteration of each individual shell.

The largest rudist found in this outcrop corresponds to *Douvilleia skeltoni*, as the only specimen of the Polyconitidae (SKELTON, 2013) observed at PM. This species was first described from the lower Aptian Comburindio Formation (ALENCASTER and PANTOJA-ALOR, 1998) in the Huetamo region, southwestern Mexico. This species has been also reported in the massive limestone reefal facies from the mid-Cretaceous Morelos Formation (GUZMÁN, 1950; C.A. JOHNSON, 1990) and in facies from the El Abra Formation (AGUILAR-PÉREZ, 2008). Recently, it has been found in lower Albian strata in South America in the central Andes of Chile (MASSE *et al.*, 2015). SCOTT and HINOTE, (2007) reported *Douvilleia skeltoni* in the *Huetamia buitronae* zone (Barremian-Lower Aptian) in cores from the Friederich and McElroy wells on the shelf margin upper Sligo Formation in Texas. The fossil members of the caprinidae and requieniidae represent the most abundant macrofossils preserved in Puerto México (TORRES DE LA CRUZ, 2011). Caprinids are represented by two genera: *Offneria* sp. and *Amphitriscoelus* sp., both fossils from the early Aptian reported from the Comburindio Formation in Michoacán State (ALENCASTER and PANTOJA-ALOR, 1996). Because extraction of these shells was not possible, their taxonomic identity remains elusive. However, both fossils are widely distributed with occurrences in Texas, Cuba, Venezuela, and Trinidad (PERKINS, 1969; SKELTON, 1982; ROJAS *et al.*, 1992; HARRIS and HODSON, 1922; HEDBERG and PYRE, 1944; MASSE and ROSSI, 1987). *Offneria simplex* has been documented in several localities worldwide, as in the Tumbadero locality from the Barremian of Cuba-Holguín, together with *Amphitriscoelus waring* (CHARTROUSSE and MASSE, 1998). In Central America, it has been reported from the classical Mt. Harris outcrop in Trinidad and Tobago (HARRIS and HODSON, 1922), and from Barremian strata in the Barranquin Formation in Venezuela (MASSE and ROSSI, 1987). In Mexico *Amphitriscoelus* has been found in the lower Aptian San Lucas Formation in Huetamo (ALENCASTER and PANTOJA ALOR, 1996), the El Cajón Formation of similar age, and the Comburindio Formation also in Huetamo (ALENCASTER and PANTOJA ALOR, 1998). In Nuevo Leon the first reported example dates back as early as 1930 (BURCKHARDT, 1930), and

later it has also been reported from the Cupido Formation in Cerro de Labradores, Galeana, Nuevo Leon (AGUILAR-PÉREZ, 2008). The requieniidae *Toucasia texana* is characteristic of Lower Albian strata (IMLAY, 1944; ALENCASTER and PANTOJA-ALOR, 1986; ALENCASTER and OVIEDO-GARCÍA, 1998; AGUILAR-PÉREZ, 2008). It has also been reported from the upper member from the Mural Limestone formation in southeastern Arizona as part of coral-algal-rudist patch reefs of early Albian age (SCOTT, 1981) and from reefal facies from the El Abra Formation on the San Luis Potosí platform (AGUAYO-CAMARGO, 1998; AGUILAR-PÉREZ, 2008), and from the Morelos and Cupido formations at localities in central Mexico (AGUILAR PÉREZ, 2008). The morphospecies shown in Figure 9.E-F are very similar to *Pseudotoucasia* sp. *Toucasia* sp. was reported as regular members of peri-reefal restricted environments as from shelf lagoon sediments from the Quitman Formation, from the Benigno Formation, from the Cox Formation in Texas, and from the Lágrima Formation in Sierra de Juárez, Chihuahua (GOLDHAMMER, 1999). Recently, KRUPNIK *et al.* (2016) reported *Toucasia* sp. as an important macrobuilder of biohermal build-ups from the Upper Albian Edwards Formation in the Lake Georgetown Spillway in Williamson County, Texas.

The morphology of *in situ* corals is similar to members of the genera *Stelidioseris* (TOMES, 1893), a widely distributed genus in Cretaceous strata from Mexico, which generally confused with *Actinastrea* (LÖSER, 2006, 2012, 2013), and which has a wide stratigraphic range (LÖSER, 2012). *Stelidioseris* has a long stratigraphic range from the Bathonian to the Campanian (LÖSER, 2016). Another probable coral type from Cupido may be fossil examples similar to members of the genus *Cladophyllia* (?). This genus ranges from the Aptian to Albian and it is reported in reef facies of the Cupido Formation (CONKLIN and MOORE, 1977) and by FILKORN and PANTOJA-ALOR (2009) from the San Lucas Formation in Michoacán. In fact, the occurrence of corals has been documented from reef facies in previous works of the CF (WILSON and PIALI, 1977; CONKLIN and MOORE, 1977; MURILLO-MUÑETÓN and DOROBK, 2003; C.C. JOHNSON, 1984). As in several other reported outcrops from this age (LÖSER, 2006, 2012, 2013), corals are not particularly large and they do not form reefs but are found in discrete numbers. As with rudist shells, the poor preservation and the recrystallization degree in PM preclude extraction and a detailed taxonomic determination. But even when a good taxonomic determination is not possible, and biostratigraphic potential is limited, especially in corals, it is important to document the contribution of corals to the carbonate factory and their baffling role within reef ecosystems in Lower Cretaceous outcrops.

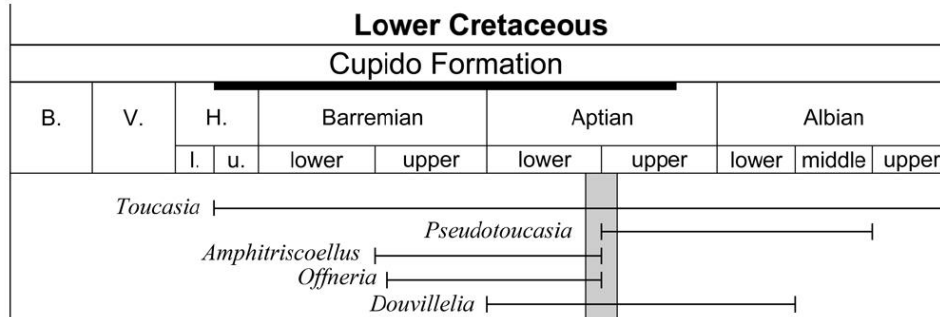


Figure 13: Interpreted stratigraphic range from the Puerto México outcrop according to the fossil documented in this outcrop.

A calcareous green alga referred to the genus *Salpingoporella* is common in Puerto México (work in progress). This alga has been reported in association with *Vercorsella wintereri* in Haute-rivian mud mounds exposed at Cañón de Bustamante in Nuevo León State (MURILLO-MUÑETÓN and DOROBK, 2003). BARRAGAN-MANZO and DÍAZ-OTERO (2004) also identified *S. annulata* in upper Barremian-lower Aptian strata from the Cupido Formation at Sierra del Rosario, in the state of Durango. Using the stratigraphic ranges of the rudist genera *Douvilleia*, *Toucasia*, *Offneria*, and *Amphitriscoelus*, based on the stratigraphic ranges of Jurassic-Cretaceous Hippuritida compiled by STEUBER *et al.* (2016), a lower Aptian age is suggested (Fig. 13). Shells assigned to *Chondrodonta* are common with a reported range from Albian to Campanian (DAMAS *et al.*, 2006). The probable presence of the coral *Cladophyllia* in Puerto México needs further corroboration.

5. Conclusions

Rudist shells are the most common fossils in the Cupido Formation at Puerto México, of which *Amphitriscoelus* sp. is the most abundant shell, *Douvilleia skeltoni* is the largest reported shells from the Cupido Formation and shells of the genus *Toucasia* are relatively diverse in this locality of Cupido.

Although the taxonomic identity of preserved corals remains elusive, it is already clear that the rudists and corals were common in this region and probably provided a main stabilization to the reef community. The observed lateral facies at Puerto México suggest continuous changing environmental conditions, where deposition shows a shallowing up from muddy facies at the base toward coarse facies in zones 3, 4 and 5. This increase of energy level is also correlated with the abundance of benthic foraminifera (miliolids and textularids) together with the relatively high con-

tent of dasycladalean green algae (*Terquemella* spp. and *Salpingoporella* spp.) in the lower part. On the other hand, relatively large macro-builders are common in the middle and upper part of the transect.

The Cupido Formation outcrop at Puerto México is a good example of the high variability within reef lateral facies. The lateral facies variation includes a size distribution of fossils from lagoonal facies at the base toward larger fossils in the upper sections, probably corresponding to more exposed facies (closer to the sea margin).

These results suggest that the PM outcrop corresponds to a time frame in the Aptian, just prior to deposition of the La Peña Formation. A tentative prediction would suggest that this outcrop had been the latest development of reef facies, and the evidence of the maximum progradation to the west of the platform edge at the end of a regressive event that ended in sub-aerial platform exposure in those areas nearest to the Coahuila Block.

Acknowledgements

This Project has been partially supported by the CONACyT-P2-83500-CB grant and by PAICYT 1709-2016 UANL research project. The first author is grateful for the graduate scholarship from CONACyT through the Posgrado de Ciencias de la Tierra at the Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL). Part of this data is contained within a B.Sc. Thesis (2011) from first author (FJTC), with new sampling and data from the Ph.D. Thesis research project (FJTC). Authors are very grateful to all reviewers that improved the quality and format of this work. We thank Prof. Axel GODDEL, Prof. Jean-Pierre MASSE, Prof. Bruno GRANIER and Prof. Hannes LÖSER for their insightful comments. We all thank the valuable, kind and professional editing of Prof. Robert SCOTT.



Bibliographic references

- ACCORDI G., CARBONE F. & SIRNA G. (1982).- Relationships among tectonic setting, substratum and benthonic communities in the Upper Cretaceous of northeastern Matese (Molise, Italy).- *Geologica Romana*, vol. 21, p. 755-793.
- AGUAYO-CAMARGO J.E. (1998).- The Middle Cretaceous El Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico.- *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 15, no. 1, p. 1-8.
- AGUILAR-PÉREZ J. (2008).- Rudistas del Cretácico inferior y medio, Barremiano?-Cenomaniano, Noreste y Centro de México.- Ph.D. Thesis, Universidad Autónoma de Barcelona, 139 p.
- ALFONSO-ZWANZIGER J. (1978).- Geología regional del sistema sedimentario Cupido.- *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, México, D.F., vol. 30, p. 1-55.
- ÁNGELES-VILLEDA M.E., HINOJOSA-ESPINOSA, J.J., LÓPEZ-OLIVA J.G., VALDÉS-GONZÁLEZ A. & LIVAS-VERA M. (2005).- Estratigrafía y microfácies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México.- *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 22, no. 2, p. 272-281.
- ALENCASTER G. & OVIEDO-GARCÍA A. (1998).- Re-examination of the genera *Texicaprina* COOGAN, *Mexicaprina* COOGAN and *Kimbleia* COOGAN (caprinid rudists) from the Albian of central Mexico.- *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, vol. 8, no. 2, p. 163-179.
- ALENCASTER G. & PANTOJA-ALOR J. (1986).- *Coalco-mana ramosa* (BOEHM) (Bivalvia-Hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jalisco.- *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 47, no. 1, p. 33-46.
- ALENCASTER G. & PANTOJA-ALOR J. (1998).- Two new Lower Cretaceous rudists (Bivalvia-Hippuritacea) from the Huetamo Region; Southwestern Mexico.- *Geobios*, Villeurbanne, Supplement 1, vol. 31, p. 15-28.
- ALENCASTER G. & PANTOJA-ALOR J. (1996).- The rudist *Amphitriscoelus* (Bivalvia-Hippuritacea) in the Lower Cretaceous of southwestern Mexico.- *Journal of Paleontology*, vol. 70, no. 3, p. 399-407.
- AYOUB-HANNA W. & FÜRSICH F.T. (2011).- Revision of Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) gastropods from Egypt.- *Zitteliana A*, vol. 51, p. 115-152.
- BARRAGÁN-MANZO R. & DÍAZ-OTERO C. (2004).- Análisis de microfácies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México.- *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 21, no. 2, p. 247-259.
- BICE K.L., BIRGEL D., MEYERS P.A., DAHL K.A., HINRICHS K.U. & NORRIS R.D. (2006).- A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations.- *Paleoceanography*, vol. 21, p. 1-17.
- BURCKHARDT C. (1930).- Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain.- *Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft*, Basel, vol. 49, no. 50, 280 p.
- CHARLESTON A. (1963, unpublished).- Informe fotogeológico del área noreste del Estado de Coahuila.- Hojas atlas L-13, L-14: Pemex private information NE-M 853.
- CHARTROUSSE J. & MASSE J.-P. (1998).- *Offneria simplex* nov. sp. (rudist, Caprinidae) from the Barremian of South-East France and Cuba. Implications for the biostratigraphy and the evolution of the genus *Offneria*.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, vol. 169, no. 6, p. 841-850.
- CONKLIN J. & MOORE C. (1977).- Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico. In: BEBOUT D.G. & LOUCKS R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. Applications to subsurface exploration.- *University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigation*, no. 89, p. 302-323.
- DAMAS M.L., ARARBURU A. & GARCÍA-GARMILLA F. (2006).- Resistencia a la alteración diagenética de conchas de *Chondrodonta* sp. en las calizas rojas del Aptiense-Albiense inferior de Ereño (Bizkaia).- *Geogaceta*, Madrid, vol. 40, p. 195-198.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO S. (2011).- Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: Producción y recursos petroleros.- *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 63, no. 2, p. 323-332.
- FILKORN H.F. & PANTOJA-ALOR J. (2009).- Cretaceous corals from the Huetamo region, Michoacán and Guerrero, southwestern Mexico.- *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, Boletín, vol. 116, 168 p.
- GOLDHAMMER R.K. (1999).- Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: BARTOLINI C., WILSON J.L. & LAWTON T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico.- *Geological Society of America, Special Paper*, vol. 340, p. 1-58.
- GOLDHAMMER R.K. & JOHNSON C.A. (2001).- Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. In: BARTOLINI C., BUFLER R.T. & CANTÚ-CHAPA A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems.- *American Association of Petroleum Geologist, Memoir*, no. 75, p. 45-81.



- GOLDHAMMER R.K., LEHMANN P.J., TODD R.G., WILSON J.L., WARD W.C. & JOHNSON C.R. (1991).- Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook.- *Special Publications in Geology*, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, vol. 2, 85 p.
- GUZMÁN E.J. (1950).- Geología del noreste de Guerrero.- *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 2, no. 2, p. 95-156.
- HAQ B.U. (2014).- Cretaceous eustasy revisited.- *Global and Planetary Change*, vol. 113, p. 44-58.
- HARRIS G.D. & HODSON F. (1922).- The rudists of Trinidad.- *Paleontographica Americana*, vol. 1, p. 119-162.
- HAY W.W. (2011).- Can humans force a return to a 'Cretaceous' climate?.- *Sedimentary Geology*, vol. 235, p. 5-26.
- HEDBERG H.D. & PYRE A. (1944).- Stratigraphy of northeastern Anzoategui, Venezuela.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 28, no. 1, p. 1-28.
- HERNÁNDEZ TREJO J.M. (2003, unpublished).- Cicloestratigrafía en un sistema carbonatado-evaporítico del Cretácico Inferior, Formación La Virgen, noreste de México.- M.Sc. Thesis, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, 86 p.
- HUMPHREY W.E. & DÍAZ T. (2003).- Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico.- *University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigation*, no. 267, 152 p.
- IMLAY R.W. (1937).- Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico.- *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 48, p. 587-630.
- IMLAY R.W. (1944).- Cretaceous formations of Central America and Mexico.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 28, no. 8, p. 1077-1195.
- JOHNSON C.A. (1990).- Stratigraphy and structure of the San Lucas area, Michoacán and Guerrero Status, Southwestern Mexico, Coral Gables, Florida, U.S.A.- Ph.D. Thesis, University of Miami, 220 p.
- JOHNSON C.C. (1984, unpublished).- Paleoeology, carbonate petrology and depositional environments of lagoonal facies, Cupido and El Abra formations, northeastern Mexico.- M.Sc. Thesis, University of Colorado, 104 p.
- KELLEY S.P. (2003).- The workings of the Cretaceous world. In: SKELTON P.W. (ed.), *The Cretaceous world*.- Cambridge University Press, p. 185-207.
- KRUPNIK D., KHAN S., OKYAY U., HARTZELL P. & ZHOU H.-W. (2016).- Study of Upper Albian rudist buildups in the Edwards Formation using ground-based hyperspectral imaging and terrestrial laser scanning.- *Sedimentary Geology*, vol. 345, p. 154-167.
- LEHMANN C., OSLEGER D.A. & MONTAÑEZ I.P. (1998).- Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 68, no. 6, p. 1109-1130.
- LEHMANN C., OSLEGER D.A. & MONTAÑEZ I. (2000).- Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: Regional and global correlations.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 70, no. 2, p. 373-391.
- LEHMANN C., OSLEGER D.A., MONTAÑEZ I.P., SLITER W., ARNAUD-VANNEAU A. & BANNEY J. (1999).- Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico.- *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- LÖSER H. (2006).- Barremian corals from San Antonio Texcala, Puebla, Mexico - A review of the type material of FELIX 1891.- *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín*, no. 114, 68 p.
- LÖSER H. (2012).- Revision of *Actinastrea*, the most common Cretaceous coral genus.- *Paläontologische Zeitschrift*, vol. 86, p. 15-22.
- LÖSER H. (2013).- The Cretaceous corals from the Bisbee Group (Sonora; Late Barremian-Early Albian): Genus *Stelidioseris* (Actinastreaidae).- *Paleontologia Mexicana*, vol. 63, p. 79-89.
- LÖSER H. (2016).- Systematic part.- *Catalogue of Cretaceous Corals*, CPress Verlag, Dresden, vol. 4, 710 p.
- McFARLAN E. Jr. & MENES L.S. (1991).- Lower Cretaceous. In: SALVADOR A. (ed.), *The geology of North America*, vol. J, The Gulf of Mexico basin.- Geological Society of America, p. 181-204.
- MASSE J.-P., MOURGUES F.A. & FENERCI-MASSE M. (2015).- Aptian-Albian rudist bivalves (Hip-puritida) from the Chilean Central Andes: Their palaeoceanographic significance.- *Cretaceous Research*, vol. 54, p. 243-254.
- MASSE J.-P. & ROSSI T. (1987).- Le provincialisme sud-caraïbe à l'Aptien inférieur. Sa signification dans le cadre de l'évolution géodynamique du domaine Caraïbe et de l'Atlantique central.- *Cretaceous Research*, vol. 8, no. 4, p. 349-363.
- MICHALZIK D. (1988).- Trias bis tiefste Unterkreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes.- Ph.D. Thesis, Technische Universität Darmstadt, 247 p.
- MURILLO-MUÑETÓN G. & DOROBK S.L. (2003).- Control on the evolution of carbonate mud



- mountains in the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 73, no. 6, p. 869-886.
- NÚÑEZ-USECHE F. & BARRAGÁN R. (2012).- Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico.- *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 29, no. 1, p. 204-218.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R.J. (1982).- Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico.- Ph.D. Thesis, The University of Texas at Austin, 217 p.
- PERKINS B.F. (1969).- Rudist morphology. In: MOORE R.C. (ed.), *Mollusca 6, Bivalvia.- Treatise on Invertebrate Paleontology*, part N, vol. 2, Geological Society of America, Boulder, CO, and University of Kansas, Lawrence, KS, p. 751-764.
- ROJAS R., SKELTON P.W. & ITURRALDE-VINENT M. (1992).- Cuban rudist faunas revisited.- Resúmenes, XIII Conferencia Geológica del Caribe, Pinar del Río, p. 21.
- SCOTT R.W. (1981).- Biotic relations in Early Cretaceous coral-algal-rudist reefs, Arizona.- *Journal of Paleontology*, vol. 55, no. 2, p. 463-478.
- SCOTT R.W. & HINOTE R.E. (2007).- Barremian-early Aptian rudists, Sligo Formation, Texas, U.S.A.- *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, no. 87, p. 237-246.
- SELVUS D.B. & WILSON J.L. (1985).- Lithostratigraphy and algal-foraminiferal biostratigraphy of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, northeast Mexico. In: PERKINS B.F. & MARTIN G.B. (eds.), *Habitat of oil and gas in the Gulf Coast.- Proceedings of the Fourth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM*, p. 285-312.
- SKELTON P.W. (1982).- Aptian and Barremian rudist Bivalves of the New World: Some Old World similarities.- *Cretaceous Research*, vol. 3, p. 145-153.
- SKELTON P.W. (2013).- Rudist classification for the revised Bivalvia volumes of the 'Treatise on Invertebrate Paleontology'.- *Caribbean Journal of Earth Science*, vol. 45, p. 9-33.
- STEBER T., SCOTT R.W., MITCHELL S.F. & SKELTON P.W. (2016).- Part N revised, Volume 1, Chapter 26C: Stratigraphy and diversity dynamics of Jurassic-Cretaceous Hippuritida (rudist bivalves).- *Treatise Online*, vol. 81, p. 1-7.
- TOMES R.F. (1893).- Description of a new genus of *Madreporaria* from the Sutton Stone of South Wales.- *Quarterly Journal of the Geological Society of London* vol. 49, p. 574-578.
- TORRES DE LA CRUZ F. (2011, unpublished).- Caracterización del arrecife Cupido en Puerto Mexico, Nuevo León.- B.Sc. Thesis, Universidad Autónoma de Nuevo León, 122 p.
- TUCKER M.E. (1992).- Limestones through time. In: BROWN G.C., HAWKESWORTH C.J., & WILSON R.C.L. (eds.), *Understanding the Earth, a new synthesis.- Cambridge University Press*, p. 347-363.
- WILSON J.L. (1990).- Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review. In: TUCKER M.E., WILSON J.L., CREVELLO P.D. & SARG R.S. (eds.), *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution.- International Association of Sedimentologists, Special Publication*, no. 9, p. 235-255.
- WILSON J.L. (1999).- Controls on the wandering path of the Cupido Reef trend in northeastern Mexico. In: BARTOLINI C., WILSON J.L. & LAWTON T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico.- Geological Society of America, Special Paper*, vol. 340, p. 135-144.
- WILSON J.L. & PIALI G. (1977).- A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico. In: BEBOUT D.G. & LOUCKS R.G. (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. Applications to subsurface exploration.- University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigation*, no. 89, p. 302-323.
- WILSON J.L. & WARD W.C. (1993).- Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico. In: SIMO J.A., SCOTT R.W. & MASSE J.-P. (eds.), *Cretaceous carbonate platforms.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, vol. 56, p. 35-50.