



**Universidad Nacional Autónoma de
México**

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología**

**“Análisis de facies y bioestratigrafía de la
transición Berriasiano-Valanginiano en una
sección del municipio Tlatlauquitepec,
estado de Puebla”**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Maestra en Ciencias de la Tierra**

**PRESENTA:
RUTH VICTORIA CÁRDENAS CÁRDENAS**

**Tutor
Rafael Antonio López Martínez**



Ciudad de México

junio 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice

Resumen

1	Introducción	1
1.1	Antecedentes	3
1.2	Paleogeografía global	6
1.2.1	Cambios Eustáticos	8
1.2.2	Eventos de anoxia	9
1.3	Paleogeografía en México	10
1.3.1	Evolución del Protogolfo de México	10
1.4	Geología del área	13
1.4.1	Sierra Madre Oriental	14
1.4.2	Cinturón Volcánico Transmexicano	15
1.4.3	Cueca Tampico-Misantla	17
1.4.4	Sección Cerro Cabezón	21
1.5	Planteamiento del problema	23
1.6	Justificación	23
1.7	Objetivo General	24
1.8	Objetivos particulares	24
1.9	Materiales y métodos	24
1.9.1	Análisis de Microfacies	24
1.9.2	Bioestratigrafía	24
1.10	Marco teórico	27
1.10.1	Microfacies	27
1.10.2	Clasificación de rocas carbonatadas	27
1.10.3	Micropaleontología	33
1.10.4	Bioestratigrafía de calpionélidos	35
2	Estratigrafía de la sección	37
2.1	Estratigrafía de la sección Cerro Pelón	37
2.2	Formación Pimienta	37
2.3	Formación Taraises	39
2.4	Formación Tamaulipas Inferior	39

2.5	Formación Cupido	42
2.6	Formación Otates	44
3.	Resultados	45
3.1	Litoestratigrafía de la Sección	45
3.1.1	Trabajo de laboratorio	47
3.2	Microfacies	47
3.3	Zonas de Facies Estándar de Wilson	52
3.3	Bioestratigrafía de calpionélidos	54
3.4.1	<i>Calpionellopsis</i> . Subzona oblonga. Muestra CC-00 a CC-08	54
3.4.2	<i>Calpionellites</i> . Subzona darderi. Muestra CC-08 a CC-52	54
4.	Discusión y Conclusiones	57
5.	Referencias bibliográficas	58

RESUMEN

Se presenta un estudio sobre el límite de tiempo del Berriasiano al Valanginiano en La Sección “Cerro Cabezón”, en el estado de Puebla, México, un límite que se ha definido con diferentes organismos restringidos a la región del Tetis como nerineidos, foraminíferos, ciertos tipos de ammonites, diatomeas, radiolarios y dinoflagelados. El principal enfoque del presente estudio es que se con el uso bioestratigráfico de calpionélidos, organismos importantes en el Cretácico debido a su evolución rápida, dispersión horizontal amplia y alcance vertical restringido. Los calpionélidos han sido poco estudiados en México ya que por su pequeño tamaño y su escasez se dificulta su identificación, aunque son generalmente marcadores para encontrar edades cercanas al límite Jurásico – Cretácico.

Se mencionan los diferentes esquemas de clasificación que han sido propuestos para la descripción de rocas carbonatadas, sin embargo, la que se usó para la descripción de La Sección “Cerro Cabezón”, por su proporción relativa entre partículas y matriz, fue Dunham, (1962) modificada por Embry & Klovan, (1971). Con base en la clasificación de microfacies estándar de Flügel (2010) se llevó a cabo la descripción de microfacies identificadas en La Sección y con ello las asociaciones de microfacies para posteriormente identificar las zonas de facies del modelo de Wilson (1975).

La edad Berriasiano-Valanginiano de esta Sección está sustentada por la sucesión vertical de microfacies y bioestratigrafías basadas en especies índice de calpionélidos. El límite de dicha transición en el área de estudio está definido por la primera aparición estratigráfica de *Calpionellites darderi*, la especie marcadora de la Zona estándar de Calpionellites, Subzona Darderi. Se detectaron condiciones más o menos estables en la depositación de sedimentos correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior lo que valida el uso de calpionélidos como una herramienta útil para la detección del límite Berriasiano-Valanginiano en México.

1 Introducción

Se presenta un análisis de facies de la transición Berriasiano-Valanginiano en la sección cerro Cabezón que forma parte de la Sierra Norte perteneciente a la porción sur de la Sierra Madre Oriental (SMO), ubicado entre los municipios de Tlatlauquitepec y Zacapoaxtla, en un banco de materiales ubicado a un costado de la carretera a Tepehican del estado de Puebla.

Para comprender mejor la evolución de la geología del sureste mexicano es conveniente considerar el marco tectónico regional del Golfo de México y del Caribe que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de Pangea.

La sedimentación de lechos rojos comenzó desde el Triásico Tardío hasta el Calloviano; durante el Calloviano se facilitaron condiciones para depósitos evaporíticos y a partir del Calloviano hasta el Cretácico Tardío dominaron los carbonatos que para el Paleógeno y durante éste, cambiaron a clásticos a causa de la Orogenia Laramide dando origen a la Sierra Madre Oriental, mientras que contemporáneamente en el bloque de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera (Padilla y Sánchez, 2007).

Duante el Calloviano se produce una invasión por aguas marinas provenientes del Pacífico que cubren una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, dichas condiciones favorecen el depósito de grandes volúmenes de sal en el centro de la cuenca. Desde el Jurásico y hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos.

La Sierra Madre Oriental se formó debido a que a principios del Paleógeno tuvo lugar la Orogenia Laramide y que, durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica fue alojada en grandes depocentros en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México; mientras tanto, la sedimentación en el Bloque de Yucatán seguía siendo carbonatada.

La Sierra Madre Oriental está conformada por sierras más individuales, entre los varios picos más importantes son: Las Animas, El Cabezón, Acamalotla, Coatetzin, Punta la Bandera, la Cumbre del Mirador y el cerro Tepequez, destacan también los cerros Hueytepec y Jilotépetl.

Debido a que la región ha sido estudiada principalmente por empresas enfocadas a la industria petrolera, la transición de temporalidad entre periodos del Cretácico ha sido estudiada de manera muy general y en el presente trabajo se analizan aspectos un poco más particulares.

Se considera de gran importancia a la Micropaleontología, ya que aporta información acerca de la evolución de la biosfera a partir de fósiles de pequeño tamaño, brinda información interesante, principalmente de tipo evolutivo, paleoecológico y bioestratigráfico. En el presente trabajo, se utilizó a la micropaleontología para los estudios bioestratigráficos de las asociaciones de microfósiles como calpionélidos en la Formación Tamaulipas Inferior. Los calpionélidos son un grupo de microfósiles calcáreos que no existen en la actualidad, pero por su parecido, se asocian a los tintínidos, que por el contrario su registro fósil es mucho más discontinuo.

En el presente documento hablaremos de una sucesión estratigráfica en la que se identifica una evolución de microfósiles que varían desde la biozona *Calpionellopsis* con la especie *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) a la biozona de *Calpionellites* con la especie *Calpionellites darderi* (Colom), lo cual confirma la continuidad litológica y su variación en edad desde el Berriasiano tardío al Valanginiano temprano.

La continuidad estratigráfica presenta estratos de caliza con textura bastante fina tipo *wackestone* que pasan hacia capas de caliza de textura *wackestone* bioclástico fuertemente bioturbado.

El límite de Berriasiano al Valanginiano es uno de los lapsos menos estudiados en México desde el enfoque bioestratigráfico de calcipionélidos, por esa razón el principal enfoque en el que se identifica es con el uso bioestratigráfico de calcipionélidos, organismos importantes en el Cretácico debido a su evolución rápida, dispersión horizontal amplia y alcance vertical restringido.

Tradicionalmente el aspecto utilitario de los microfósiles en la zona ha sido en la industria petrolera, lo que ha desarrollado en gran medida las aplicaciones bioestratigráficas basadas en una taxonomía tan rigurosa.

La zonificación de los sedimentos cretácicos es de importancia fundamental para la geología petrolera en el país, ya que la principal roca almacenadora de los yacimientos petroleros fue depositada en parte de este periodo geológico.

1.1 Antecedentes

Los primeros estudios que se realizaron en el área pueden ser divididos en dos, los trabajos del Cinturón Volcánico Trasmexicano (CVTM) y aquellos enfocados a la exploración de hidrocarburos en su mayoría no publicados.

La existencia de grandes yacimientos de petróleo es el motivo por el cual el sureste de México ha sido estudiado y en su mayoría ha sido con la perforación de cientos de pozos. En la década de los ochenta del siglo pasado, geólogos franceses contribuyeron al conocimiento tectónico y estratigráfico a través de estudios de geología superficial identificando algunas etapas de la apertura del Golfo de México, desde el Permiano-Triásico hasta el Calloviano.

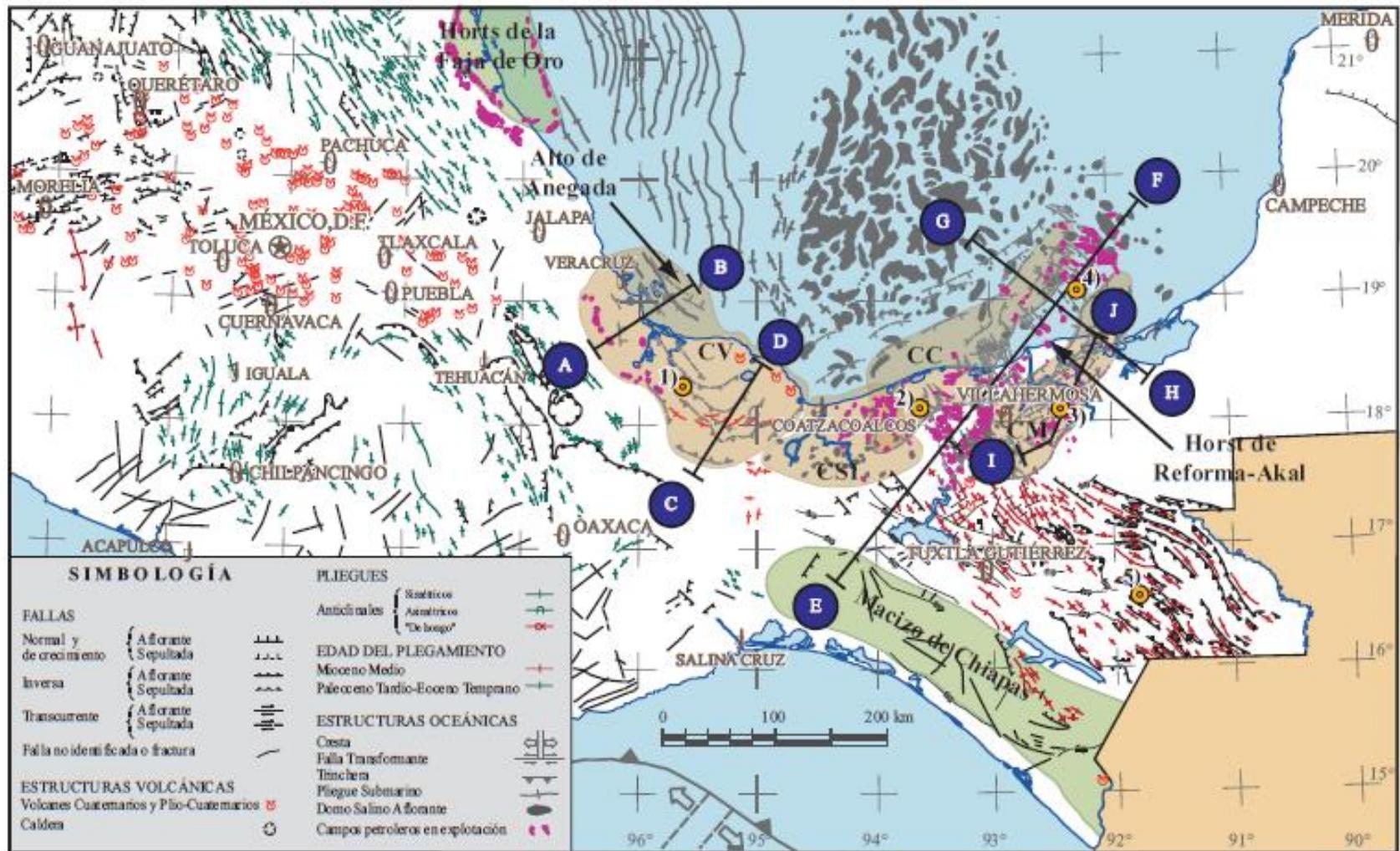


Figura 1.1 Mapa tectónico del sureste de México mostrando las cuencas, los horsts y las estructuras más relevantes, las masas de sal que afloran en el fondo marino de la porción meridional del Golfo de México y la localización de secciones en las cuencas terciarias del sureste mexicano. CV, Cuenca de Veracruz; CSI, Cuenca Salina del Istmo; CC, Cuenca de Comalcalco; CM, Cuenca de Macuspana; SZ, Sierra de Zongolica; SCH, Sierra de Chiapas. Tomada de Padilla y Sanchez (2007).

Los estudios geológicos de la región orientados a la exploración petrolera fueron llevados a cabo por Petróleos Mexicanos (PEMEX) desde 1970 hasta principios de 1980 (Padilla y Sánchez, 2007), enfocando su atención en las unidades de la Sierra Madre Oriental (SMO) y consideran dos aspectos relevantes como rocas generadoras a las unidades del Jurásico y como rocas almacenadoras a las rocas cretácicas (Figura 1.1).

El desarrollo de la industria petrolera condicionó el rumbo de la Micropaleontología en México en la compañía de Petróleos Mexicanos (PEMEX) y en el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) iniciando principalmente sobre foraminíferos planctónicos utilizados en la Zonación de Bolli; entre los especialistas destacados se encuentran Bonet, quien estudió las calizas cretácicas mexicanas y Trejo, cuyo trabajo en nannocónidos es ampliamente reconocido (Molina, ed., 2004).

Bonet (1956) inició con el estudio de los tintínidos en México, mediante el método de láminas delgadas; para realizar la zonificación del Jurásico Superior y Cretácico Inferior y basó su estudio en muestras aisladas que contenían amonitas.

Bioestratigráficamente, la transición del Berriasiano-Valanginiano ha sido estudiado con diferentes organismos restringidos a la región del Tetis como nerineidos, foraminíferos, ciertos tipos de ammonites, diatomeas, radiolarios y dinoflagelados; y otros de tamaño diminuto como ostrácodos y calpionélidos (Koch y Hansen, 2007).

Los calpionélidos por su pequeño tamaño y su escasez en México han sido poco estudiados por la dificultad de identificación, aunque son generalmente marcadores para encontrar edades cercanas al límite Jurásico/Cretácico (López-Martínez, et. al., 2013).

López-Martínez, *et. al.* (2015) habla sobre los principales bioeventos de calpionélidos que se han reconocido en secciones mexicanas y se han correlacionado con secciones del resto del Tetis.

Edades cercanas al límite Jurásico-Cretácico basadas únicamente en la presencia de algunas especies de microfósiles han sido determinadas en diferentes partes del mundo como al sureste de Francia por Remane (1968); en Cuba por Imlay (1942) para reconocer el Berriasiano.

1.2 Paleogeografía global

De acuerdo con Valencia y Ortega (2011), la subducción del piso oceánico debajo del margen occidental de América del Norte, empezó en el Triásico Medio-Tardío, como consecuencia de la extensión intracontinental asociada al rompimiento de Pangea.

Este escenario estaba representado por la subducción de las grandes placas oceánicas Farallón y Kula por debajo del continente norteamericano (Figura 1.2).

Este régimen tectónico perduró durante todo el Mesozoico y gran parte del Cenozoico, a medida que el piso oceánico era consumido; ambas placas, Kula y Farallón, formaban un punto triple con la placa Pacífica.

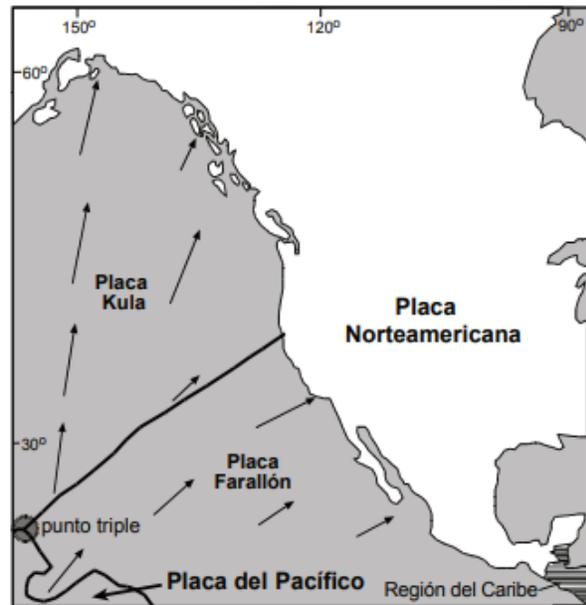


Figura 1.2 Mapa tectónico simplificado del noreste del Pacífico entre 74 y 64 Ma. Indica el movimiento relativo de las placas. (Tomada de Valencia y Ortega 2011)

La placa Kula se encontraba al norte de Farallón y tenía un movimiento relativo hacia el norte-noreste, con respecto a América del Norte. Este proceso de subducción se detuvo aproximadamente a los 40 Ma. debajo de Alaska, el oeste de Canadá y el noroeste de Estados Unidos.

A principios del Cretácico y como consecuencia de la fragmentación de Pangea, existían dos continentes en la Tierra ordenados con Laurasia en el norte, conformada por lo que ahora son América del Norte, Groenlandia y Eurasia; el segundo continente llamado Gondwana en el sur, conformado por las actuales América del Sur, África, Antártida, Australia, India y Madagascar; la vía del Tetis los separaba casi por completo y los segmentos de Laurasia y Gondwana ya habían comenzado a separarse desde el Jurásico. (Padilla y Sánchez, 2007).

América del Norte comenzó a alejarse del resto de Laurasia como resultado de la subducción del piso oceánico bajo la margen occidental de América del Norte, con la consecuente aparición de los primeros rasgos orogénicos. América del Sur había comenzado a separarse del resto de Gondwana, de donde también se separaban India, Australia y la Antártida desde el Jurásico tardío al Cretácico Temprano (Figura 1.3).

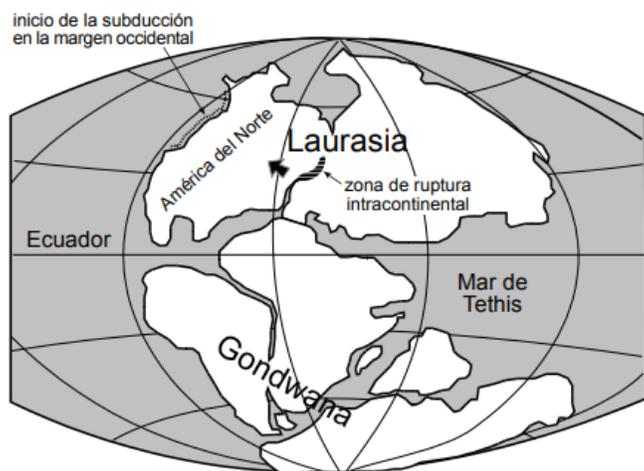


Figura 1.3 Mapa de la distribución de las masas continentales al inicio de la ruptura de Pangea (Tomada de Valencia y Ortega, 2011).

La separación de lo que hoy es América del Sur con respecto de África marcó la unión del Océano Atlántico Sur con el Atlántico Norte, pues era la última conexión de tierra entre Brasil y Nigeria. A fines del Cretácico, las posiciones de los diferentes continentes eran muy similares a las que se observan hoy.

1.2.1 Cambios eustáticos

La progresiva separación de los continentes estuvo seguida por la formación de amplias plataformas que a su vez favorecieron la proliferación de muchas comunidades arrecifales. El continuo ascenso del mar llegó a adquirir niveles nunca antes alcanzados, inclusive aquellas áreas que alguna vez fueron desérticas se inundaron.

El nivel del mar fue más alto durante el Cretácico que en cualquier otro momento del Mesozoico, y fue un factor importante que influyó en la paleogeografía del período y en los climas continentales (Haq *et al.*, 1987). En general, los océanos del mundo eran de 100 a 200m más altos en el Cretácico Temprano y aproximadamente de 200 a 250m más altos en el Cretácico Tardío que en la actualidad. Se cree que el nivel del mar del Cretácico Tardío fue principalmente el resultado del desplazamiento del agua en las cuencas oceánicas por el crecimiento de las crestas oceánicas (Koch y Hansen, 2007).

Como resultado del aumento del nivel del mar durante el Cretácico Tardío, las aguas marinas inundaron los continentes, creando mares epicontinentales (Padilla y Sánchez, 2007). Todos los continentes se redujeron a medida que se inundaban, la tierra cubría solo un 18% de la superficie de la Tierra, en comparación con aproximadamente el 28% de la actualidad (Koch y Hansen, 2007).

Hallam (1984), realizó estudios acerca de los cambios del nivel del mar pre-Cuaternarios que indican de 5 a 15 episodios diferentes de elevaciones y descensos en el nivel del mar. Durante la mayor parte del Cretácico Temprano, partes del Ártico canadiense, Rusia y el oeste de Australia estaban bajo el agua y a finales del Cretácico Temprano, el centro-este de Australia experimentó grandes transgresiones.

El Cretácico se caracterizó por tener tres subdivisiones geográficas distintas: la boreal del norte, la boreal del sur y la región Tetisiana, esta última región separó las dos boreales y es reconocida por la presencia de bivalvos rudistas fosilizados

formadores de arrecifes, corales, foraminíferos más grandes y ciertos ammonites que habitaban sólo las aguas cálidas Tetisianas. En el Cretácico temprano, las actuales América del Norte y América del Sur se separaron lo suficiente como para que la conexión marina entre el mar de Tetis y el Pacífico se profundizara. La conexión marina Tetis-Pacífico permitió una fuerte corriente que fluye hacia el oeste, que se infiere de los patrones de la fauna.

1.2.2 Eventos de Anoxia

Hubo varios eventos de anoxia oceánica (OAE por sus siglas en inglés: Oceanic Anoxic Event) que ocurrieron en las cuencas marinas a nivel global durante los cuales los niveles de oxígeno decrecieron significativamente. Estos eventos se caracterizan por un depósito de materia orgánica derivada de fuentes terrestres y planctónicas, que en algunos casos fueron acompañadas por el subsecuente depósito de lutitas negras. Los eventos de anoxia más relevantes durante el Cretácico son el evento Selli (OAE1) ocurrido durante el Aptiano temprano hace 125 Ma, el evento Bonarelli (OAE2) durante la transición Cenomaniano-Turoniano (hace 94 Ma) y el evento de anoxia oceánica durante el Coniaciano-Santoniano (Núñez-Useche *et al.*, 2014) hace 86 Ma.

Algunos consideran que fue un evento más bien regional dado que este último evento de anoxia, conocido como OAE3, se restringió a las latitudes bajas y medias del Atlántico, así como a algunas cuencas epicontinentales adyacentes, sin abarcar la región del Tetis ni la región del Pacífico (Wagreich, 2012). En contraste, durante el evento global de anoxia OAE2 las aguas del Pacífico permanecieron oxigenadas. En general, los eventos anóxicos se correlacionan estrechamente con transgresiones o inundaciones de las masas continentales que transportaron material vegetal hacia el mar y que promovieron condiciones tróficas que alteraron el equilibrio ecológico de muchas comunidades bióticas.

1.3 Paleogeografía en México

El sureste mexicano se refiere a la zona comprendida al este del Istmo de Tehuantepec y al oeste de la Península de Yucatán incluyendo al Golfo de México. El área de este estudio incluye la Cuenca de Tampico-Misantla.

Desde el punto de vista geológico el sureste mexicano es una de las áreas más complejas de Norteamérica. Esta complejidad se debe a los movimientos de las placas tectónicas Norteamericana, del Caribe y de Cocos, que convergen en esta región desde el Oligoceno; la Placa Norteamericana tiene un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la del Caribe, mientras que la de Cocos se mueve hacia el noroeste en dirección hacia las dos primeras (Padilla y Sánchez, 2007).

Para comprender mejor la evolución geológica del sureste mexicano es conveniente considerar el marco tectónico regional del Golfo de México y del Caribe. La evolución paleogeográfica cretácica de México es estudiada a partir de la apertura del Golfo de México con la fragmentación de Pangea. La sedimentación comenzó desde el Triásico Tardío y Jurásico hasta el Calloviano de lechos rojos; durante el Calloviano se facilitaron condiciones para depósitos evaporíticos y a partir del Calloviano hasta el Cretácico Tardío dominaron los carbonatos que para el Paleógeno y durante éste, cambiaron a clásticos a causa de la Orogenia Laramide dando origen a la Sierra Madre Oriental, mientras que contemporáneamente en el bloque de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera (Padilla y Sánchez, 2007).

1.3.1 Evolución del protogolfo de México

El conocimiento que se tiene del basamento en el área del Golfo de México y sus alrededores es escaso, pues solo se conoce por algunos afloramientos mexicanos como en el Macizo de Chiapas y otros escasos en los Estados Unidos como en Texas.

La separación de Pangea en el área que hoy ocupa el Golfo de México estuvo controlada por procesos tectónicos distensivos lentos que se llenaban de lechos

rojos y rocas volcánicas cuya geometría estuvo controlada por *grabens* con direcciones paralelas a la actual línea de costa (Salvador, 1991). El proceso de separación de Pangea alcanzó el inicio del Jurásico Superior.

Los lechos rojos han sido reconocidos en algunos afloramientos a los alrededores del Golfo de México, principalmente en la Sierra Madre Oriental y en pozos perforados por empresas dedicadas a la industria petrolera. La posición estratigráfica en la que han sido encontrados estos lechos rojos en el área del Golfo de México, sugiere que tienen una edad de depósito que va desde el Triásico Tardío hasta el Calloviano (Padilla y Sánchez, 2007).

El mar inició su avance hacia el protogolfo a partir del Océano Pacífico, a través del noreste y centro de México, ya que el avance transgresivo de las aguas del Pacífico tuvo muy poca profundidad, con aguas hipersalinas, generaron depósitos evaporíticos que actualmente son conocidos en dos áreas separadas: una al sur y otra al norte (Salvador, 1991).

La sal depositada ha sido descrita con edades del Calloviano aunque se sabe que es más vieja hacia el centro de la cuenca y más joven hacia el borde de la misma. La masa mayor de sal se depositó primero en la parte central del Golfo de México, pero después, a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron en sus bordes plataformas muy amplias en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de ooides, que se extendían por cientos de kilómetros cuadrados alrededor del Golfo. (Padilla y Sánchez, 2007).

En el sureste mexicano las barras de ooides jurásicas tienen una distribución extensa (Figura 1.4) y se han identificado bastante porque son las principales rocas productoras de hidrocarburos en campos grandes del país.

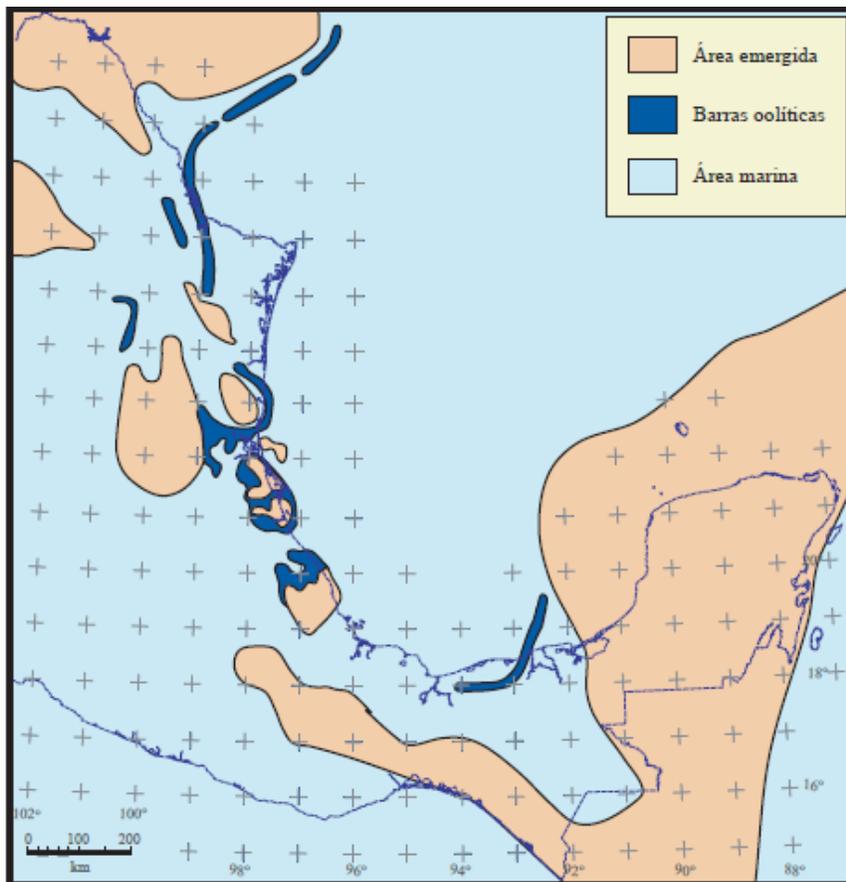


Figura 1.4 Paleogeografía del Kimeridgiano temprano. El Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

La separación de los depósitos evaporíticos indica que tuvo que existir en esa parte del Golfo una zona más alta y estrecha, asociada con la presencia de una cresta de generación de corteza oceánica que provocó el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano y Medio y que separó las dos masas de sal una al norte y la otra hacia el sur junto con el bloque de Yucatán.

El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur fue a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes llamadas falla Tamaulipas-Oaxaca (Figura 1.5). Al terminar el Calloviano el bloque de Yucatán alcanzó la posición que tiene en la actualidad y la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca detuvo su movimiento lateral para

comportarse como una falla normal facilitando la subsidencia del basamento (Padilla y Sánchez, 2007).

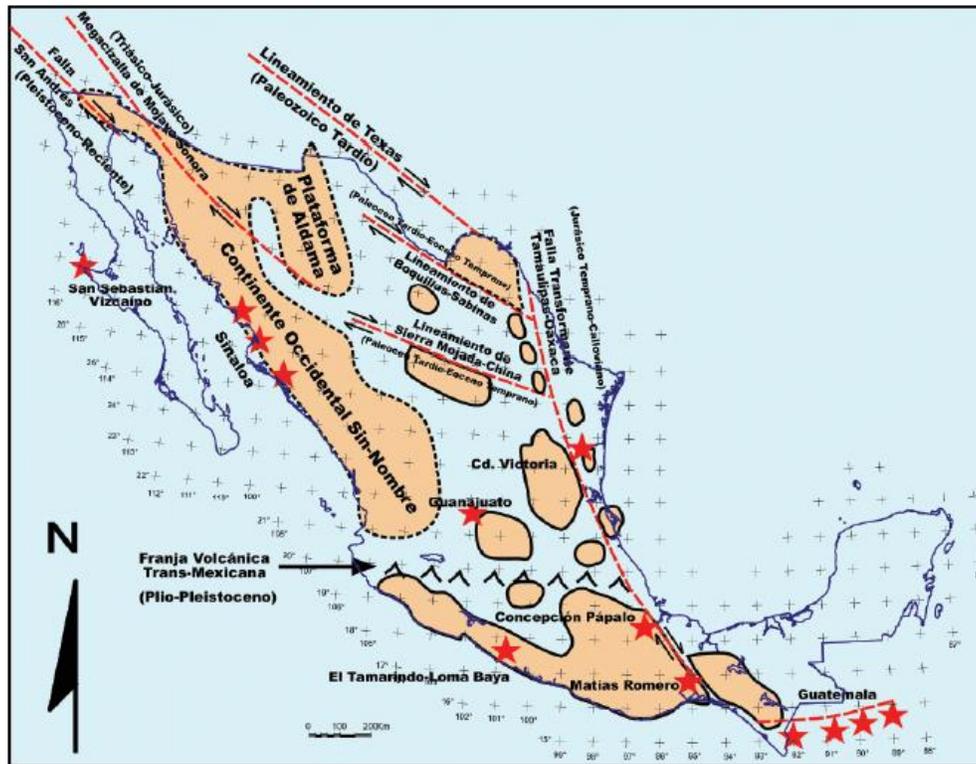


Figura 1.5 El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur fue a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes llamadas falla Tamaulipas-Oaxaca. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

Algunos de los múltiples artículos que se han publicado sobre el Golfo de México sugieren que esta falla constituye el límite entre los basaltos, andesitas y dacitas de la Franja Volcánica Transmexicana y las rocas alcalinas e hiperalcalinas de la Planicie Costera del Golfo.

1.4 Geología del área

La Sierra Norte o Sierra de Puebla está formada por Sierras más individuales, paralelas, formando pequeños escarpes que parecen escalonadas hacia la costa; la pendiente norte de la Sierra Norte hacia la llanura costera del Golfo de México se

caracteriza por sus lomas aisladas; la pendiente sur de la Sierra Norte es en descenso hacia los llanos de San Juan.

Los picos más importantes de esta sierra son: Las Animas, El Cabezón, Acamalotla, Coatetzin, Punta la Bandera, la Cumbre del Mirador y el cerro Tepequez, destacan también, los cerros: Hueytepec y el Jilotépetl.

Situada en el sur de la Sierra Norte de Puebla, se encuentra la Región de Zacapoaxtla integrada por las Sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atacpan, Tlatlauquitepec, Apulco y la Altiplanicie Zacapoaxtla, constituyen una zona de transición geológica entre la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano.

Tlatlauquitepec es un municipio al norte del estado de Puebla, México, cuya cabecera municipal es la Ciudad Tlatlauquitepec, se localiza en la Sierra Norte de Puebla y forma parte de la Región de Teziutlán. Limita con los municipios de Cuetzalan al Norte, Chignautla, Atempan y Yaonáhuac al Oriente, con Cuyoaco al Sur y Zautla, Zaragoza y Zacapoaxtla al Occidente.

La Sierra Madre Oriental se identifica en la región con afloramientos de rocas que van desde el Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, de facies que van de continentales a mixtas y marinas, además de cuerpos intrusivos y sus respectivos metamorfismos de contacto.

1.4.1 Sierra Madre Oriental

El muestreo de La sección estudiada forma parte de La Sierra Madre Oriental (SMO); la cual es un cinturón montañoso que se extiende por más de 1500km con La formación de la Sierra Madre (dez y Jenchen, 2016). Muy cerca de la zona de Oriental fue a causa de la ra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Orogenia Laramide que deformó la corteza del cinturón de pliegues y cabalgaduras del suroeste de los Estados Unidos y rocas mesozoicas de la parte occidental

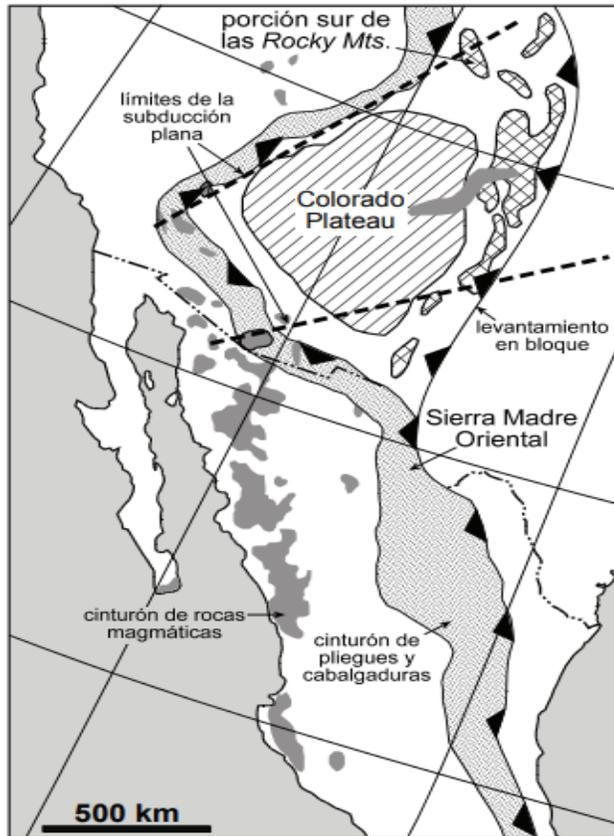


Figura 1.6 Rasgos Orogénicos asociados al evento Laramide. Tomada de Valencia y Ortega, (2011).

En el oeste de México, el cinturón de rocas laramídicas se extiende en dirección NW-SE, haciéndose más angosto hacia el sur. En Sonora, estas rocas forman la parte más amplia del cinturón y están representadas por batolitos (Figura 1.6).

Desde principios de los 80's se ha intentado evaluar la evolución temporal del arco Laramide; sin embargo, aún hay grandes incógnitas respecto a la distribución espacial y al significado de las edades obtenidas.

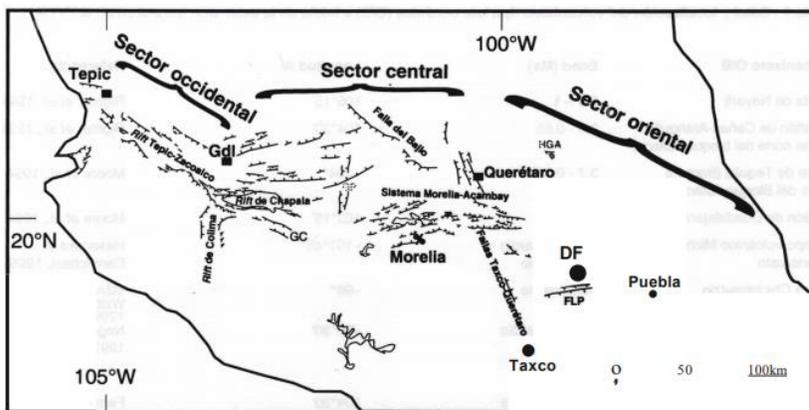
1.4.2 Cinturón Volcánico Transmexicano

Es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sur-occidental de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco.

Se suele dividir en tres sectores: occidental, central y oriental que presentan diferencias significativas en lo que respecta al tipo de volcanismo y su composición química.

En el sector occidental, limitado al este por el *rift* de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del Bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El volcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el volcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica.

En el sector central, entre el *rift* de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Figura 2), se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. Los estratovolcanes están completamente ausentes, si se exceptúa el caso del Cerro Tancítaro.



Tomada de Ferrari, L. (2000). "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década"

En el sector oriental, al este del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del volcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica

representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia, Ortega-Gutiérrez et al., 1996).

1.4.3 Cuenca Tampico-Misantla

Desde finales del Cretácico se inicia la formación de una antefosa como resultado de la aproximación del cinturón laramídico de pliegues y cabalgaduras que dio lugar a la Sierra Madre Oriental. Las rocas mesozoicas de la parte occidental de la provincia fueron plegadas y cabalgadas al ser incorporadas al cinturón de deformación. Esta carga tectónica provocó la subsidencia por flexura de la corteza al este del cinturón cabalgado y la formación de la cuenca tipo *foreland* de Chicontepec durante el Paleoceno-Eoceno limitada al este por la Plataforma de Tuxpan. Tras el cese de la deformación laramídica y la colmatación de la antefosa, la provincia pasó a un dominio de margen pasiva en la que la carga sedimentaria ocasionada por el paquete terciario depositado sobre la margen continental provocó subsidencia y el basculamiento de esta provincia hacia el Golfo de México (Figura 1.7)

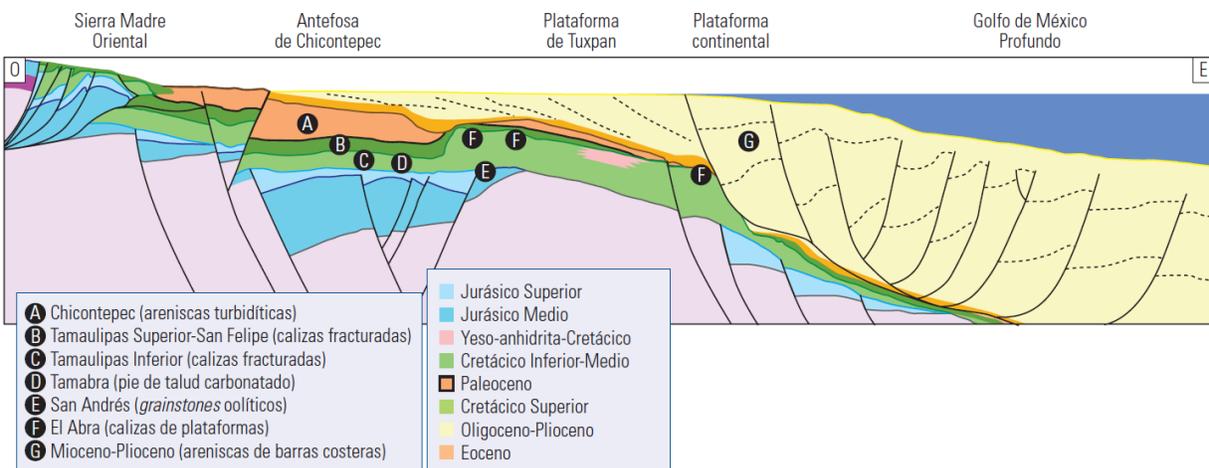


Figura 1.7. Sección estructural a través de la provincia Tampico-Misantla con las diferentes Formaciones presentes. Tomada de Shlumberger (2010).

El área de afloramientos cenozoicos marinos de esa provincia geológica es lo que se definió originalmente como Cuenca Tampico-Misantla por López-Ramos (1956). Se ubica en la margen centro-oriental de México (Figura 1.8) y comprende desde el sur de Tamaulipas hasta la parte central de Veracruz, las porciones orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, norte de Puebla y el Golfo de México. Limita al norte con las provincias Burgos y Arco de Tamaulipas, al sur con el macizo de Teziutlán, al oeste con los afloramientos mesozoicos de la Sierra Madre Oriental (SMO) y al este se consideró la línea de costa actual del Golfo de México, si bien actualmente se considera la isobata de 200m.

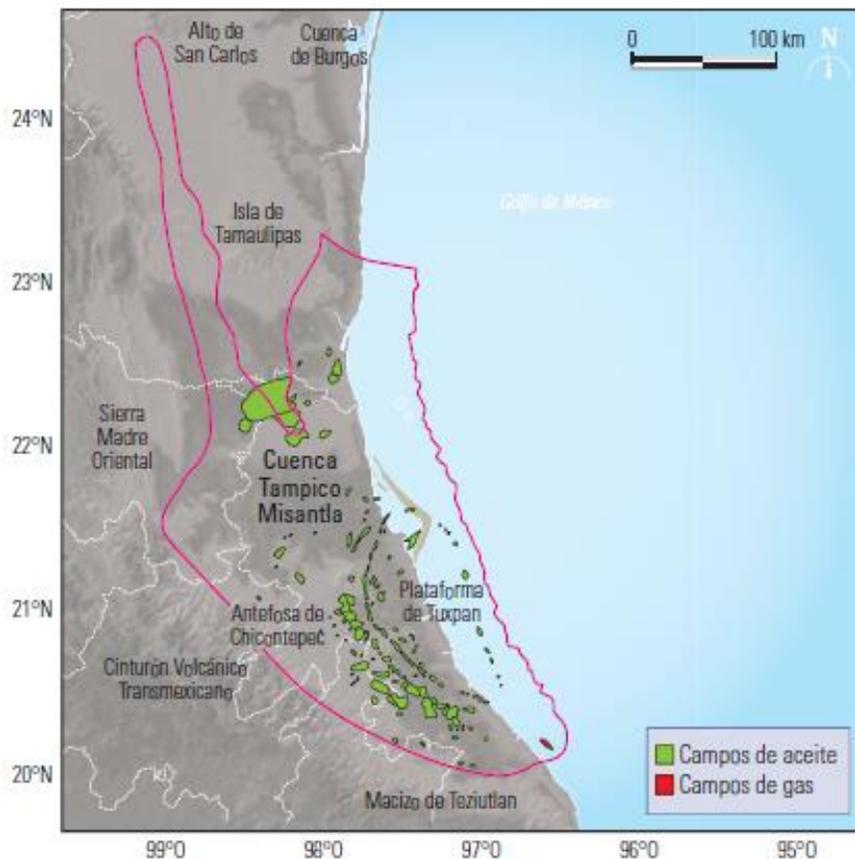


Figura 1.8 Ubicación de la provincia Tampico-Misantla. Tomada de Shlumberger (2010).

El marco tectónico de la provincia geológica de Tampico-Misantla se relaciona con las cuencas formadas por el proceso de *rift* que dio lugar a la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Tardío y hasta inicios del Cretácico Temprano.

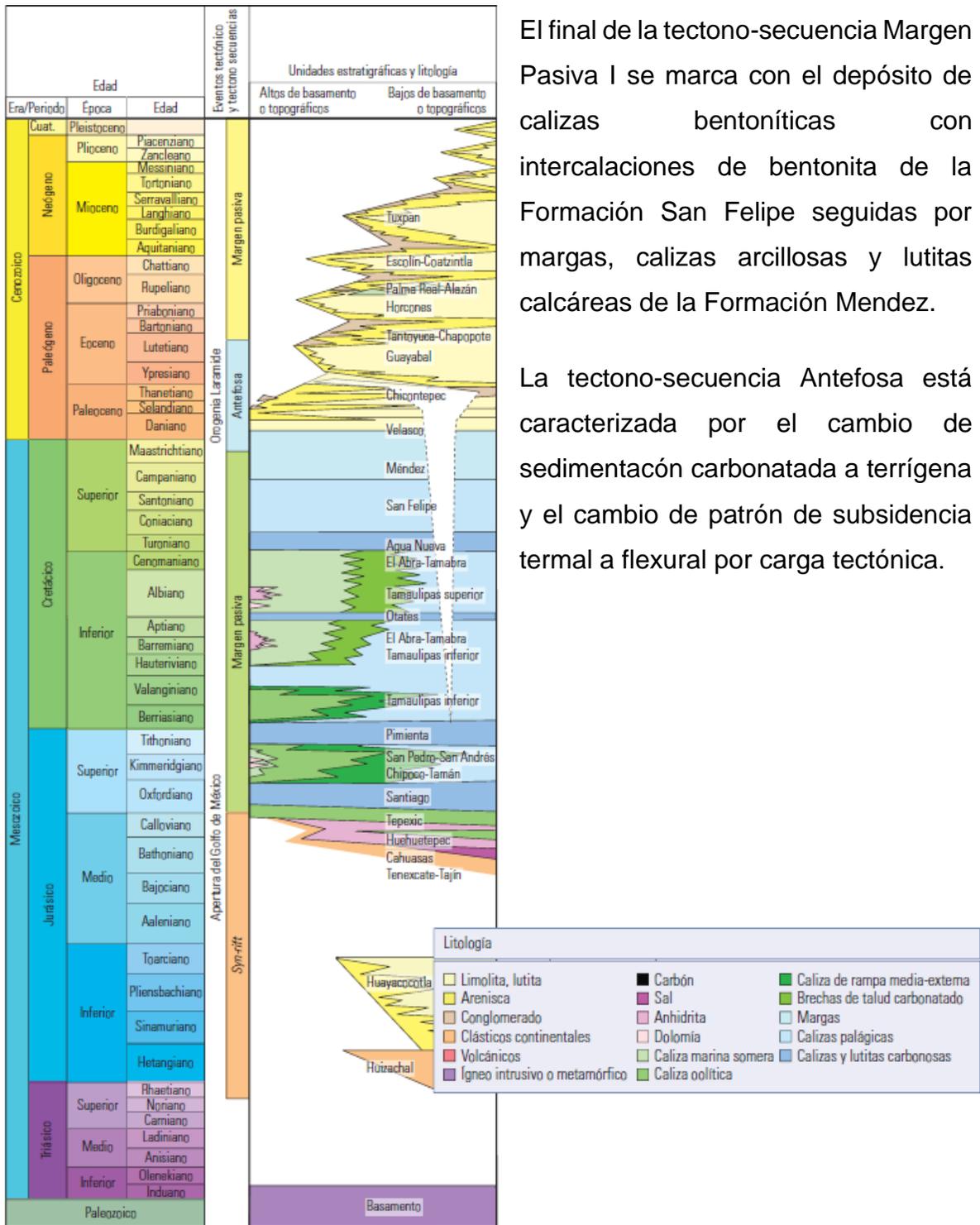
A principios del Tithoniano termina el depósito de calizas carbonatadas de ambiente de cuenca profunda, que cambia gradualmente a una secuencia de calizas de estratificación delgada con capas y lentes de pedernal negro, con abundante materia orgánica, radiolarios calcificados y/o silicificados, estomiosféridos y sacocómidos, de ambiente de depósito pelágico definido principalmente por especies de ammonitas (Cantú-Chapa, 1971), pertenecientes a la Formación Pimienta.

Toda la secuencia comprendida del Jurásico Medio al Tithoniano corresponde a un sistema transgresivo observado en la secuencia de calizas arcillosas con intercalaciones de bandas de pedernal de la Formación Pimienta (PEMEX, 2013). Sobre esta secuencia se encuentra la Formación Tamaulipas Inferior constituida por calizas pelágicas del Berriasiano-Valanginiano.

Según la columna Sedimentaria de la provincia Tampico-Misantla consultada en Shlumberger (2010), esta comprende 4 tectono-secuencias (Figura 1.9) iniciando la primera desde el Triásico con el depósito sobre el basamento de clásticos continentales de ambientes aluviales y fluviales con algunos flujos de lava de la Formación Huizachal seguidos por una secuencia transgresiva marina de areniscas y lutitas de la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior. En el Jurásico Medio se restablecieron condiciones continentales y se depositaron clásticos de la Formación Cahuasas. Una nueva transgresión favoreció el depósito de calizas las cuales pasan a anhidritas en su parte superior y depósitos locales de halita.

La segunda tectono-secuencia es la Margen Pasiva I, que corresponde a la temporalidad de interés de este trabajo, inicia con el depósito de calizas de rampa interna del miembro inferior de la Formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano-Valanginiano. Estas rocas son sobreyacidas por calizas arcillosas de cuenca y capas de bentonita del miembro bentonítico de la misma formación, las cuales se

hacen gradualmente más carbonatadas hasta pasar al miembro superior de calizas color crema constituido por wackestone de microfósiles planctónicos.



El final de la tectono-secuencia Margen Pasiva I se marca con el depósito de calizas bentoníticas con intercalaciones de bentonita de la Formación San Felipe seguidas por margas, calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Mendez.

La tectono-secuencia Antefosa está caracterizada por el cambio de sedimentación carbonatada a terrígena y el cambio de patrón de subsidencia termal a flexural por carga tectónica.

Figura 1.9 Columna estratigráfica de la Provincia Tampico Misantla. Modificada de Shlumberger, (2010).

1.4.4 Sección cerro Cabezón

La región de Zacapoaxtla integrada por las Sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atacpan, Tlatlauquitepec, Apulco y la Altiplanicie Zacapoaxtla, constituye una zona de transición geológica entre la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano. La Sierra Madre Oriental se identifica en la región con afloramientos de rocas que van del Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, de facies que van de continentales a mixtas y marinas; además de cuerpos intrusivos y sus respectivos metamorfismos de contacto (Hernández-Madrigal, *et al.* 2007).

Tlatlauquitepec es un municipio del estado de Puebla, México; cuya cabecera municipal es la Ciudad de Tlatlauquitepec (Figura 1.10), se localiza en la porción sur de la Sierra Norte de Puebla y forma parte de la Región de Teziutlán siendo el segundo municipio más poblado. Se encuentra limitando con los municipios de Cuetzalan al Norte, Chignautla, Atempán y Yaonáhuac al este, con Cuyoaco al Sur y Zautla, Zaragoza y Zacapoaxtla al Oeste.



Figura 1.10 Municipio de Tlatlauquitepec, en el estado de Puebla.

El cerro Cabezón (Figura 1.11) conforma la porción sur de la Sierra Norte de Puebla perteneciente a la Sierra Madre Oriental. Es uno de los picos importantes de la Sierra Norte de Puebla entre otros como Acamalotla, Coatetzin, Punta la Bandera, la Cumbre del Mirador y el cerro Tepequez, destacan también, los cerros: Hueytepec y el Jilotépetl.

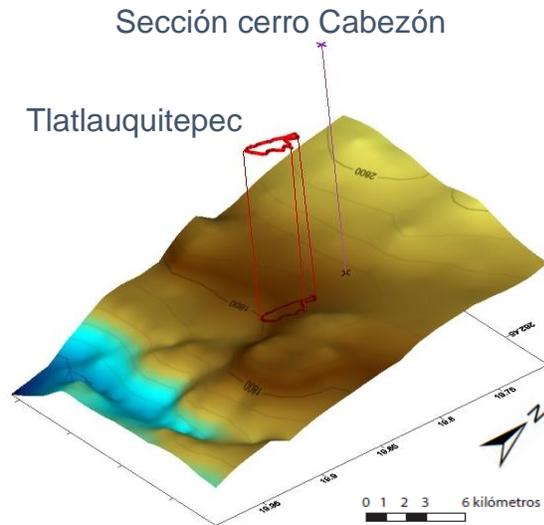


Figura 1.11 Mapa de ubicación de la Sección cerro Cabezón

La sección cerro Cabezón está compuesta por rocas calizas de la Formación Tamaulipas Inferior comprendiendo desde el Berriasiano al Valanginiano (López-Martínez, et al., 2013). Se muestreó (Fotografía 1.1, B-C) en un banco de materiales expuesto a las orillas de la carretera a Tepehican, Pue. (Fotografía 1.1, A) entre los municipios de Zacapoaxtla y Tlatlauquitepec, Pue.



Fotografías 1.1, A: banco de material a un costado de la carretera a Tepehican, Puebla. B-C: Muestreo de la sección cerro Cabezón.

1.5 Planteamiento del problema

El límite de tiempo entre los pisos Berriasiano y Valanginiano es uno de los horizontes estratigráficos más complejos en México ya que dicho límite cuenta con poca información de la cuenca.

Bioestratigráficamente, las biozonas de calpionélidos que identifican la región del Tethys en Europa tienen dificultad para reconocerse en México por dos razones:

- por la distribución restringida de las especies
- por la insuficiencia de estudios.

1.6 Justificación

Es un límite de tiempo caracterizado por acontecimientos importantes de la historia de la Tierra y de la vida por lo que su estudio no debe desestimarse; así pues, la zonificación del Cretácico es de importancia fundamental principalmente para la geología petrolera del país.

La mayoría de los trabajos se han realizado para esclarecer condiciones de depósito de la formación subyacente, es decir, la Formación Pimienta ya que es la principal roca madre de los yacimientos petroleros de la Cuenca Tampico-Misantla (Martínez-Yañez, 2015) dejando por un lado la Formación Tamaulipas Inferior a pesar de ser importante para conocer la evolución de depósito.

Para establecer la equivalencia cronológica del límite de tiempo Berriasiano-Valanginiano se utilizan criterios paleontológicos principalmente con base en el análisis de especies planctónicas como los calpionélidos.

1.7 Objetivo general

Caracterizar la evolución de facies y ambientes de depósito de la Formación Tamaulipas Inferior en la sección cerro Cabezón a partir del análisis de microfacies y bioestratigrafía de calpionélidos.

1.8 Objetivos particulares

Analizar la evolución del depósito de la Formación Tamaulipas Inferior mediante un análisis de facies en la sección cerro Cabezón, así como construir un marco bioestratigráfico de calpionélidos de la Formación Tamaulipas Inferior en la sección cerro Cabezón.

1.9 Materiales y métodos

1.9.1 Análisis de Microfacies

Las 55 láminas delgadas de roca caliza de la sección cerro Cabezón, fueron analizadas y descritas bajo el microscopio petrográfico marca Olympus BX610 en dos de los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM en Ciudad Universitaria: laboratorio Francisco J. Fabregat y laboratorio de Edafología.

Todas las láminas se describieron de acuerdo con la clasificación de Dunham, (1962 modificada por Embry & Klovan, 1971); se analizó el contenido aloquímico incluyendo los granos esqueléticos y no esqueléticos de cada lámina delgada de la sección estudiada. Las microfacies estándar fueron clasificadas bajo los criterios de Flügel (2010) y posteriormente se ubicaron en los cinturones de facies de Wilson (1975).

1.9.2 Bioestratigrafía

El grupo de fósiles utilizado para establecer biozonaciones que definan la base del límite Cretácico son los ammonites y calpionélidos, éstos últimos aparecen en el

registro fósil a mediados del Tithoniano, representados por la Familia Chitinoideidae.

Remane (1986) restringe el alcance estratigráfico de la Familia *Calpionellidae* del Tithoniano superior al Valanginiano inferior. Actualmente se sabe que especies del género *Tintinnopsella* alcanzan el Hauteriviano superior. Durante el transcurso evolutivo de la Familia *Calpionellidae*, dos especies presentan cambios morfológicos significativos durante la transición Tithoniano – Berriasiano, estas son: *Calpionella alpina* y *Tintinnopsella carpathica*.

Numerosas versiones de correlación han sido realizadas para establecer el límite entre los dominios Boreal y Tetis (Tabla 1.1), sin llegar a resultados comúnmente aceptados. Durante finales del Jurásico e inicio del Cretácico, México constituía el

Serie	Piso	Remane <i>et al.</i> , 1986		Remane, 1963, 1964, 1971	Reháková y Michalik, 1997	Trejo, 1980	
Cretácico Inferior	Valanginiano Inferior	<i>Calpionellites</i>		E	<i>major</i>	<i>carpathica</i>	
					<i>darderi</i>		
	Berriasiano Superior	<i>Calpionellopsis</i>	<i>oblonga</i>	D	3	<i>murgeanui</i>	<i>darderi</i>
			<i>simplex</i>		2	<i>oblonga</i>	<i>dadayi</i>
				1	<i>simplex</i>	<i>oblonga</i>	
						<i>simplex</i>	<i>simplex</i>
	Berriasiano Medio	<i>Calpionella</i>	<i>elliptica</i>	C		<i>elliptica</i>	<i>cadischiana</i>
							<i>elliptica</i>
	Berriasiano Inferior	<i>Calpionella</i>	<i>alpina</i>	B		<i>ferasini</i>	<i>alpina</i>
						<i>alpina</i>	
Jurásico Superior	Tithoniano Superior	<i>Crassicoelaria</i>	<i>intermedia</i>	A	3	<i>colomi</i>	<i>massutiniana / parvula</i>
			<i>remanei</i>		2	<i>brevis</i>	
					1	<i>remanei</i>	
	Tithoniano Inferior	<i>Chitinoideida</i>					

Tabla 1.1 Comparaciones de diferentes zonaciones de calpionélidos. Modificada de Eguiluz y López-Martínez, 2012.

margen occidental del Mar del Tetis y es un área clave para correlaciones de ambos lados del Atlántico.

Durante la parte superior de la Zona A y en la Zona B de Remane (1985) se presenta una forma rara de *Tintinnopsella carpathica*, ligeramente más grande; finalmente, formas muy grandes y atípicas se pueden observar en el Berriasiano temprano (Remane, 1985). En el estratotipo del Berriasiano, en la cima de este intervalo estratigráfico, son distinguibles las zonas de calpionélidos A y B de Remane (1985).

Se realizó un muestreo detallado de estrato a estrato en el que se recogieron 55 muestras de mano y posteriormente se realizaron 55 secciones delgadas revisadas al microscopio.

La abundancia en calpionélidos presentes en las láminas delgadas, facilitó ser consideradas las zonaciones de estos como son generalmente aceptadas y propuestas en diferentes áreas del Tetis; y se han adoptado las zonas y subzonas calpionelidos estándar de Reháková y Michalík (1997).

En este trabajo la identificación de calpionélidos a nivel especie en láminas delgadas se realizó basándose esencialmente en los collares de las lóricas (Figura 1.12) para identificar el límite Berriasiano-Valanginiano.

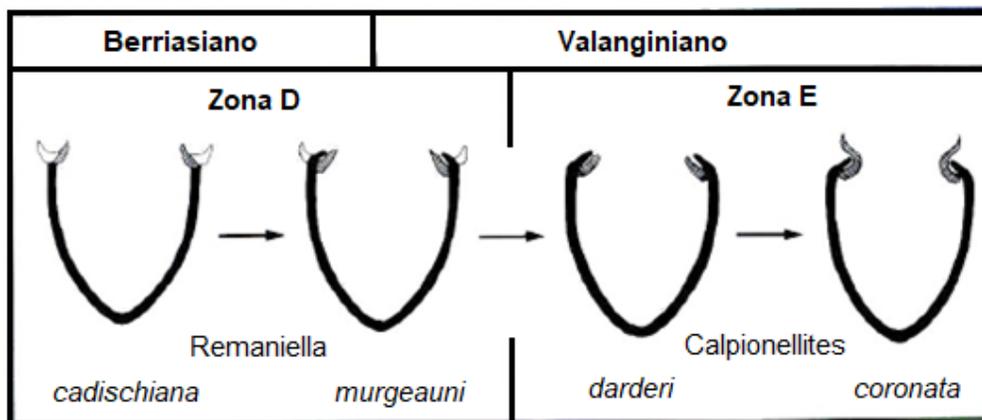


Figura 1.12 Cambios de la anatomía del collar en el curso de la evolución de *Remaniella cadischiana* (Colom) a *Calpionellites coronata* Trejo. Tomada de Remane (1985).

1.10 Marco teórico

1.10.1 Microfacies

El análisis de microfacies de las rocas carbonatadas requiere de un conocimiento de los carbonatos modernos y una comprensión de los cambios biológicos y geológicos durante la historia de la Tierra.

Se utilizan criterios de microfacies para describir y clasificar las calizas, así como para la interpretación de los ambientes de depósito de las rocas carbonatadas. El concepto de microfacies es considerado como “el total de los datos sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descritos y clasificados a partir de secciones, muestras de roca o láminas delgadas” (Flügel, 2010).

1.10.2 Clasificación de rocas carbonatadas

Antes de clasificar cualquier cosa, es necesario determinar qué componentes se tiene (tipo de granos, tipos de matriz y cemento). El segundo principio fundamental se refiere a la cuestión de si los granos constituyentes son grano o lodo soportados.

Numerosos esquemas de clasificación han sido propuestos para la descripción de rocas carbonatadas y varios de estos han sido sometidos a modificaciones como Folk, (1959, 1962), modificada por Strohmenger y Wirsing, G. (1991). Ver tabla 1.3 y 1.4; Dunham, (1962) modificada por Embry & Klovan, (1971). Ver tabla 1.5 y Wright (1992), se lee como una modificación adicional a Dunham, (1962). Ver tabla 1.2

Estas clasificaciones nacieron como necesidad de la industria petrolera y están basadas en parámetros descriptivos, genéticos, biológicos y diagenéticos.

DEPOSITACIONAL				BIOLOGICO			DIAGENETICO			
Lodo-soportado		Grano-soportada		Organismos in-situ			No obliterante			Obliterante
< 10% granos	> 10% granos	con matriz	sin matriz	Enlazado orgánicamente	Organismos incrustados	Dominantes organismos rígidos	Principal componente es cemento	Muchos contactos de grano micro-estilolíticos	Principalmente contactos de grano micro-estilolíticos	Cristales > 10 μm
Calci-mudstone	Wacke-stone	Pack-stone	Grain-stone	Bound-stone	Baffle-stone	Frame-stone	Cement-stone	Condensed grainstone	Fitted grainstone	Spar-stone
	Float-stone	Rud-stone								Cristales < 10 μm Microspar-stone
		Granos > 2mm								

Tabla 1.2 Barragán, R., modificada de Wright, 1992. Reconoce los orígenes diagenéticos y depositacionales de la micrita y de la esparita. Es relativamente nueva

Las clasificaciones más utilizadas son las de Dunham (1962) y Folk (1959, 1962). La clasificación de Dunham se puede aplicar igualmente tanto en el campo, como en investigaciones de núcleos y en estudios de laboratorio; el uso de la clasificación de Folk está más restringido a los estudios de laboratorio basados en secciones delgadas.

La clasificación de Folk (1959,1962) no toma en cuenta la textura original de la muestra en lámina delgada, es decir, no toma el ambiente en que fue depositada la muestra, sino que solo se describe la textura que presenta a la hora de ser observada.

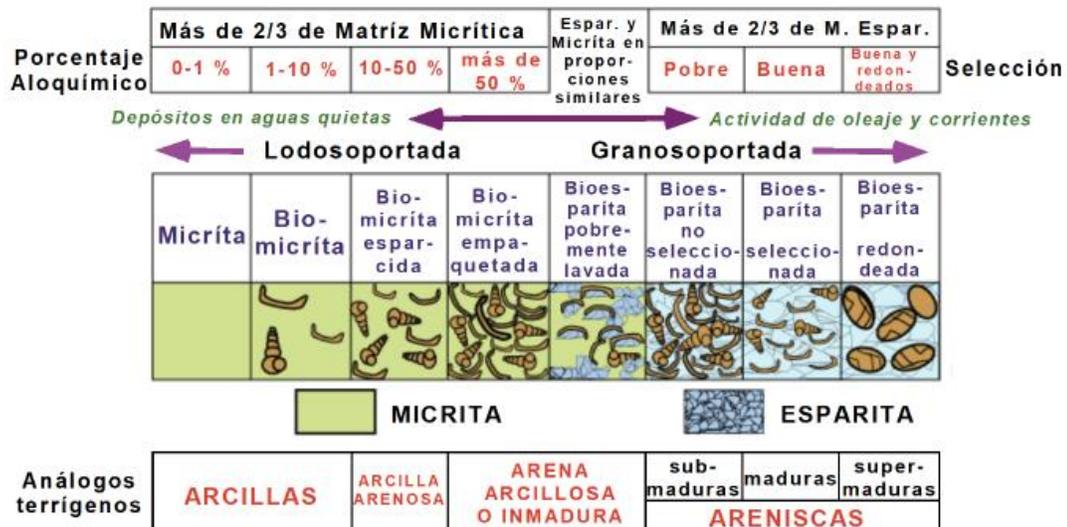
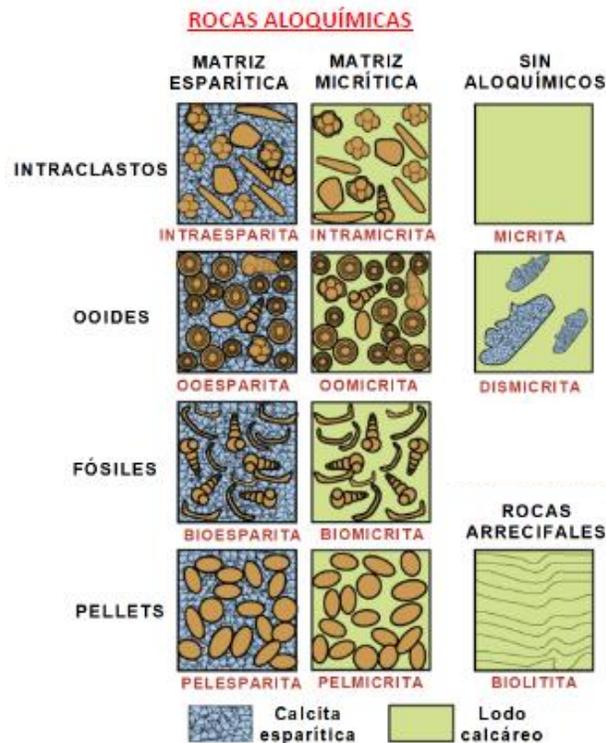


Tabla 1.3 Modificada de SEPM Stratigraphy web, Folk (1959)



Cada clasificación se diferencia entre calizas controladas biológicamente formadas in situ, de aquellas que son producto de la acumulación de granos; también, hacen diferencias entre calizas de ambiente de energía alta y baja.

Tabla 1.4 Modificada de Atlas digital de petrografía sedimentaria, Folk (1958)

Inicialmente la clasificación popular se usaba más en la academia, mientras que la clasificación Dunham se empleaba en la industria; sin embargo, en los últimos años ha habido un cambio pronunciado por parte de los académicos al sistema de Dunham (1962), modificado por Embry y Klovan (1971).

Para realizar un análisis de microfacies se deben de observar las muestras siguiendo la clasificación según Dunham (1962): la litología, color de la roca, estratificación, estructuras sedimentarias, fósiles presentes, material biogénico y textura.

La clasificación de Dunham (figura 1.4) es el esquema más utilizado para la descripción de las calizas en el campo, en muestra de mano y en sección delgada. El criterio principal utilizado en este esquema de clasificación son las propiedades texturales que son más significativas para interpretar el ambiente de depósito

(Dunham, 1962). Específicamente, se enfoca en el nivel de energía hidráulico, es decir, en la cantidad de lodo retenido dentro de la muestra.

La clasificación original incluye cinco clases de texturas; se distinguen dos grupos principales: carbonatos cuyos componentes originales se unieron orgánicamente durante la deposición (piedras ligadas), y (2) carbonatos cuyos componentes originales no se unieron orgánicamente.

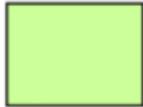
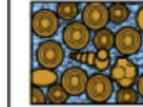
ALÓCTONOS				AUTÓCTONOS
Componentes originales no unidos al momento del depósito				Componentes originales unidos al momento del depósito. Crecimiento de material esquelético contrario a la gravedad, o cavidades rellenas de sedimento, o construcción de estructuras biológicas rígidas con ayuda del entrapamiento del sedimento
Contiene lodo		Sin lodo		
Textura lodo-soportada		Textura grano-soportada		
Menos del 10 % de aloquímicos	Más del 10 % de aloquímicos			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	
				

Tabla 1.5 Modificada de Atlas digital de petrografía sedimentaria, Dunham, 1962

La primera etapa en el uso de la clasificación de Dunham es determinar si la textura está soportada por matriz o por clastos. La caliza soportada por matriz se divide en *mudstone* (menos de 10% de clastos) y *wackestone* (con más de 10% de clastos). Si la caliza es clastosoportada, se denomina *packstone* si hay lodo presente o *grainstone* si no hay o hay muy poca matriz. Un *boundstone* tiene un esqueleto orgánico como una colonia de coral. Si la textura original de una roca carbonatada no puede ser identificada, entonces esto se denomina ya sea como una dolomita cristalina o una caliza cristalina, según sea apropiado.

Embry & Klovan (1971) reconocieron que el esquema de clasificación de Dunham carecía de detalles con respecto a la descripción de calizas de grano grueso y

aglutinadas orgánicamente así que estos autores propusieron la subdivisión sobre la base del modo en que el sedimento está enlazado orgánicamente dentro de *boundstone*.

Dentro de estos, los sedimentos con defectos orgánicos autóctonos llevan por nombre: *bafflestone*; los sedimentos soportados por matriz que se han estabilizado por incrustación son: *bindstone*, y *framestone*: los sedimentos con un marco rígido soportado por fósiles. (Figura 1.5).

Textura deposicional reconocible						Textura deposicional no reconocible			
Componentes originales no unidos durante depositación			Carenancia de lodo y grano soportado	Componentes orgánicamente unidos durante el depósito	5 mm				
Contenido de lodo calcáreo tamaño limo fino y arcilla		Grano soportado					5 mm		
Lodo soportado							5 mm		
<10 % de granos	> 10% de granos		5 mm						
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline	5 mm			
						5 mm			
Floatstone Granos largos	Rudstone Granos largos			Framestone	1m	1m			
					100 mm	100 mm			
				Bindstone	100 mm	100 mm			
				Bafflestone	100 mm	100 mm			

Figura 1.6 Modificada de SEPM Stratigraphy web, (Dunham, 1962 modificado por Embry & Klovan 1971). Clasificación de rocas carbonatadas

Para abordar la cuestión de calizas alóctonas de grano grueso, definidas donde más del 10% de los componentes tienen más de 2mm de diámetro, Embry & Klovan (1971) propusieron los términos: *rudstone* y *floatstone* (Figura 1.6). Las *rudstone* son texturas grano-soportada a diferencia de las *floatstone* en las que los granos parecen flotar en una matriz de grano fino.

Los criterios de reconocimiento que permiten hacer una historia de la formación de rocas carbonatadas son definidos al aplicar la clasificación de Dunham, (1962); y es posible asignar los cinturones de facies estándar de Wilson, (1975) el que describe nueve cinturones de facies caracterizados por la litología, estructuras sedimentarias, organismos y “Tipos de Microfacies Estándar” (24 microfacies descritas por Wilson en 1975) idealizadas a lo largo de una sección de cuencas profundas abiertas a través de una pendiente, un borde de plataforma pronunciado, caracterizado por arrecifes y / o una zona con bancos de arena y plataforma interior a la costa (Figura 1.6).

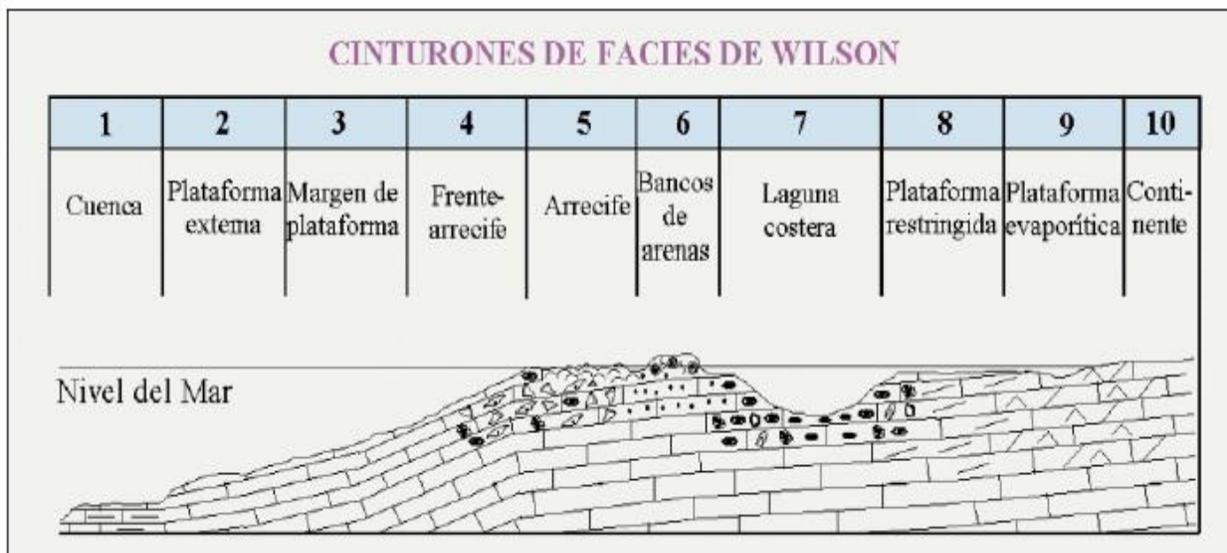


Figura 1.13 Modificada de SEPM Stratigraphy web, Cinturones de Facies de Wilson, (1975)

Las zonas de facies difieren en la configuración de sedimentos dominantes y la biota prevaleciente, y las litofacies comunes (Figura 1.13); los carbonatos formados dentro de estas facies a menudo exhiben tipos específicos de microfacies (SMF) que se utilizan como criterios adicionales para reconocer los principales cinturones de facies como la textura de los sedimentos, el tamaño de los granos y los criterios bióticos que dependen de la energía del agua en el fondo del mar ya que difiere sobre la base de las olas del tiempo justo, entre la base de la ola del tiempo justo y la base de la ola de tormenta.

1.10.3 Micropaleontología

Es la disciplina que estudia la vida del pasado y la evolución de la biosfera a partir de fósiles de pequeño tamaño, brinda información interesante, principalmente de tipo evolutivo, paleoecológico y bioestratigráfico. Se trata de una especialización relativamente reciente de la Paleontología y se ha caracterizado por su valiosa aplicación a la resolución de problemas geológicos debido a la gran utilidad bioestratigráfica de los microfósiles, ya que presentan numerosas ventajas por su pequeño tamaño, gran abundancia y amplia distribución.

Una vista general del “directorio de paleontólogos” elaborada por Molina (2004), se resume los grupos de microfósiles más típicamente estudiados según el número de publicaciones realizadas de paleontólogos del mundo por la IPA en 1989, muestra que más de 1000 investigadores han dedicado sus estudios a foraminíferos y ostrácodos, así mismo, menos de 250 investigadores se han dedicado a los tintínidos (Tabla 1.7)



Tabla 1.7 Directorio de Paleontólogos. Tomada de Molina (2004).

Tradicionalmente ha sido el uso de los microfósiles en la industria petrolera lo que ha desarrollado en gran medida las aplicaciones bioestratigráficas, basadas en una taxonomía no siempre rigurosa; el grupo de los foraminíferos es el que cuenta con

más especialistas, seguido por otros grupos tales como ostrácodos, polen y esporas.

Molina (2004) detalla que el acontecimiento fundamental para el nacimiento de la Micropaleontología fue la invención del microscopio por el mercader Van Leeuwenhoek a mediados del siglo XVII, lo cual permitió que, en 1665, Hooke describiera e ilustrara (Figura 1.14) un microforaminífero, afirmando que se trataba de un pequeño caracol acuático petrificado

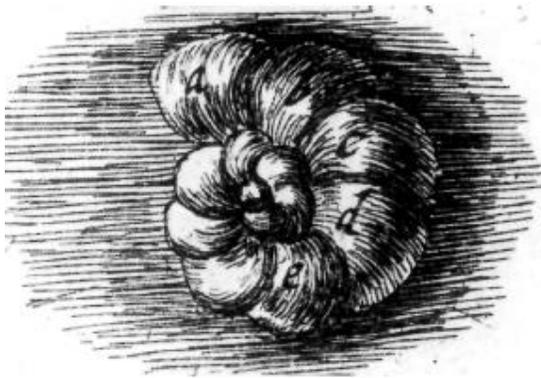


Figura 1.14. Primeras ilustraciones de foraminíferos. Tomada de Molina (2004).

En el mismo trabajo de Molina, afirma que durante siglo y medio continuaron estas observaciones, principalmente de foraminíferos, siendo atribuidos a pequeños moluscos, corales, gusanos y otros animales.

Durante el siglo XIX predominó la labor taxonómica, la cual produjo la descripción de numerosas especies y se describieron por primera vez otros microfósiles diferentes de los foraminíferos; como las primeras descripciones detalladas de los conodontos en 1856, en 1866 se estableció una taxonomía básica sobre ostrácodos.

1.10.4 Bioestratigrafía de Calpionélidos

Los calpionélidos son un grupo de microfósiles calcáreos que no existen en la actualidad, pero por su parecido, se asocian a los tintínidos, que por el contrario su registro fósil es mucho más discontinuo.

Tienen forma de copa o tubo y simetría axial, se clasifican según su morfología y ornamentación como se muestra en la figura 1.15.

Debido a que presentan una evolución rápida, dispersión horizontal grande y un alcance vertical restringido, permiten realizar biozonaciones que pueden correlacionarse con escalas de amonitas y nanoplancton calcáreo.

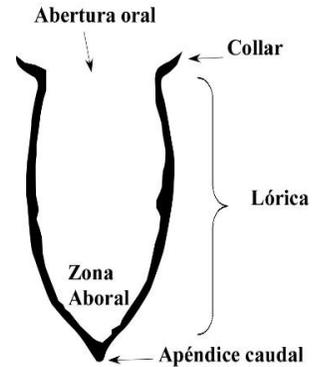


Figura 1.15 morfología de calpionélidos, tomada de Barragán, R. Análisis de Microfacies

las

Periodos/pisos		Zonación de amonites	Zonación de calpionélidos	Zonación de nanoplancton	
Cretácico Inferior	Valanginiano	<i>verrucosum</i>	-----	Calccalithina oblongata	
		<i>campylotoxus</i>	Calpionellites		E
		<i>roubaudi</i>			
		<i>petransiens</i>			
	Berriasiano	<i>boissieri</i>	Calpionellopsis	D	
		<i>occitanica</i>	Calpionella	C	Nannconus colomi
		<i>grandis</i>		B	?
Jurásico Superior	Tithoniano	<i>jacobi</i>	Crassicollaria	A	Conusphaera mexicana
		"Durangites"			
	<i>microcanthe</i>	Chitinoidella	Chit.		
	<i>ponti</i>				
inferior	<i>fallauxi</i>	?	?		

Tabla 1.8 Biozonación de calpionélidos y su correlación con biozonaciones de ammonites y nanoplancton. Remane (1978)

Reháková y Michalík (1997), presentan en su trabajo "Evolution and distribution of calpionellids the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan

microplankton” la clasificación de biozonas de calpionélidos (Figura 1.9), destacan para el presente trabajo dos zonas:

1. La Zona Estándar de Calpionellopsis. Dividida por Remane et al. (1986) en dos subzonas caracterizadas por la primera aparición de *Calpionellopsis simplex* (Colom) y *C. oblonga* (Cadisch).
2. Zona Calpionellites. sobre la base de la primera aparición de *Calpionellites darderi* (Colom).

Age	Calpionellid zonation		Important bioevents	
A L B	COLONIELLA RANGE ZONE	Recta Interval Subzone	} Coloniella recta	
		Mexicana Interval Subz.		} Coloniella mexicana
A P T	PRAECOLONIELLA RANGE ZONE		} Praecoloniella trejoi	
B A R		barren interval		
H A U	TINTINNOSELLA INTERVAL ZONE		} Tintinnopsella carpathica	
V A L A N G		CALPIONELLITES RANGE ZONE		
B E R I A S I A N	CALPIONEL- LOPSIS INTERVAL ZONE	Major Interval Subzone	} Calpionellites major	
		Darderi Interval Subzone		} Calpionellites darderi
		Murgeanui Interval Subz.		
I M I D	CALPIONEL- LOPSIS INTERVAL ZONE	Oblonga Interval Subzone	} Calpionellopsis oblonga	
		Simplex Interval Subzone		} Calpionellopsis simplex
A S I A N	CALPIONELLA INTERVAL ZONE	Elliptica Interval Subz.	} Calpionella elliptica	
		Ferasini Interval Subz.		} Renaniella ferasini
		Alpina Acne Subzone	} C.coloni } boom of Calpionella alpina	

Tabla 1.9 Zonación de calpionélidos y las principales apariciones de capionélidos del Cretácico Inferior. Tomada de Reháková y Michalík, 1997.

2. Estratigrafía de la sección cerro Cabezón.

2.1 Trabajo de campo.

Las rocas calizas de la sección cerro Cabezón corresponden a la Formación Tamaulipas Inferior según el estudio de bioestratigrafía de calpionélidos que se realizó en el presente trabajo.

La obtención de muestras se llevó a cabo en la cantera del poblado de Tepehican, un afloramiento bien expuesto muy cercano a la carretera hacia Tlatlauquitepec; como referencia de la sección se tomó la base de la cantera, al igual que la cima de la sección coincide con la cima de la misma cantera.

Las muestras fueron colectadas estrato por estrato, a pesar de ser 52 estratos se obtuvo un total de 55 muestras de mano ya que por el grosor de tres de éstos se muestreó a la base y cima del mismo estrato. Las 55 muestras colectadas fueron analizadas en láminas delgadas y representadas en la columna estratigráfica que alcanza un total de 16 m.

A pesar de que la columna estratigráfica está representada de estratos con características muy similares, se pueden identificar los cambios en abundancia de contenido fosilífero, coloración, tamaños y texturas que varían de *mudstone* a *wackestone*, siendo esta última la más abundante de la sección.

2.2 Formación Pimienta

Las rocas de esta formación son importantes en México para la industria Petrolera pues se han considerado como las principales rocas generadoras de los hidrocarburos que se extraen en las cuencas de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y del Sureste del país (PEMEX, 1988).

Esta Formación se localiza en el área de Tamán en San Luis Potosí y en el río Apulco en el estado de Puebla (Cantú-Chapa, 1971). En trabajos de PEMEX se localiza al oriente de México en la parte sur de la cuenca de Burgos, al frente de la Sierra Madre Oriental, en la cuenca Tampico Misantla (Valencia y Ortega, 2011).

Se considera que la Formación Pimienta tiene un alcance del Tithoniano al Berriasiano-Valanginiano por la presencia de fósiles indicativos reportados por Cantú-Chapa (1971).

Se correlaciona con la formación La Casita del noreste de México, la cual se considera una facies equivalente de plataforma más cercana a la costa (Tabla 2.1) que evoluciona desde facies deltaicas hacia facies más profundas. Al noreste alcanza la base del Berriasiano y pasa de manera transicional a la Formación Tamaulipas Inferior. (Barboza-Gudiño *et al*, 2004).

LOCALIDAD				COAHUILA	TAMAULIPAS			
				(GOLFO DE SABINAS)	NORTE (CUENCA DE BURGOS)	SUR (MAGIZCATZIN C. VICTORIA)		
ERA	PERIODO SISTEMÁTICO	EPOCA	(SERIE)	EDAD (PISO)	FORMACION	FORMACION	FORMACION	
MESOZOICA	CRETACICO	SUPERIOR	SENON.	MAESTRICHTIANO	ESCONDIDO	MENDEZ	MENDEZ	
				CAMPANIANO	OLVIDO			
				SANTONIANO	SAN MIGUEL			
				CONIACIANO	UPSON			
				AUSTIN •				
		TURONIANO	EAGLE FORD	AGUA - NUEVA	AGUA NUEVA			
		INFERIOR	NEOCÓN.	CENOMANIANO	GRUPO WASHITA	BUDA	TAMAULIPAS SUPERIOR	
					KIAMICHI	DEL RIO		
						EG. GEORGTOWN		
				ALBIANO	AURORA (Mar Abierto)	KIAMICHI		
				APTIANO	LA PEÑA	LA PEÑA		OTATES
				BARREMIANO	LA VIRGEN •	CUPIDO		TAMAULIPAS INFERIOR
				HAUTERIVIANO	LA MULA •			TAMAULIPAS INFERIOR
		VALANGINIANO	PADILLA •		TAMAULIPAS INFERIOR			
		BERRIASIANO	BARRIL VIEJO	TARAISES	TARAISES			
		TITONIANO	MENCHACA •					
		SUPERIOR	JURASICO		LA CASITA •	LA CASITA	PIMIENTA	LA CASITA
KIMMERIDGIANO				OLVIDO	SAN ANDRES	OLVIDO		
OXFORDIANO								
CALLOVIANO	GLORIA			ZULOAGA	SANTIAGO	ZULOAGA		
BATHONIANO				MINAS VIEJAS	LA JOYA			
BAJOCIANO								
LIASICO								
TRIA.			HUIZACHAL	HUIZACHAL	HUIZACHAL	HUIZACHAL		

Tabla 2.1 Formaciones correlacionables según su localidad. Tomada de Stanley, 2009.

2.3 Formación Taraises

Unidad definida por Imlay (1937), para una sección calcárea y calcáreo-arcillosa dividida en dos miembros, el inferior consiste en una secuencia de caliza gris y en menor proporción de lutitas calcáreas y poca abundancia de fósiles, y el superior fosilífero constituido por calizas delgadas color gris claro a oscuro que por meteorización cambia a gris amarillento o crema. Su localidad tipo es el cañón de Taraises en la Sierra de Parras, Coahuila.

En la Sierra de Catorce, Barboza-Gudiño *et al*, 2004 la describe como “Calizas mudstone a wackestone con componentes biógenos como calciesferas, foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos, también observa algunos lentes y en ocasiones bandas de pedernal negro de 5 a 8 cm de espesor, además de pequeños nódulos de hierro; los macrofósiles son escasos y mal preservados, reconociéndose algunos amonites y belemnites”.

El espesor es comúnmente de entre 30 a 50 m aunque en algunos lugares se presenta un adelgazamiento que llega a desaparecer por efectos tectónicos. El límite superior de esta unidad con calizas de la Formación Tamaulipas Inferior es concordante.

2.4 Formación Tamaulipas Inferior

La Formación Tamaulipas tuvo su primera descripción con Muir (1936), que más tarde, Longoria (1975) la dividió en tres unidades: la Tamaulipas Inferior y Superior separadas por el Horizonte Otates que corresponden al Cretácico Inferior y Superior respectivamente. Por debajo de la Formación Tamaulipas Inferior se encuentra la Formación Pimienta y la sobreyace concordantemente el Horizonte Otates.

En la sección cerro Cabezón el espesor de la Formación Tamaulipas Inferior es de aproximadamente 16m y la coloración de la roca caliza se presenta en tonos grises claro y gris cremoso-amarillento.

La Formación fue originalmente definida por Muir (1936), en Tamaulipas como “calizas cristalinas con tonalidades blanco a gris claro y en ocasiones amarillenta, usualmente sin pedernal, aunque en algunas localidades pueden presentarse rastros de éste”.

Particularmente en la sierra de Catorce está constituida por calizas micríticas tipo mudstone a wackestone de color gris oscuro, con abundante microfauna de organismos planctónicos en capas gruesas con lentes y bandas de pedernal gris oscuro a negro, estilolitas paralelas a la estratificación, frecuentes nódulos de hierro y pequeños amonites de 0.5 a 2cm de diámetro (Barboza-Gudiño et al., 2004).

Se distribuye en la porción sur de la península de Tamaulipas y en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, en el norte y noreste de la cuenca de la Mesa Central. Se encuentra aflorando en el estado de Puebla, principalmente en Zacatlán, Tetela de Ocampo y Zacapoaxtla. En el subsuelo es de distribución regional en las cuencas de Burgos, de Tampico-Misantla y de Veracruz; así como en la parte noreste de la cuenca de Zongolica (PEMEX, 1988).

Para la sección cerro Cabezón el grosor de los estratos va desde 6cm hasta 80cm con un promedio de 30cm (Fotografía 2.1a); en los estratos de mayor espesor se tomó muestra de mano a la cima y a la base. En el microscopio se reconocieron texturas tipo *mudstone* a *wackestone* con abundantes calpionélidos, radiolarios, foraminíferos planctónicos, fragmentos de equinodermos, espículas y ostrácodos, algunos peloides, comunes pelecípodos, escasos pisoides y calciesferas; gasterópodos en cantidades traza así como amonites; la coloración de los estratos y la descripción general con nódulos de hierro (Fotografía 2.1b) y capas de pedernal singenético (Fotografía 2.1c) coincide con la descrita por Barboza (2004). La

diferencia con esta descripción son las escasas estructuras primarias y peloides en la sección cerro Cabezón.

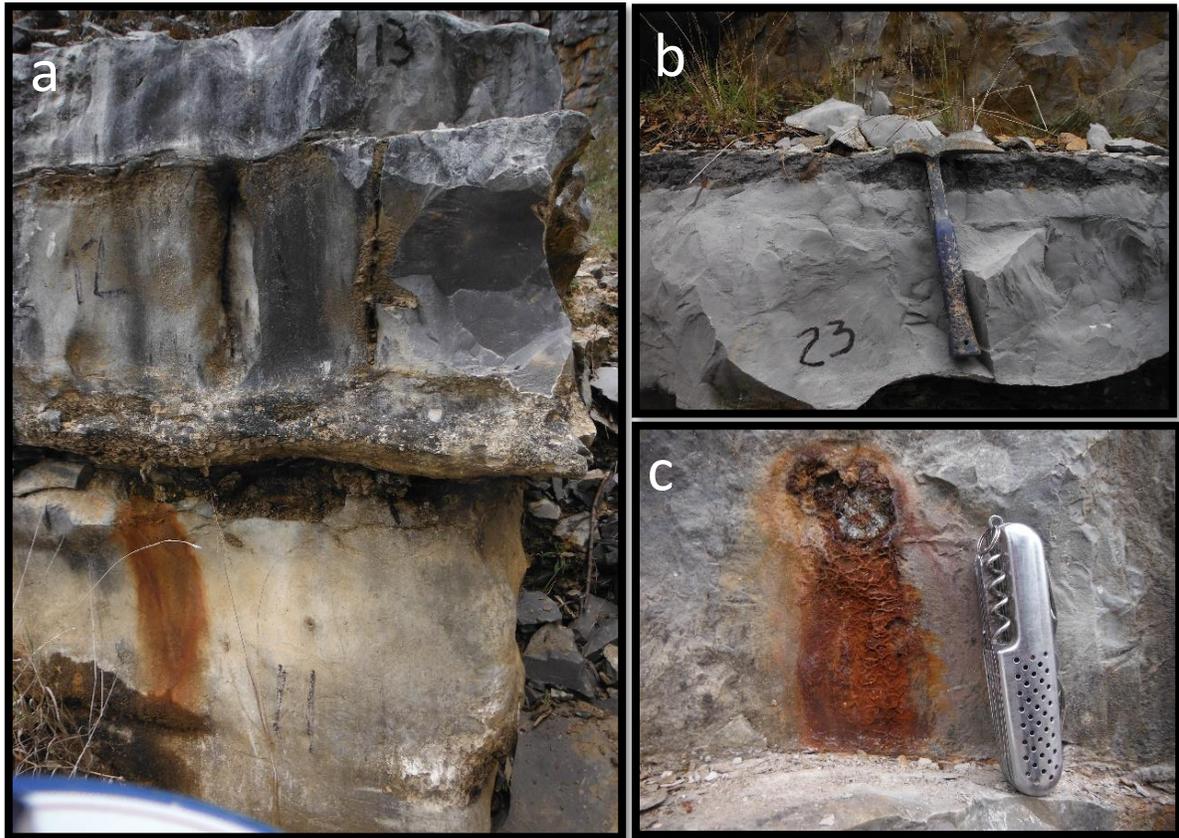
Esta unidad se distribuye ampliamente en la porción sur de la península de Tamaulipas y en la parte oriental y a través de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra aflorando principalmente en los estados de Puebla, Veracruz, Hidalgo y San Luis Potosí. Estudios del subsuelo por parte de PEMEX (1988), señalan una distribución regional en gran parte de las cuencas Tampico-Misantla, Burgos y Veracruz.

Barboza Gudiño (2004), interpreta un ambiente de depósito para la Formación Tamaulipas Inferior de ambiente pelágico de cuenca con moderada profundidad y aguas tranquilas, aunque bien oxigenadas.

La Formación Tamaulipas Inferior sobreyace transicional y concordantemente a la Formación Pimienta en el subsuelo de la planicie costera del golfo de México en la cuenca Tampico-Misantla, y de la misma manera a la Formación Taraises hacia el norte de la cuenca del centro de México (Santamaría et al., 1992).

Subyace en forma concordante al Horizonte Otates en la cuenca Tampico-Misantla y en la cuenca del centro respectivamente. La Formación Tamaulipas Inferior se correlaciona con las formaciones Cupido y Fresnillo que afloran en el borde occidental de la cuenca del centro de México.

En la Mesa Central una unidad comparable en edad y facies ha sido cartografiada por numerosos autores como "Formación Cupido" Díaz (1953) quien propone que el nombre de la Formación Tamaulipas Inferior sea restringido al noreste de México y "Formación Cupido" para secuencias similares hacia el poniente.



Fotografía 2.1 a) Se muestran espesores variables de entre 20 – 80 cm. b) Capa de pedernal singenético. c) nódulos de hierro de 3cm

2.5 Formación Cupido

Los contactos estratigráficos de la Formación Cupido son variables dependiendo de la localidad; si bien, se mencionó que la Formación Cupido se correlaciona con la Formación Tamaulipas Inferior, se mantiene en contacto con otras formaciones de maneras diferentes: concordantemente con la Formación La Peña que la suprayace y por otro lado por fallas inversas que ponen en contacto a la Caliza Zuloaga por encima de la Formación Cupido de manera discordante (PEMEX, 1988).

Inicialmente fue descrita por Imlay (1937) como Caliza Cupido quien designó como localidad tipo la parte norte del Cañón Mimbre, a unos 60 kilómetros al sureste de

Parras, Coahuila. En su descripción original, define la unidad como “calizas de color gris oscuro, formando capas con concreciones de pirita, y concreciones de pedernal gris claro”.

Estudios más detallados refieren tres tipos de facies, entre las que están: facies de plataforma, constituida por *wackestone* y *packstone* de intraclastos, pellets y miliólidos, dolomitizadas; facies de cuenca, representada por capas gruesas de *mudstone* con estilolitos, pedernal y pirita; y facies marginal, determinado por arrecifes y bancos de rudistas y corales (PEMEX, 1988).

La interpretación del ambiente de depósito de esta unidad en el Léxico Estratigráfico de México (2011), es de dos distintos tipos de ambiente; la parte inferior ha sido relacionada a ambientes poco profundos, en plataforma somera, con ciclos de carbonatos depositados en un área protegida por un borde arrecifal, a margen somero de barrera, generalmente relacionada a mares cálidos, aguas agitadas y oxigenadas; este tipo de sedimentación es representativo de un área que fue invadida por los mares y tuvo una ligera subsidencia donde se depositaron los sedimentos calcáreos. La parte superior se depositó en un ambiente de aguas profundas, representado por *wackestone* de foraminíferos y *mudstone* intercalados con sustratos endurecidos; por lo tanto, se infiere que estos ciclos están gobernados por cambios relativos del nivel del mar.

Finalmente, la presencia de pirita en esta unidad ha sido relacionada con un ambiente reductor. Barragán y Díaz-Otero (2004) realizaron un análisis de los cambios de facies característicos de una sección estratigráfica, que les permitió corroborar que el contacto entre las formaciones Cupido-La Peña representa el punto inicial del evento transgresivo que provocó la interrupción de la sedimentación de plataforma en esta área del noreste de México.

2.6 Formación Otates

La Formación Otates equivalente a la Formación La Peña inicialmente descrita por Muir en 1936 como “Horizonte Otates”, en 1956 elevó su rango a formación y restringieron el uso de este nombre para el Este de México. Por ser una unidad de pequeño espesor, permite reconocer y separar las secuencias de calizas de las formaciones Tamaulipas Inferior de la Tamaulipas Superior.

A esta Unidad Barboza Gudiño (2004) la describe como “calizas margosas en capas delgadas de 5 a 15 cm de espesor alternando con lutitas y limolitas. Las primeras son de color gris claro a intermedio, frecuentemente ocurren capas finas o láminas de lutitas de color amarillo intenso, así como bandas delgadas de pedernal negro. Las calizas son micríticas tipo *mudstone* a *wackestone* con contenido de abundantes microorganismos planctónicos. Como macrofósiles pueden ocurrir impresiones de algunos amonites, normalmente en muy malas condiciones de preservación”.

El espesor es de 30 a 40 m y sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Inferior o también llamada “formación Cupido” en zonas centro del país. El límite con la Formación Tamaulipas Superior que la sobreyace es de manera transicional, pasando gradualmente de la secuencia de capas delgadas de la Formación Otates, a una secuencia de capas medianas y algunas capas gruesas de calizas más puras, con horizontes de materiales terrígenos intercalados. (Barboza Gudiño, 2004).

El ambiente de depósito que se interpreta para esta unidad es de cuenca, con aguas tranquilas por debajo de la influencia del oleaje, condiciones parcialmente reductoras y un aporte constante de materiales terrígenos. Y de acuerdo con su posición estratigráfica, las edades reportadas para las formaciones La Peña en el

noreste de México y Otates al este, esta unidad es de edad aptiana. (Barboza-Gudiño, 2004).

3. Resultados

3.1 Litoestratigrafía de la sección

Las características litológicas observables en la sección cerro Cabezón coinciden con las descritas para la Formación Tamaulipas Inferior por Barboza Gudiño (2004), "Calizas micríticas tipo *mudstone* a *wackestone* en capas gruesas con típicos nódulos irregulares de pedernal gris claro a oscuro, estilolitas paralelas a la estratificación, frecuentes nódulos de hierro y pequeños ammonites de 0.5 a 2 cm de diámetro aunque en algunos casos se observaron algunos de más de 10 cm, aunque se observaron ammonites de mayor diámetro a lo largo de la sección cerro Cabezón, comúnmente coloreados por algún tipo de oxidación, así como algunos belemnites de menos de 3 cm de largo. En el microscopio se reconocen numerosas calciesferas, radiolarios, calpionélidos y foraminíferos planctónicos, así como frecuentes fragmentos de bivalvos u ostrácodos".

Para el presente trabajo se tomaron 55 muestras de mano y de éstas se realizaron 55 láminas delgadas que con las descripciones realizadas en campo y la observación bajo el microscopio de las láminas delgadas realizadas, se formó la columna estratigráfica de la Figura 3.1.

La mayoría de las calizas de la sección presentan textura de que va de *mudstone* a *wackestone* bioclástico fuertemente bioturbado según la clasificación de Dunham. Los macrofósiles observados en campo que van de 1 cm a 5 cm fueron gasterópodos y amonites tanto a la base como a la cima de la sección, presentando un aumento de estructuras secundarias como estilolitas a la cima de ésta.

También fueron observados nódulos de hierro de hasta 5 cm de diámetro; nódulos de pedernal gris a negro, así como capas delgadas de éste mismo paralelas a la estratificación con espesores de hasta 9 cm.

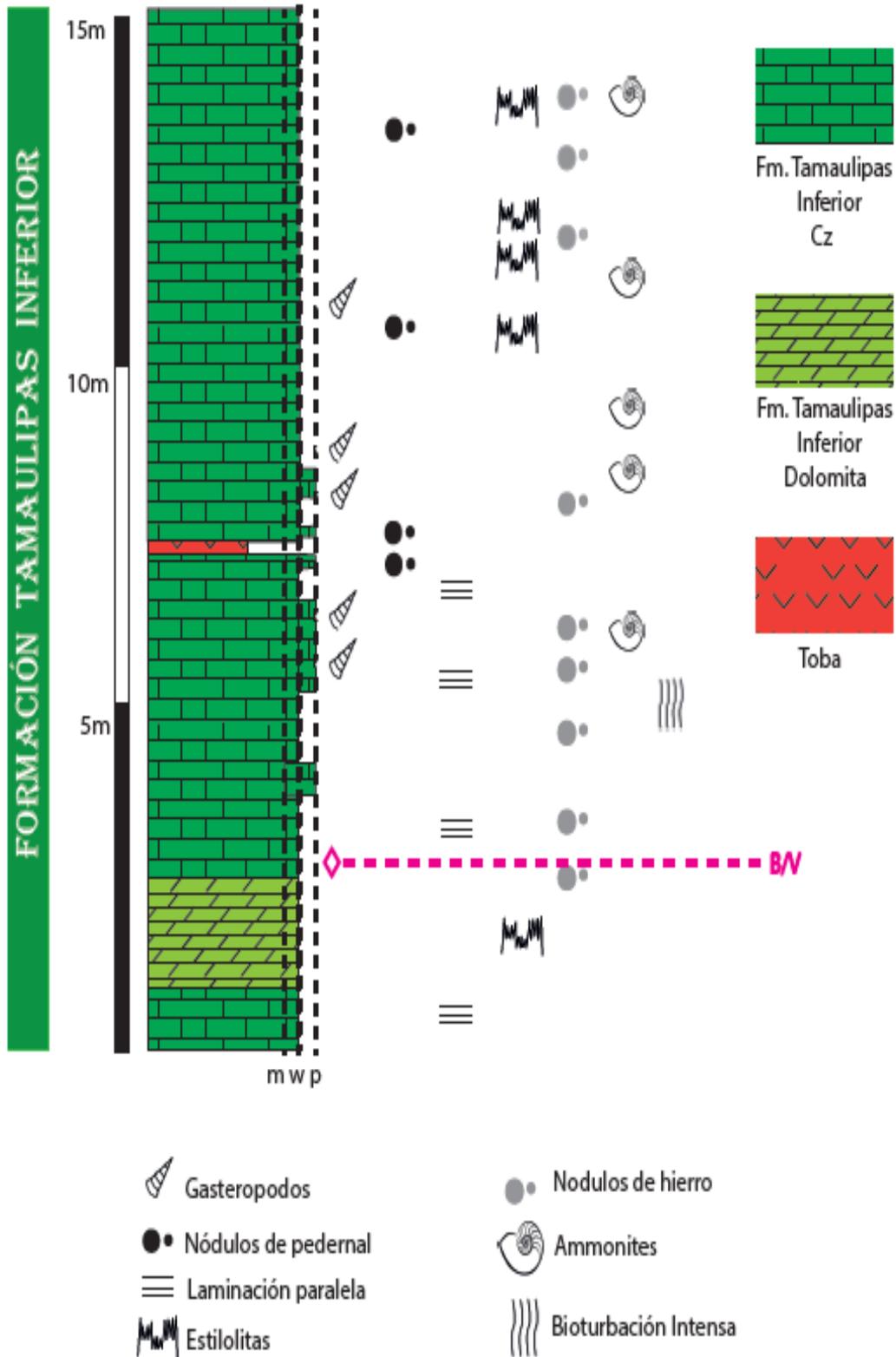


Figura 3.1 Columna estratigráfica de la sección cerro Cabezón. Elaboración propia. Síntesis de la litología y estructuras sedimentarias

3.1.1 Trabajo de laboratorio

En la sección Cerro Cabezón se obtuvieron 55 muestras de mano de 52 estratos y se realizaron 55 láminas delgadas que fueron observadas bajo el microscopio petrográfico y descritas bajo los criterios de la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry & Klovan (1971), reconociendo así las texturas de *wackestone* y *packstone* principalmente a lo largo de la sección.

Se observaron organismos principalmente de origen planctónico como calpionélidos y radiolarios, la gran mayoría de los aloquímicos observados en toda la sección presentan muy poca variación, aunque en ocasiones un aumento o disminución en abundancia se liga a la energía de depósito.

La observación de láminas delgadas bajo el microscopio con aumentos de 40X, arrojó información de bioestratigrafías de calpionélidos que son importantes para la determinación del límite Berriasiano al Valanginiano con características pertenecientes a la Formación Tamaulipas Inferior.

3.2 Microfacies

Con base en la clasificación de microfacies Estándar de Flügel (2009) se llevó a cabo la descripción de microfacies identificadas en la sección Cerro Cabezón y con ello las asociaciones de microfacies para posteriormente identificar las zonas de facies del modelo de Wilson (1975).

Las microfacies típicas de la sección estudiada están representadas por tres Unidades características (Figura 3.2) descritas a continuación, ordenadas a partir de la base a la cima de la columna estratigráfica según su aparición:

ASOCIACIÓN SMF3 Calp.

Wackestone con microfósiles planctónicos; con espesores de 2 a 4m a lo largo de la sección. Está caracterizada por la gran abundancia de calpionélidos

principalmente: radiolarios, foraminíferos, fragmentos de equinodermos y ostrácodos son aloquímicos comunes entre las facies de esta unidad. (Fotografía 3.2, A-B).

Esta asociación se observó por primera vez en la sección Cerro Cabezón conformada a partir de las muestras CC-00 a CC-10 aunque en 4 muestras (de la CC-04 a la CC-07) no se logra observar la textura original debido a la abundancia de cristales de dolomita pervasiva destructiva que dominan en las 4 muestras tomadas ya mencionadas.

A pesar de la presencia de cristales de dolomitas en 4 muestras, la asociación SMF3 Calp. fue descrita en 10 muestras seguidas ya que dicha asociación fue observada por debajo y por encima de la dolomita, la textura original que se alcanza a observar destruida por cristales de dolomita de las 4 muestras, es igual a esta asociación; a lo largo de la sección se presenta cerca de 6 veces sin dolomita y alternada con las demás asociaciones más adelante descritas.

ASOCIACIÓN SMF9.

Unidad que se presenta alternándose principalmente con la Unidad SMF3 Calp. A lo largo de la sección y va de 2 a 3 m de espesor, *wackestone* bioclástico fuertemente bioturbado con abundantes pisoides de tamaños variables que pueden ir desde 100µm hasta 2mm de diámetro, dichos pisoides son el rasgo distintivo de esta unidad. Es común entre los aloquímicos observados encontrar calpionélidos, espículas, radiolarios y foraminíferos; algunos pelecípodos traza. Ver Fotografía 3.2, C-D).

Las muestras en las que se observan las apariciones de esta segunda asociación empiezan en la CC-11 como *wackestone – packstone* bioturbado, se vuelve a observar a partir de la muestra CC-14 y de manera alternada como se mencionó anteriormente en las muestras CC-28, CC-34, CC-37, CC-45, CC-50 siendo así un total de 7 veces que se observa esta segunda asociación a lo largo de la columna.

La cantidad de aloquímicos esqueléticos disminuye a la cima de la sección,

esto es a partir de la muestra CC-28 en adelante por lo que queda como *wackestone* bioturbado en la mayoría de las muestras por su textura únicamente lodosoportada. La cantidad de aloquímicos no esqueléticos presentes en todas las apariciones observadas de esta asociación no presenta cambios ni en cantidad ni en tamaño lo que hace pensar que la bioturbación no se vió afectada por la disminución de aloquímicos esqueléticos.

ASOCIACIÓN SMF3 Rad.

Wackestone - packstone de Radiolarios con 1m de espesor; se caracteriza por el notorio aumento en abundancia y tamaño de radiolarios. La Unidad observada está conformada por 4 estratos correspondientes a las muestras CC-24, CC-25, CC-26 y CC-27; esta asociación a diferencia de las dos anteriores fue observada una sola vez a lo largo de toda la sección y por encima de la Toba (muestra CC-23T).

Los aloquímicos que se alcanzan a reconocer además de radiolarios son comunes calpionélidos, fragmentos de equinodermo, espículas, ostrácodos y pelecípodos traza. (Fotografía 3.2, E). También se observó aumento en abundancia de minerales opacos y calciesferas traza en un par de muestras que corresponden al 50% de las muestras que integran la asociación SMF3 Rad.

Las unidades SMF3 Calp. y SMF9 se intercalan a lo largo de la sección siendo las que sobresalen. Además de la Unidad SMF3 Rad. y las dos anteriores, se definió una unidad de cerca de 2m de espesor casi a la base de la sección estudiada que está representada por cristales de dolomita pervasiva destructiva que no permite observar la textura original. (Fotografía 3.2, F)

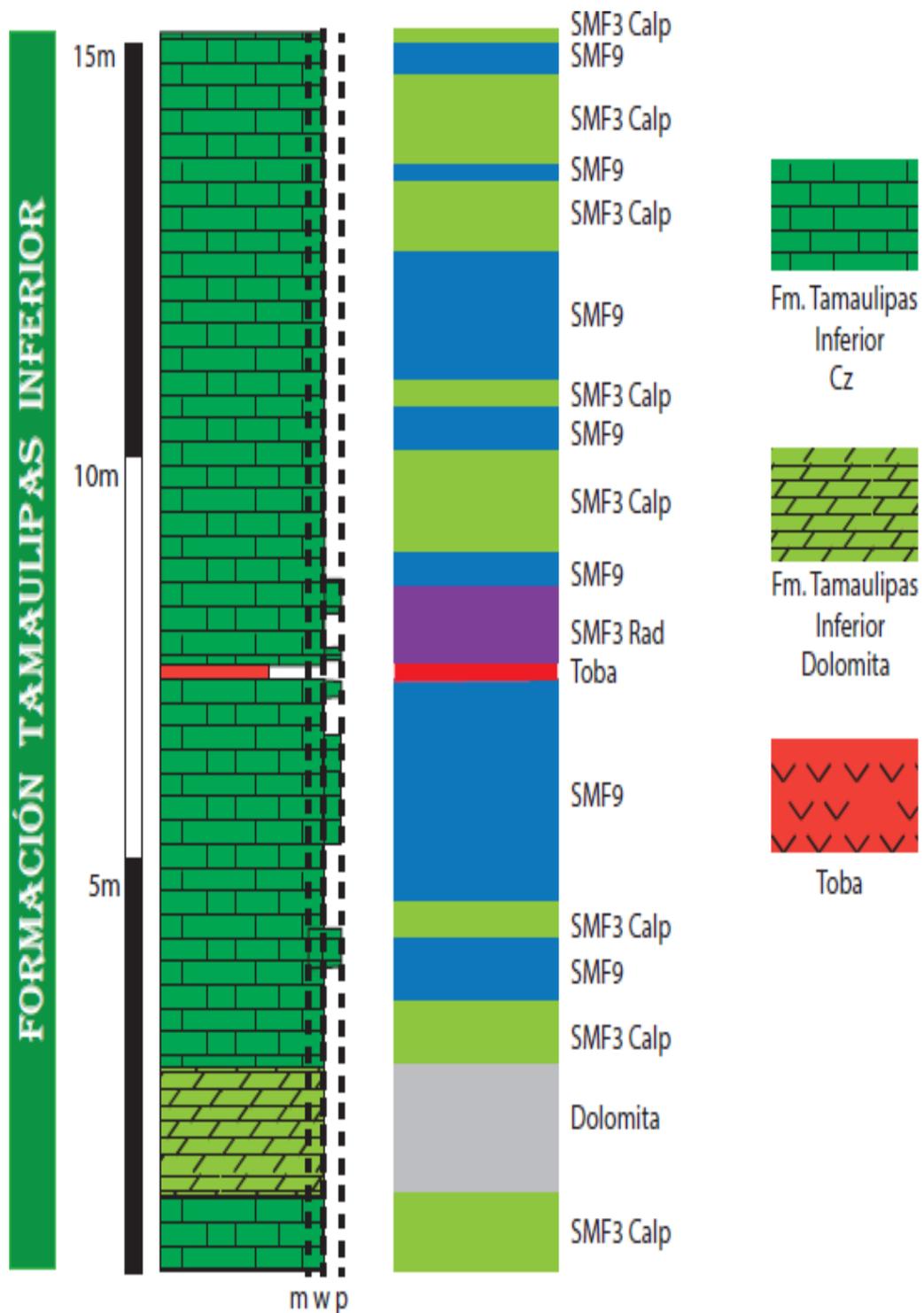
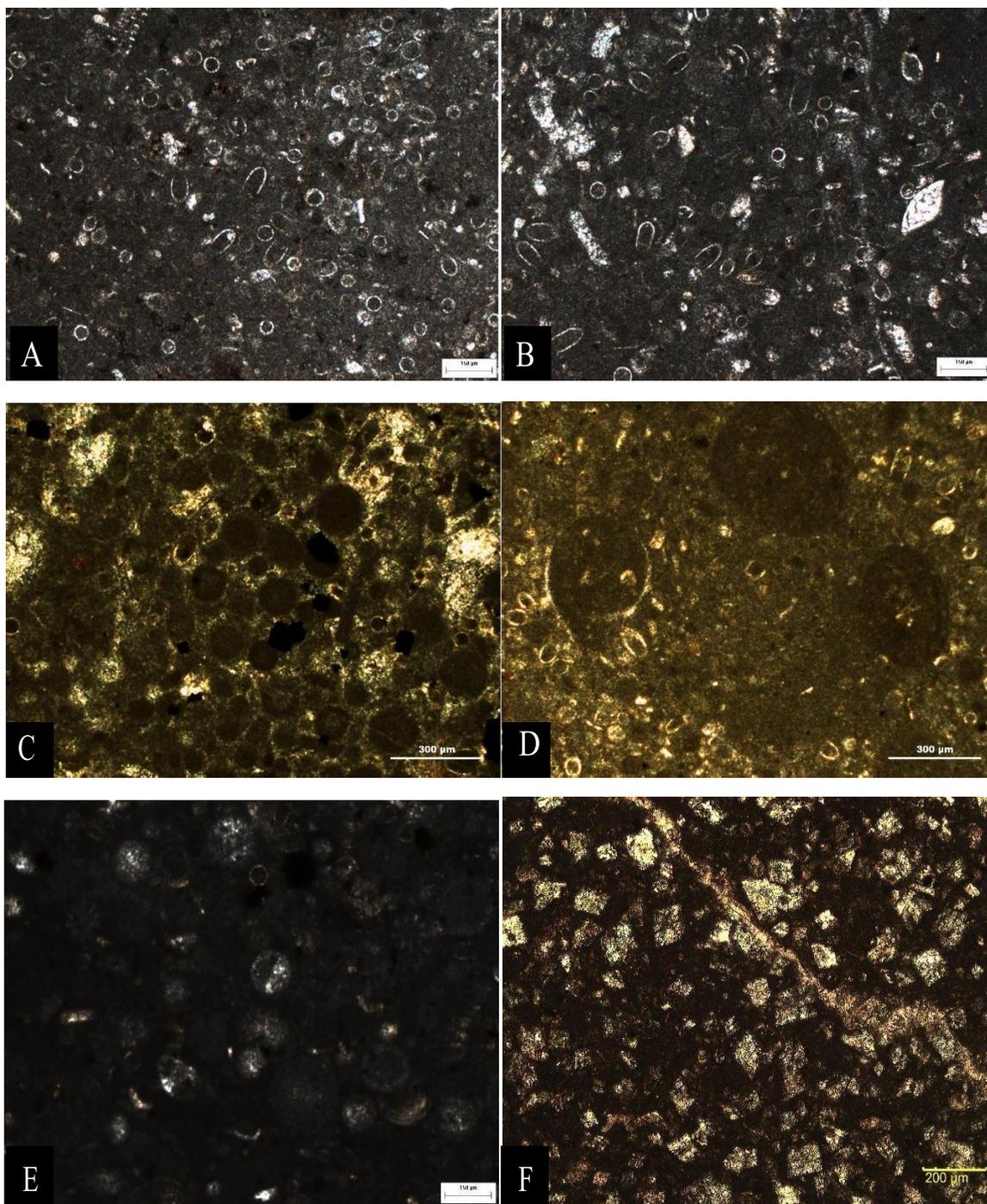


Figura 3.2 Se presenta la sección Cerro Cabezón con las diferentes asociaciones de Microfacies identificadas.



Fotografía 3.1. Microfacies Estándar de la Sección Cerro Cabezón. A-B: Unidad SMF3 Calp. *wackestone* de calpionélidos; muestra CC-13; escala=150 μm . C-D: Unidad SMF9 *wackestone* bioclástico fuertemente bioturbado; muestras CC-20 y CC-29; escala=300 μm . E: Unidad SMF3 Rad. *wackestone* de radiolarios; muestra CC-25; escala=150 μm . F: Cristales de Dolomita; muestra CC-05B; escala=200 μm .

3.3 Zonas de Facies Estándar de Wilson

Las zonas de facies estándar (FZ) describen facies idealizadas a lo largo de un transecto de cuenca a costa y que comprende tipos de Microfacies Estándar (SMF) como criterios adicionales para reconocer los cinturones de facies principales de las cuencas marinas abiertas a lo largo de una pendiente, un borde marginal de una plataforma pronunciada que puede estar caracterizada por arrecifes y / o una zona con bancos de arena.

El análisis de microfacies del presente trabajo se llevó a cabo dentro de un contexto de reconstrucción del ambiente de depósito de dichas facies para su ubicación en los cinturones de facies del modelo de Wilson (1975) donde se depositaron los sedimentos de la sección Cerro Cabezón representadas en la Figura 3.3 (columna con modelo de Wilson) más adelante.

Asociación SMF3 Calp, corresponde a FZ-1 Cuenca de Aguas Profundas. Textura mixta de *wackestone-packstone* con abundantes microfósiles pelágicos, principalmente Calpionélidos. Las facies de depósito son consideradas profundas por la falta de bioturbación y que no presenta laminación.

Asociación SMF9, corresponde a FZ-2 Plataforma Externa. Textura principalmente lodosoportada: *Wackestone* bioturbado con abundantes aloquímicos no esqueletales principalmente pisoides. Las facies de depósito son consideradas más someras que la asociación anterior principalmente por la intensa bioturbación.

Asociación SMF3 Rad, corresponde a FZ-1 Cuenca de Aguas profundas. Estratos caracterizados por una gran abundancia de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Las facies de depósito de esta asociación son consideradas más profundas que la asociación anterior SMF9 por la disminución de bioturbación.

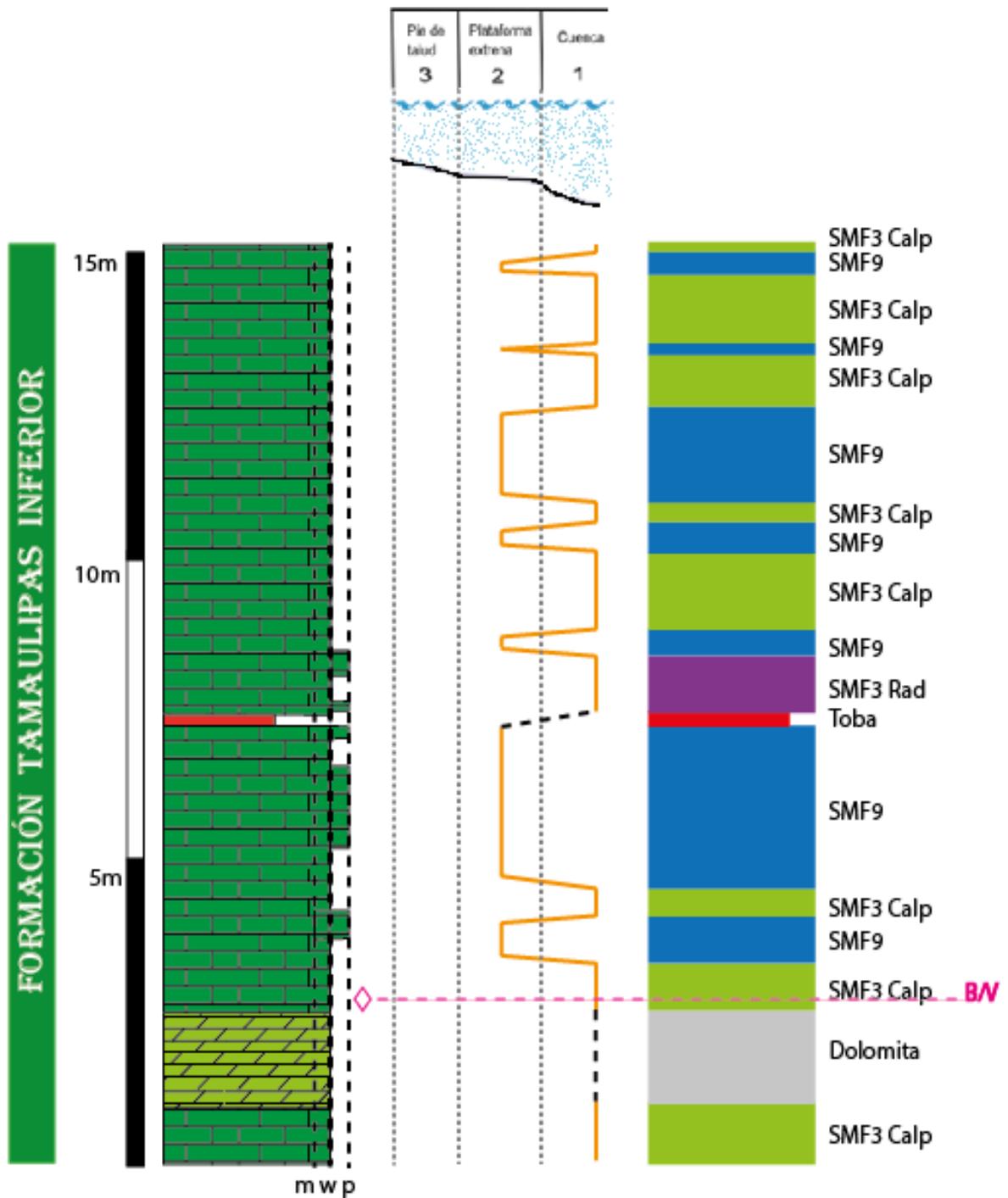


Figura 3.3 Columna Bioestratigráfica de la Sección cerro Cabezón con las diferentes asociaciones de Microfacies y cinturones del modelo de Wilson (1975).

3.4 Bioestratigrafía de calpionélidos

La transición del Berriasiano-Valanginiano se realizó con información de bioestratigrafía de calpionélidos por su aplicación sobre rangos de tiempo restringido. Así pues, el límite Berriasiano-Valanginiano fue ubicado por la sucesión de especies de calpionélidos que fueron observadas a lo largo de la sección.

La abundancia de calpionélidos en la mayoría de las láminas delgadas observadas de la sección estudiada facilitó que la división bioestratigráfica se realizara de manera contundente pues se logra no perder de vista donde comienzan y terminan las diferentes especies que precisan las biozonas.

La división bioestratigráfica de la sección sigue la biozonación estándar introducida por Alleman et al. (1971) y posteriormente aceptada por diferentes autores (Reháková & Michalík, 1997; Remane, 1985) para definir edades a partir de especies de calpionélidos específicas. (Figura 3.4, columna con especies de Calpionélidos).

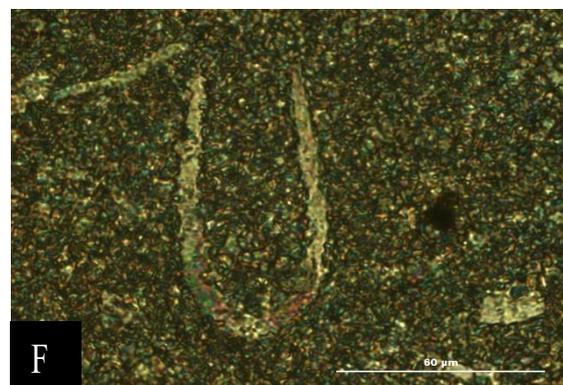
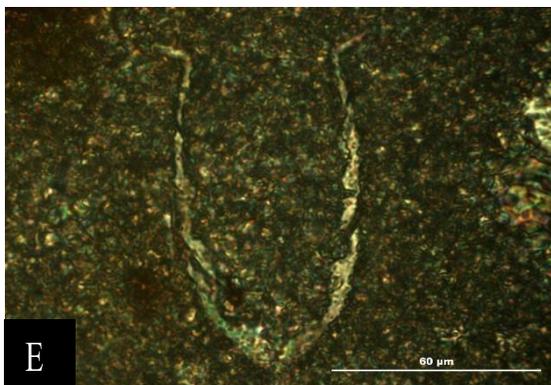
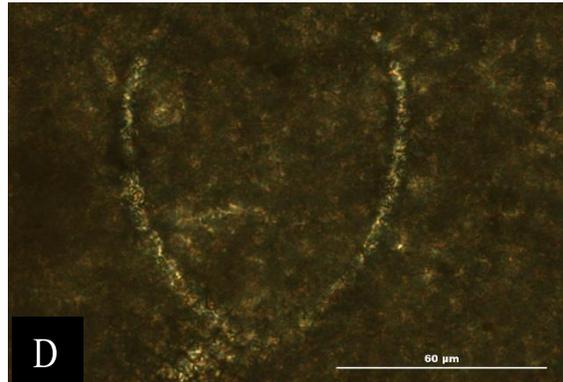
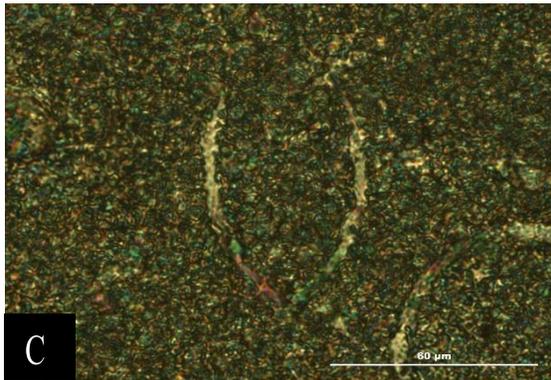
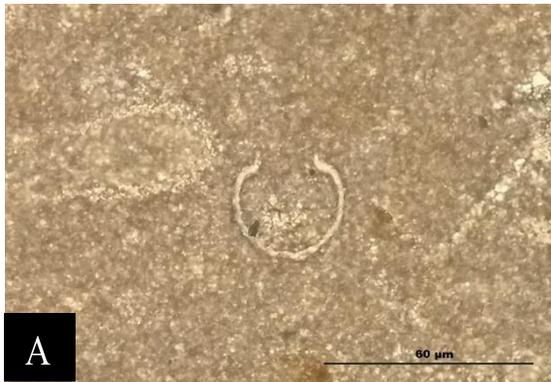
3.4.1 *Calpionellopsis*. Subzona *oblonga*. Muestras CC-00 a CC-08.

La subzona oblonga es definida por la primera ocurrencia de la especie *Calpionellopsis oblonga* (Cadish) (Remane et al., 1985); en la sección se definió por la presencia de *Calpionellopsis simplex* (Colom) y *Calpionellopsis oblonga* (Cadish), así como por la ausencia de las especies índices de la zona *Calpionellites*. Este intervalo se caracteriza por *Calpionella alpina* (Lorenz) Fotografía 3.2 A, *Tintinopsella longa* (Colom) Fotografía 3.2 B, *Remaniella* sp. Fotografía 3.2 C.

3.4.2 *Calpionellites*. Subzona *darderi*. Muestras CC-08 a CC-52.

La zona de *Calpionellites* es definida por la primera ocurrencia del género *Calpionellites* que incluye dos subzonas: *darderi* y *major* definidas por la primera ocurrencia de las especies *Calpionellites darderi* (Colom) y *Calpionellites major* (Colom). En la sección Cerro Cabezón solo fue observada

la subzona *Calpionellites darderi* que abarca la mayor parte de la sección estudiada desde la muestra CC-08 correspondiente al estrato 8 y hasta la muestra CC-52 que corresponde a la cima de la sección. Este intervalo está caracterizado por las especies *Calpionellites darderi* (Colom) Fotografía 3.2 D, *Tintinopsella carphatica* (Murgeanu & Filipescu) Fotografía 3.2 E, *Calpionellopsis oblonga* (Cadish) Fotografía 3.2 F.



Fotografía 3.2 **Zona Calpionellopsis**. Calpionélidos de la Subzona oblonga. A: *Calpionella alpina* (Lorenz). Muestra CC-09. B: *Tintinopsella longa* (Colom). Muestra CC-27. C: *Remaniella* sp. Muestra CC-51. Escala=60µm. **Zona Calpionellites**. Calpionélidos de la subzona darderi. D: *Calpionellites darderi* (Colom). Muestra CC-30. E: *Tintinopsella carphatica* (Murgeanu & Filipescu) Muestra CC-06. F: *Calpionellopsis oblonga* (Cadish). Muestra CC-52. Escala=60µm.

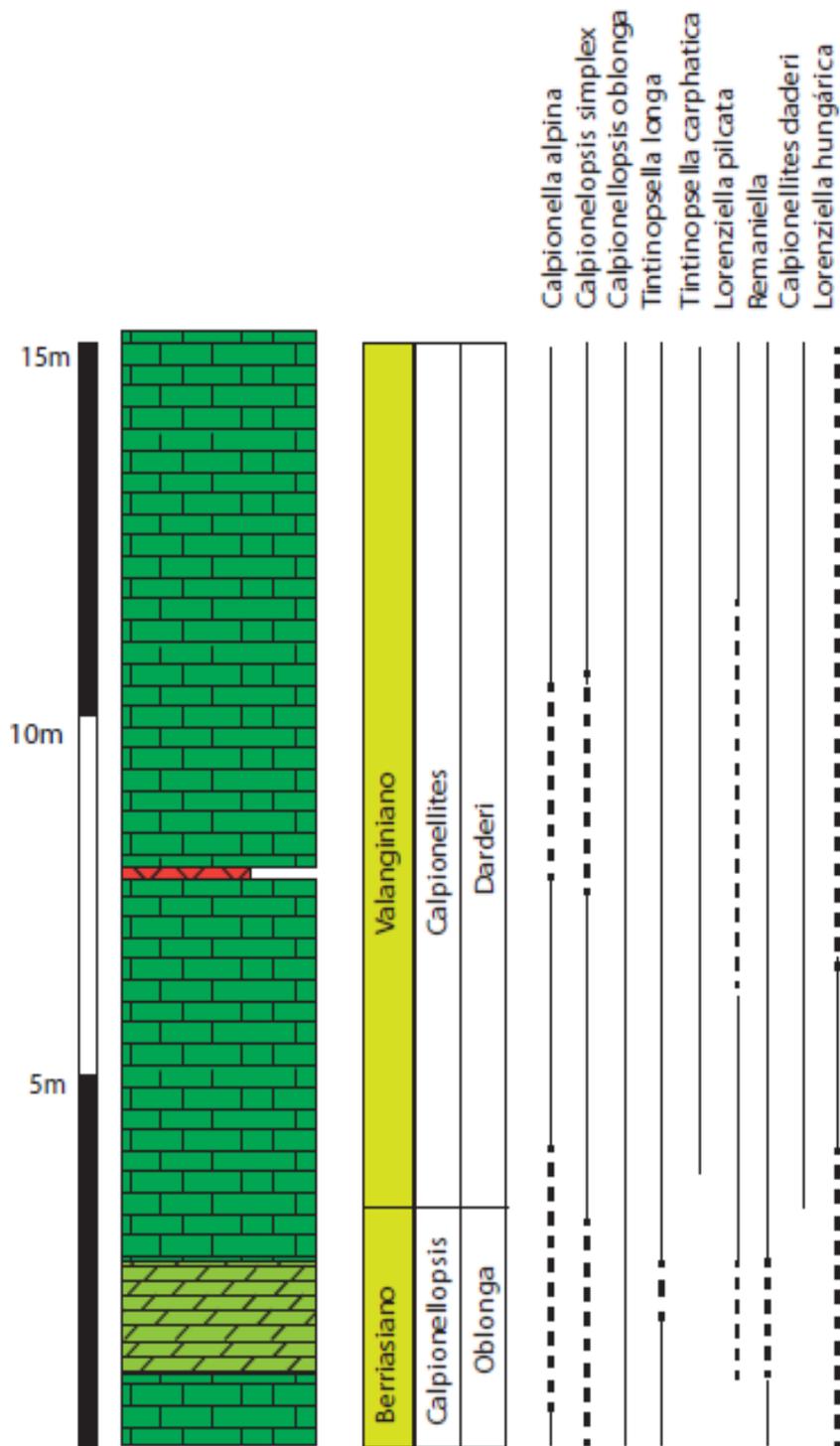


Figura 3.4 Columna estratigráfica de la Sección Cerro Cabezón con división de subzonas bioestratigráficas a partir de la primera ocurrencia de *Calpionellites darderi*. Es definido el límite Berriasiano-Valanginiano con las biozonas *Calpionellopsis* y *Calpionellites*; en línea recta se representa a las especies observadas, en línea punteada son lapsos donde no fueron observadas claramente.

Agradecimientos

Se agradece al Dr. Rafael Antonio López Martínez por la guía y asesoramiento en el tema, los comentarios del Dr. Ricardo Barragán Manzo y del Dr. Fernando Núñez Useche del Instituto de Geología así como los consejos del Mtro. Miguel I. Vera Ocampo de la Facultad de Ingeniería, que permitieron la mejora del trabajo. El apoyo para la realización del trabajo fue a través del proyecto PAPIIT IN 113020.

Referencias bibliográficas

Barboza-Gudiño, J. R. (2004). Aportaciones para la interpretación Estratigráfica y Estructural de la Porción Noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol. 21, 003(1026-8774), 299–319.

Benavente, D. 2019. Atlas digital de Petrografía Sedimentaria. Universidad de Alicante. Disponible en: <https://web.ua.es/es/e-pesedua/autores.html> consultada el 11 de enero de 2020.

Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 8(7-8) 389-488.

Cantú-Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3(2), 17-40.

Hallam, A., 1984, Pre-Quaternary sea-level changes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 12 (1), 205-243.

Kendall, C. 2013. SEPM STRATA Encyclopedia, Society for Sedimentary Geology. Disponible en <http://sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=89&4> consultada el 23 de mayo de 2019.

Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonates rocks, Analysis, Interpretation and*

Application, Berlin, Springer-Verlag, 976 p

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.

Eguiluz, S., 2011, Secuencias estratigráficas el 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*, 63, 285-311

Eguiluz, S., Aranda, M., Marrett, R. 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 8, 1-26.

Embry, A. Klován, J. 1971, A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologist*, 19, 730-781.

Haq, B.H., Handerbol, J., Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.

Hernández-Madriral, Víctor M., Garduño-Monroy, Víctor H., Alcantara-Ayala, Irasema, 2007, Estudio geológico para entender los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla, Puebla, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59, 147-162.

Imlay, R.W., 1937, Geology the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, *The Geological Society of America Bulletin*, 47(5), 587-630.

Imlay, R.W., 1942. Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance. *The Geological Society of America Bulletin*, 53: 1417-1477.

Jenkyns, H., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: *J. geol. Soc. London*, 137, 171-188.

Longoria, J. 1977, Bioestratigrafía del Cretácico, Inferior basada en microfósiles

planctónicos, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 2-17.

López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D. (2013). The Jurassic/Cretaceous boundary in the Apulco area by means of calpionellids and calcareous dinoflagellates: An alternative to the classical Mazatepec section in eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 142–151.

López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M, Eguiluz, S., (2015). Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Pimienta Formation (Tamazunchale, San Luis Potosí, central-eastern Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 75-86.

Molina, E. 2004. Cap. 1 Micropaleontología. Concepto, historia y estado actual. En *Micropaleontología* (pp. 13-71). Zaragoza: Prensas Universitarias de Zaragoza.

Muir, J. M, 1936, *Geology of the Tampico region, México*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280p.

Niñez-Useche, F. et al. 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 (3), 491-505.

Ortega-Flores, B. 2011, *Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano*, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 106 p.

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*, 1405-3322.

Ramírez-Fernández, J. A., Jenchen, U., 2016 *Cinturones orogénicos sepultados*

bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico (en línea): Nuevo León, Ciencia UANL, Revista de divulgación científica y tecnología de la Universidad Autónoma de Nuevo León, disponible en <http://cienciauanl.uanl.mx/?p=6018> consultado el 21 de noviembre de 2018.

Reháková, D., Michalík, J., 1996, Evolution and distribution of calpionellids-the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton: *Cretaceous Research*, 18,493-504.

Remane, J., 1985, Calpionellids; en Bolli, H. M., Sanders, J.B., Perch-Nielsen, K. eds., *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, 555-572p.

Remane, J., 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geológica Hungarica* 29, 15-26

Salvador, A., 1991, Introduction. In the Gulf of Mexico Basin, en Salvador, A. ed. *The Geology of North America*: Geological Society of America, Boulder, 1-12.

Scholle, P.A., Ulmer Scholle, D. S., 2003, A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains texture, porosity, diagenesis: Oklahoma, U.S.A. American Association of Petroleum Geologists, 459 p.

Shlumberger, 2010, Well Evaluation Conference: WEC, México, Capítulo 1.

Stanley S.M., 2009, *Earth System History*, U.S.A. Universidad of Hawaii, 580p.

Valencia-Moreno, Martín, y Ortega-Rivera, Amabel, 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), en Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, 201–226.

Wagreich, Michael., 2012. "OAE 3"-regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian-Santonian, *Clim. Past* 8, 1447-1455.

Wilson, J., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York Springer-Verlag, 471p.