



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

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

**Microfacies y paleoambientes de la Formación Orizaba del Cretácico (Albiano-
Cenomaniano) de Puebla, México.**

TESIS

Que para optar por el grado de
Maestro en ciencias de la tierra

PRESENTA

ISMAEL LUNA OSORNO

ASESOR:

Dr. Ricardo Barragán Manzo

Instituto Geología, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales-Facultad de ingeniería, UNAM

Dr. Rafael Antonio López Martínez-Instituto de Geología, UNAM

Dr. Miguel Ángel Torres Martínez-Instituto de Geología, UNAM

Dr. Rubén Alfonso López Doncel-Instituto de Geología, UASLP

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., MAYO, 2021



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.

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Ismael Luna Osorno', written in a cursive style.

Ismael Luna Osorno.

*A mis padres por su apoyo,
comprensión y sobre todo por su cariño infinito.*

*A mis hermanos por la fuerza
que necesité para seguir y terminar este viaje y por su ilimitado amor.*

Y a ti, a donde quiera que estés.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología por formarme y otorgarme una de las oportunidades más grandes de mi vida y permitirme realizarme como profesionista.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca para mis estudios. Esta investigación de tesis fue posible gracias al financiamiento otorgado por parte de la DGAPA-UNAM a través de los proyectos PAPIIT IN108516 e IN108919.

Quiero agradecer especialmente a mi Tutor y maestro el Dr. Ricardo Barragán Manzo, por sus consejos, enseñanzas y su paciencia en la elaboración de este trabajo. Por no rendirse conmigo, gracias.

A mi comité tutorial, Dra. Claudia mil gracias por sus enseñanzas y su gran paciencia. Dr. Miguel Ángel Torres gracias por transmitirme esos conocimientos, por su aporte en este trabajo y por su amistad. Al Dr. Rafael López gracias por todo ese apoyo y la infinita paciencia durante las salidas a campo y gracias por enseñarme tanto. Al Dr. Rubén López Doncel por sus acertadas observaciones que fueron vitales para culminar este trabajo.

Gracias hasta el cielo Tía Alejandra, seguí su consejo, lo logré. Gracias a mi amigo Cesar por extenderme una mano sin pensar cuando más lo necesitaba. Gracias a la Profa Mildred y Rodrigo por su amistad y sus buenos consejos, jamás olvidare esas jornadas de campo extremas. Gracias a mi compadre Rogelio por siempre tener una sonrisa y una buena canción de Palomas para cantar.

Gracias a Jaime técnico del taller de laminación por enseñarme a laminar y poder confeccionar cada una de las muestras de este trabajo, también a Orlando por todos esos días que soportó vernos sufrir en el taller y por su amistad. A mi gran compañera Analí por no dejarme caer y por apoyarme sin medida en este proyecto.

A mi hermano Carlos Luis, hermano no lo hubiese hecho sin ti, te admiro y te respeto. A mi amiga Natalie, gracias por soportarme en mis malos ratos y por esa gran confianza, gracias por siempre.

A mis Padres hermosos este logro es también de ustedes, gracias por todo.

Y a ti, graciaS por tanto y por todo, gracias por tu tiempo y por ese apoyo que me diste hasta el final, gracias a donde quiera que estés, este logro también es parte tuyo.

Ismael Luna Osorno

ÍNDICE

ÍNDICE.....	ii
RESUMEN	iv
ABSTRACT	vi
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO	3
2.1 Ubicación del área de estudio.....	3
2.1 Marco geológico regional.....	4
2.2 Paleogeografía.....	4
CAPÍTULO III. MARCO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL	13
3.1 Estratigrafía.....	13
3.2 Formación Xonamanca (BERRIASIANO-HAUTERIVIANO)	14
3.3 Formación Orizaba (ALBIANO-CENOMANIANO).....	15
3.4 Formación Guzmantla (TURONIANO-CONIACIANO)	16
CAPÍTULO IV. MÉTODOS	18
4.1 Revisión Bibliográfica.....	18
4.2 Trabajo de Campo.....	18
4.3 Trabajo de Laboratorio.....	19
4.4 Modelo de facies depositacional, Microfacies Estándar (SMF), Modelo de facies (FZ) Y Reconstrucción paleoambiental.....	20
CAPÍTULO V. RESULTADOS	22
5.1 Litoestratigrafía de la sección estudiada.....	22
5.2 Sección Orizaba-Cobatzalco.....	23
5.3 Formación Orizaba.....	23
5.4 Asociación de Microfacies.....	29
5.5 Asociación de Microfacies AMOC-01.....	31
5.6 Asociación de Microfacies AMOC 02.....	35

5.7 Asociación de Microfacies AMOC 03.	35
5.8 Asociación de Microfacies AMOC 04.	40
5.9 Asociación de Microfacies AMOC 05.	43
CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL.....	47
6.1 Generalidades.....	47
6.2 Significado Ambiental de las Asociaciones de Microfacies.	47
6.2.1 Asociación de Microfacies AMOC-01. (SMF 04 <i>sensu</i> Flügel, 2010).....	47
6.2.2 Asociación de Microfacies AMOC-02. (SMF 02 <i>sensu</i> Flügel, 2010).....	48
6.2.3 Asociación de Microfacies AMOC-03.....	49
6.2.4 Asociación de Microfacies AMOC-04. (SMF 01 <i>sensu</i> Flügel, 2010).....	50
6.2.5 Asociación de Microfacies AMOC-05.....	50
6.3 Discusión de los datos y Evolución paleoambiental.	55
6.4 Variaciones en el nivel relativo del mar.	59
CONCLUSIÓN	61
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
ANEXO 1. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	68

RESUMEN

La gran complejidad geológico-estructural de la sierra de Zongolica y la variedad de facies que presenta la Formación Orizaba, hacen que los estudios sedimentológicos y estratigráficos sean aún más difíciles de desarrollar en esta región. La Formación Orizaba forma parte del elemento paleogeográfico de la Plataforma de Córdoba y registra una edad de Cretácico (Albiano-Cenomaniano). Para esta investigación, se realizó el estudio de una sección estratigráfica en la localidad de Cobatzalco, Zoquitlán, Puebla, que amplía el conocimiento actual de dicha formación.

Un análisis de microfacies realizado a detalle a la sección estratigráfica “Orizaba-Cobatzalco” conformada por rocas de la Formación Orizaba, permitió el agrupamiento de sus asociaciones de microfacies y sus respectivas interpretaciones paleoambientales. Se reconocieron 5 asociaciones de facies que permiten observar un transecto desde el margen de la plataforma hasta los inicios de la cuenca profunda. La primera asociación (AMOC-01) es indicativa de un ambiente de talud regido por flujos de detritos traídos por posibles canales que conectaban aguas someras con aguas más profundas. La segunda asociación (AMOC-02) corresponde a un ambiente de pie de talud y se intercala con la asociación AMOC-05, lo cual indica depósitos de tormenta. La intercalación entre estas dos facies es evidencia del inicio de la sobreposición de facies más profundas sobre facies someras de la AMOC-01. La asociación AMOC-03 pertenece a una sucesión de estratos dolomitizados que aparece en diferentes niveles de la columna de estudio y la asociación de microfacies AMOC-04 es propia de un ambiente de depósito de aguas profundas.

Las asociaciones de microfacies permitieron observar los inicios del ahogamiento de la plataforma de Orizaba, evento que generó una retrogradación de las facies de dicho elemento paleogeográfico. Uno de los principales indicadores de lo anterior, son los canales que se forman al inicio de dicho evento, los cuales someten a erosión a las partes internas de la plataforma y descargan en el talud, aunado a eventos repentinos de alta energía que generaron los depósitos de tormenta registrados en el pie de talud.

Con base en los resultados obtenidos de las asociaciones antes mencionadas, se realizó una curva de variaciones del nivel del mar donde se observa una tendencia de forma gradual a la profundización en pequeños pulsos. Dicha curva permite asociar esta profundización a

eventos de ascenso del nivel del mar que ocurrieron durante el Albiano-Cenomaniano a nivel global.

ABSTRACT

The geological-structural complexity of the Sierra de Zongolica and the variety of facies of the Orizaba Formation, implies complicated sedimentological and stratigraphic studies in this region. The Orizaba Formation is part of the paleogeographic element of the Córdoba Platform and it has been considered Cretaceous in age (Albian-Cenomanian). This study focuses on a stratigraphic section in the locality of Cobatzalco, Zoquitlán, Puebla, and sheds new lights to the understanding of the Orizaba Formation.

A detailed analysis of microfacies of the stratigraphic section "Orizaba-Cobatzalco" that records facies of the Orizaba Formation, allowed the recognition of microfacies associations and their respective paleoenvironmental interpretations. Five facies associations were recognized indicating a transect from the margin of the platform up to the beginning of the deep basin. The first association (AMOC-01) is attributable to a slope environment dominated by debris flows carried by possible channels that connected shallow waters with deeper waters. The second association (AMOC-02) is indicative of a Toe-of-slope environment and is interbedded with the association AMOC-05 indicating storm deposits. The intercalation between these two facies is the evidence of the beginning of the superposition of deeper facies on shallow facies of the AMOC-01. The AMOC-03 association belongs to a succession of dolomitized strata that appears at different levels of the section and the AMOC-04 microfacies association is typical of a deep-water deposit environment.

The microfacies associations display the beginning of the drowning of the Orizaba platform. This event generated a retrogradation of the facies of this paleogeographic element. One of the main indicators of the aforementioned are the channels formed at the beginning of this event. Channels eroded the internal parts of the platform and discharge into the slope. Furthermore, sudden high-energy events triggered storm deposits of the Toe-of-Slope.

A curve of sea level variations was performed on the basis of the results obtained from the microfacies associations. This curve allows this deepening to be associated with sea level rise events that occurred during the Albian-Cenomanian globally.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

El sureste de México se caracteriza por una gran complejidad geológico-estructural, lo cual hace que los estudios sedimentológicos se vuelvan más complicados. Debido a esta complejidad, diferentes autores han dividido al sureste mexicano en terrenos tectonoestratigráficos, lo que ha permitido poder entender de manera más concreta la evolución de esta región.

La sección motivo de este estudio pertenece a la Plataforma de Córdoba y forma parte del Terreno Zapoteco aflorante en el sureste de México. De acuerdo con Ortuño-Arzate et al. (2003), las sucesiones del Cretácico (Albiano-Cenomaniano) en la plataforma de Córdoba están representadas por facies carbonatadas de la Formación Orizaba, localizadas en la parte occidental y central de dicho elemento paleogeográfico (Figura 1).

La Formación Orizaba ha sido ampliamente estudiada en las regiones petroleras del sureste de México, sin embargo, su caracterización resulta en una tarea compleja debido a su gran variedad de facies. Por lo anterior, en este trabajo se estudió una sección geológica de dicha formación, con el fin de interpretar su origen en la cuenca de Zongolica. Se realizó un análisis detallado de sus microfacies, para interpretar el paleo ambiente y cómo evolucionó.

En este trabajo se describen las asociaciones de microfacies obtenidas a partir de la descripción de secciones delgadas tomadas de un corte llamado de manera informal “Sección Orizaba-Cobatzalco”.

En los capítulos que conforman este estudio se explican los antecedentes, técnicas y fundamentos teóricos en los que se encuentra sustentado, incluyendo los resultados con su respectiva interpretación sedimentológica y paleoambiental.

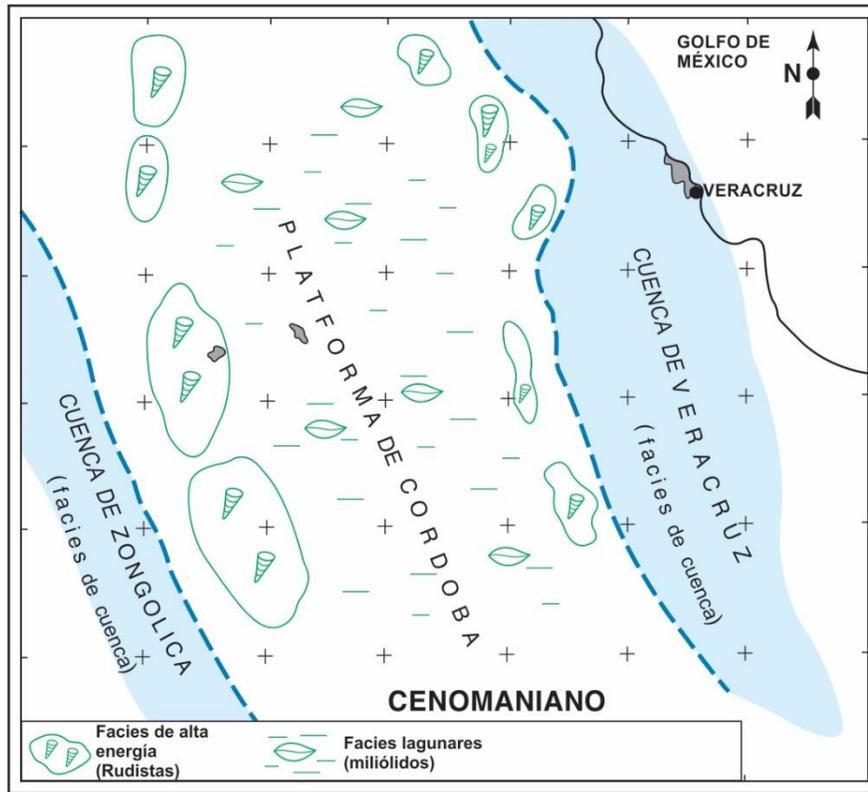


Figura 1. Ubicación y distribución paleogeográfica de la Plataforma de Córdoba para el Cenomaniano. Modificado de Ortuño-Arzate et al. (2003).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general.

Definir el ambiente de depósito de la Formación Orizaba aflorante en las inmediaciones de Zoquitlán, Puebla, por medio de un análisis detallado de microfacies.

1.2.2 Objetivos específicos.

- Inferir la evolución paleobatimétrica del ambiente de depósito de la Formación Orizaba en el ámbito local.
- Ampliar el conocimiento actual de la Formación Orizaba con los estudios sedimentológicos detallados en rocas aflorantes en las inmediaciones de la localidad de Cobatzalco.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO

2.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza en la región geográfica del sureste de México, al sureste del estado de Puebla. El estado de Puebla colinda al norte con los estados de Hidalgo y Veracruz, al oeste con Tlaxcala, Ciudad de México y Morelos, y al sur con los estados de Guerrero y Oaxaca.

La sección estudiada se ubica en las inmediaciones de la localidad de Cobatzalco, en el municipio de Zoquitlán, Puebla. Se visitaron diversos sitios y se eligió un afloramiento continuo y representativo de la Formación Orizaba, en donde se midió y muestreó la sección estratigráfica motivo de este estudio (Figura 2).

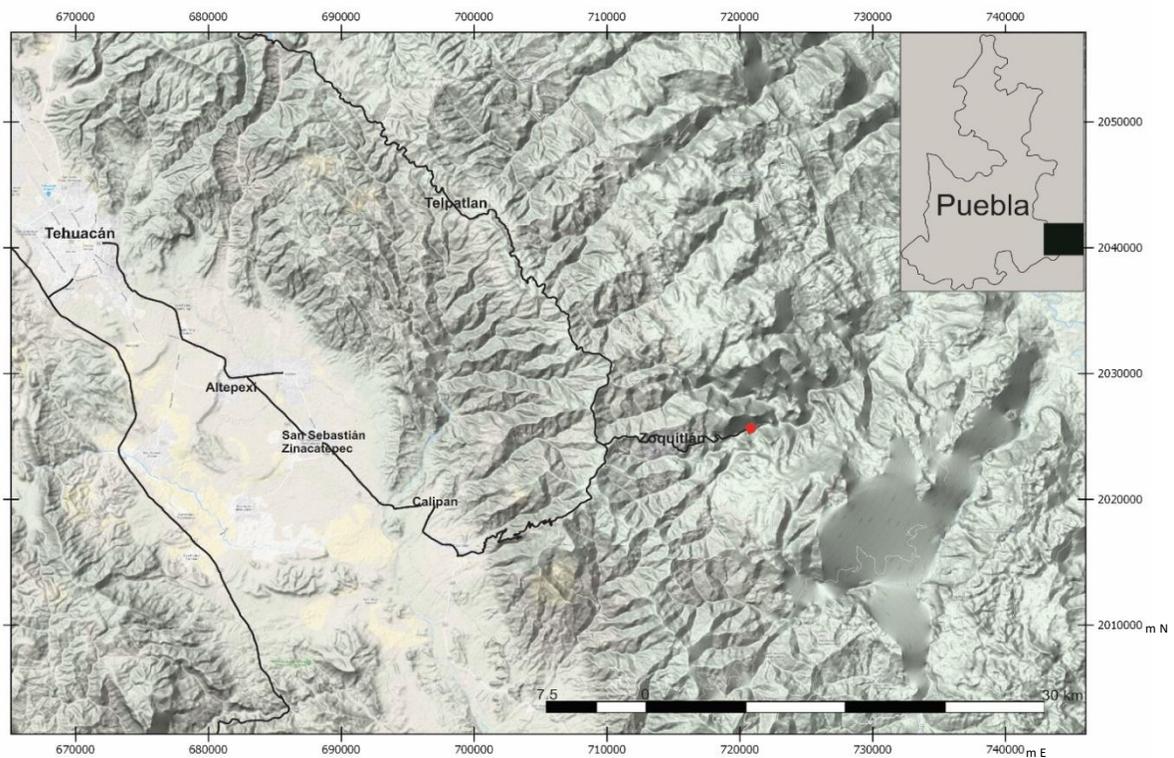


Figura 2. Mapa de ubicación del área de estudio donde se muestran las principales vías de acceso, el punto rojo ilustra la ubicación de la sección estudiada en este trabajo.

La zona en estudio pertenece a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. Se encuentra ubicada al noreste de la misma, en los límites con los estados de Puebla, Oaxaca y Veracruz, y forma parte de la sub-provincia de las Sierras Centrales de Oaxaca (INEGI,

2017). Esta región posee una gran complejidad geológica, en la cual afloran rocas ígneas, sedimentarias y la mayor parte de las rocas metamórficas de México. Dicha complejidad es producto del choque de la placa de Cocos con la placa de Norteamérica, evento que ocasionó el levantamiento de esta sierra (Campa-Uranga y Coney, 1983).

2.1 Marco geológico regional

De acuerdo con Morán-Zenteno et al. (2000), la complejidad geológica del sureste mexicano se debe principalmente a la convergencia de los movimientos de tres placas tectónicas, la placa de Norteamérica, la placa del Caribe y la placa de Cocos. Dicha convergencia que inició en el Oligoceno tardío resulta en una de las zonas geológico-estructurales más complejas de Norteamérica.

La placa Norteamericana posee un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la placa del Caribe, mientras que la placa de Cocos se mueve hacia el noreste en dirección a las dos placas antes mencionadas. Las estructuras resultantes de esta actividad tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico presentan tendencias estructurales diversas, así como edades de deformación diferentes (Figura 3).

En la parte correspondiente a la Plataforma de Córdoba, donde afloran rocas de edad mesozoica, se infiere directamente que la columna sedimentaria descansa sobre un basamento metamórfico granítico de edad Paleozoico-Triásico (PEMEX-IMP-Amoco, 1995; Viniegra, 1965).

2.2 Paleogeografía

A continuación, se realiza una breve descripción de la evolución paleogeográfica del sureste mexicano comenzando con el evento de la apertura del Golfo de México que inicia en el Oxfordiano y culmina en el Plioceno, y haciendo énfasis en el lapso del Albiano-Cenomaniano, ya que esta es la edad de las rocas aflorantes del área de estudio de este trabajo.

Para el proceso que dio paso a la formación del actual Golfo de México, en Schlumberger, Well Evaluation Conference: WEC (2010) están identificadas cuatro etapas principales:

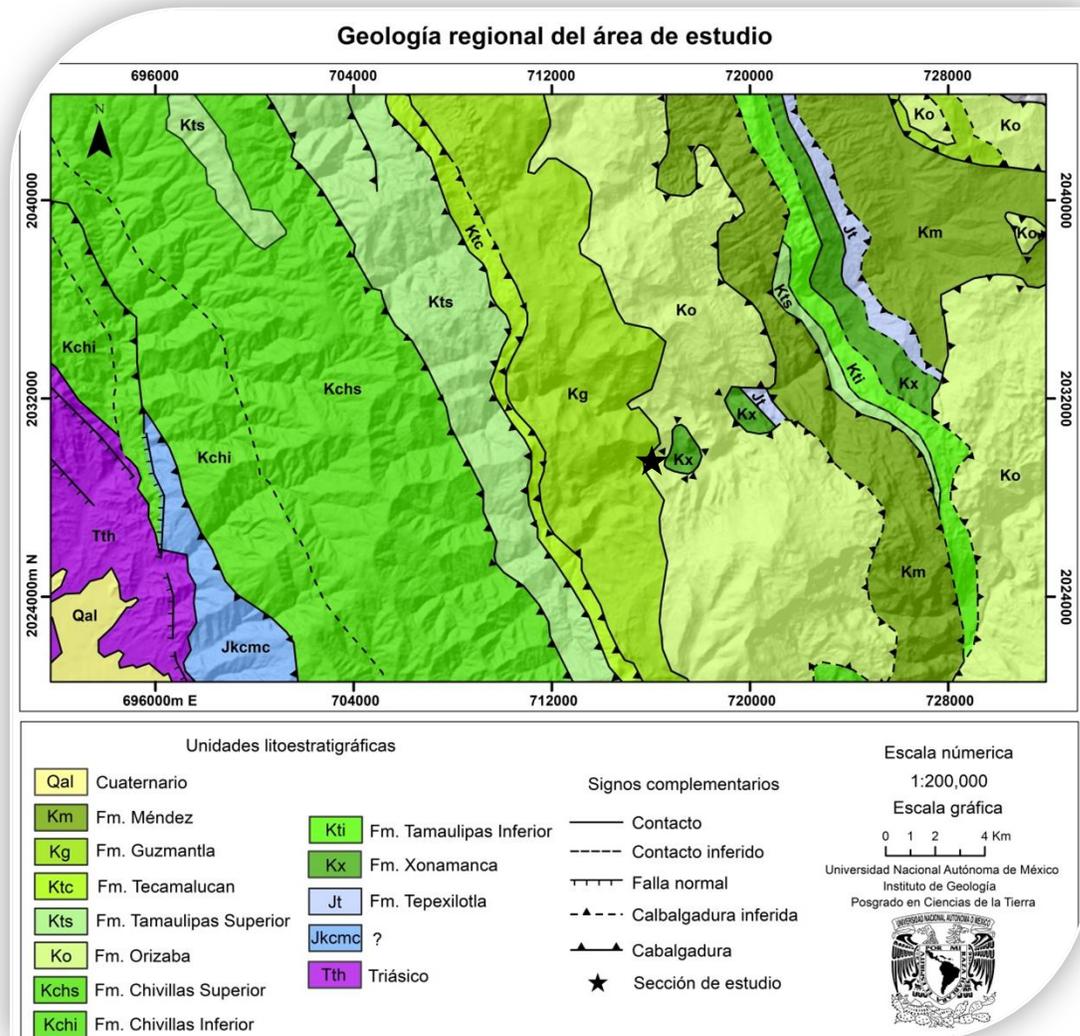


Figura 3. Mapa de los principales rasgos geológicos de los alrededores de la sección de estudio. La estrella negra indica la sección de estudio (modificado de Ortuño-Arzate et al., 2003).

- 1) La primera etapa llamada *synrift*, que comprende desde el comienzo de la apertura del Golfo hasta el Oxfordiano.
- 2) Una etapa caracterizada por el desarrollo de una margen pasiva que incluye a todas las rocas carbonatadas de edad Jurásico Superior y Cretácico.
- 3) La etapa de *antefosa* que comprende una edad de Plioceno al Mioceno tardío, y se caracteriza por rocas terrígenas derivadas de la erosión de las rocas carbonatadas mesozoicas y metamórficas e ígneas de diferentes edades del sureste de México.

- 4) Una etapa llamada de *prearco*, documentada por sedimentos del Mioceno medio al Reciente, derivados de la erosión de rocas volcánicas del noreste de México.

En este trabajo solo se abordaron las primeras dos etapas, siendo la segunda la de mayor importancia al corresponder a la edad de nuestra área de estudio.

El Golfo de México comenzó a formarse con la fragmentación del antiguo continente conocido como Pangea hace 210 my aprox. durante el Triásico Tardío. La separación de este continente tuvo una duración de 46 my aprox. culminando en el Jurásico Medio-Tardío (Salvador, 1991b). Durante los estadios tempranos de la fragmentación la corteza continental se infieren hundimientos y ensanchamientos pausados en los grabenes, los cuales fueron inundados paulatinamente por aguas del Pacífico (Padilla y Sánchez, 2007) (Figura 4).

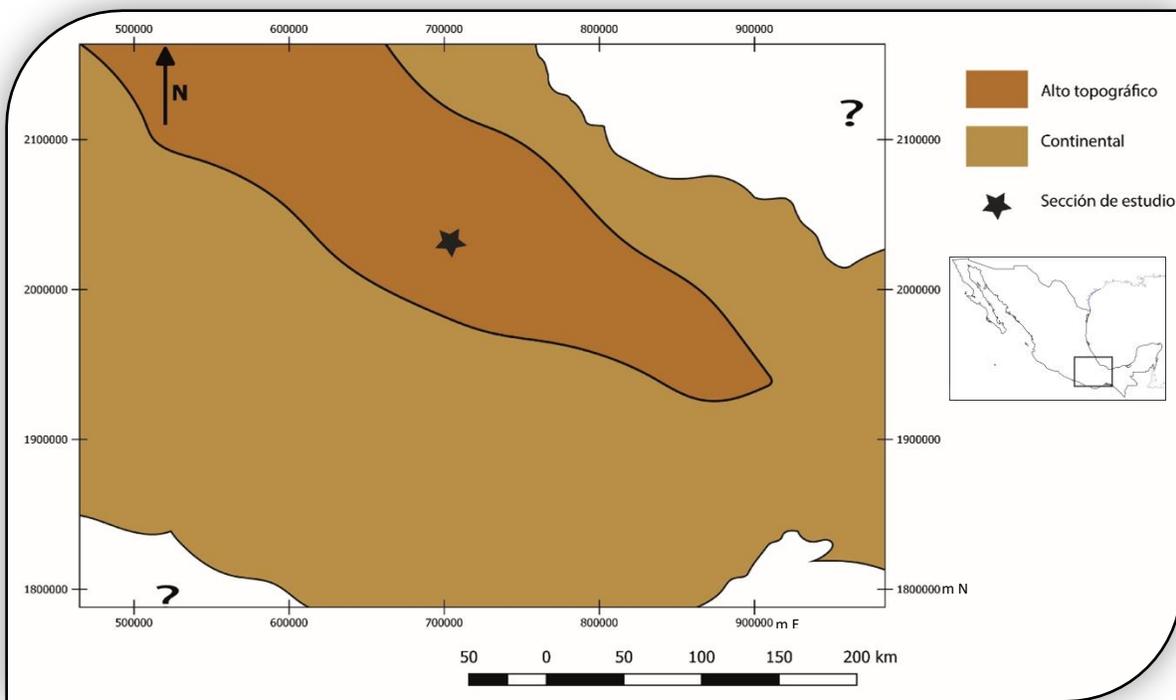


Figura 4. Mapa paleogeográfico del Triásico en el sureste mexicano, modificado de Padilla y Sánchez, 2007.

Una de las evidencias que se tienen del proceso de fragmentación de la corteza continental, es la sal de edad Calloviano (164-159 Ma) que se encuentra depositada en el Golfo de México (Salvador, 1991a Fig. 2) y los lechos rojos continentales que constituyen a la Formación Todos Santos de edad Jurásico Medio y que fueron depositados directamente

sobre el basamento (González-Alvarado, 1980; Rico-Domínguez,1980; Tarango-Ontiveros,1985; PEMEX-Chevron,1993; PEMEX-IMP-Amoco,1995; Rueda-Gaxiola, 2003).

Los depósitos de sal del Calloviano se encuentran ubicados en el norte y sur del Golfo de México. Justo al centro de la cuenca del golfo no se observa presencia de sal, lo que sugiere que pudo existir una zona angosta de relieve pronunciado asociado a una cresta generada por la creación de nueva corteza oceánica. Esta producción de nueva corteza oceánica posiblemente indujo el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano-Medio separando dichas masas de sal (Humphris, 1979; Salvador, 1987, 1991a, 1991b) (Figura 5).

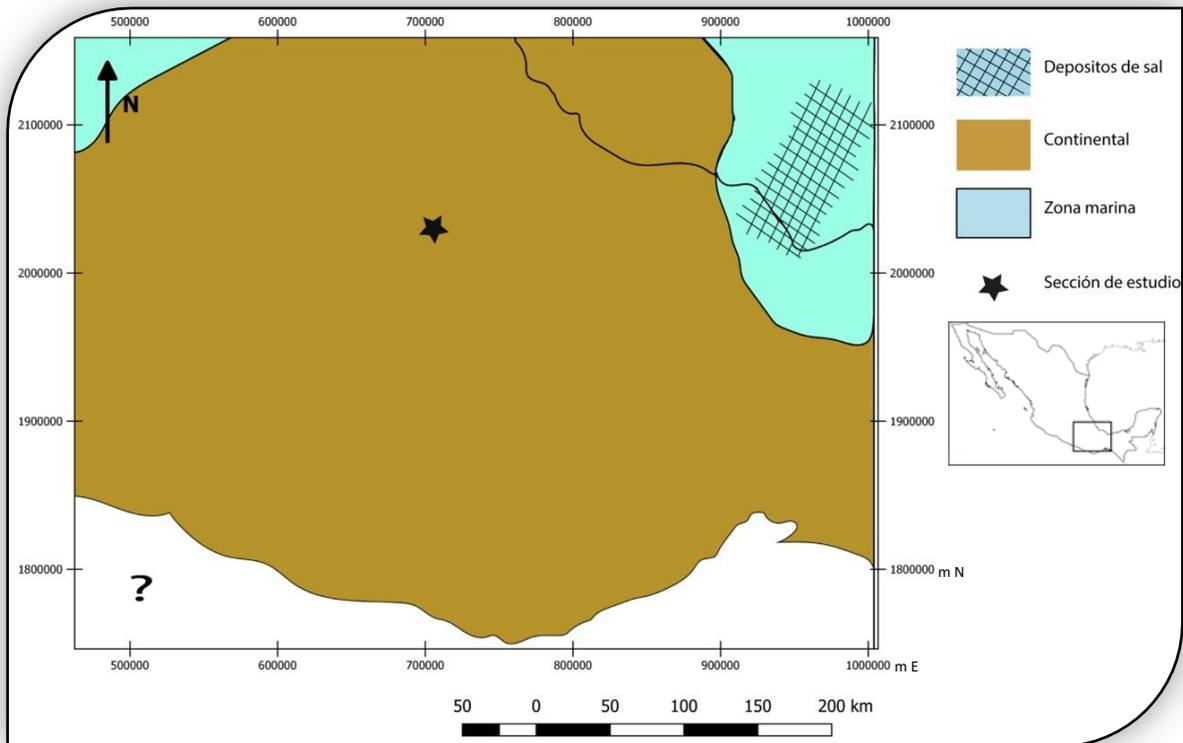


Figura 5. Mapa paleogeográfico del Calloviano en el sureste mexicano, modificado de Padilla y Sánchez, 2007.

El protogolfo de México estaba caracterizado por contar con aguas someras, las cuales sirvieron, durante el Oxfordiano, para el desarrollo de extensas plataformas carbonatas

donde se acumulaban grandes volúmenes de carbonatos bordeados por amplias barras oolíticas (Winker y Buffler, 1988; Salvador, 1991b; Williams-Rojas y Hurley, 2001).

En la etapa de margen pasiva se depositaron los primeros sedimentos marinos de edad Kimmeridgiano, constituidos de calizas areno-arcillosas, oolíticas y calizas arcillosas que conforman a las formaciones San Pedro y San Andrés. A estas formaciones las sobreyace la roca caliza bituminosa de la Formación Tepexilotla del Tithoniano (Viniegra, 1965; González-Alvarado, 1980; Tarango-Ontiveros, 1985; PEMEX-IMP-Amoco, 1995;) (Figura 6).

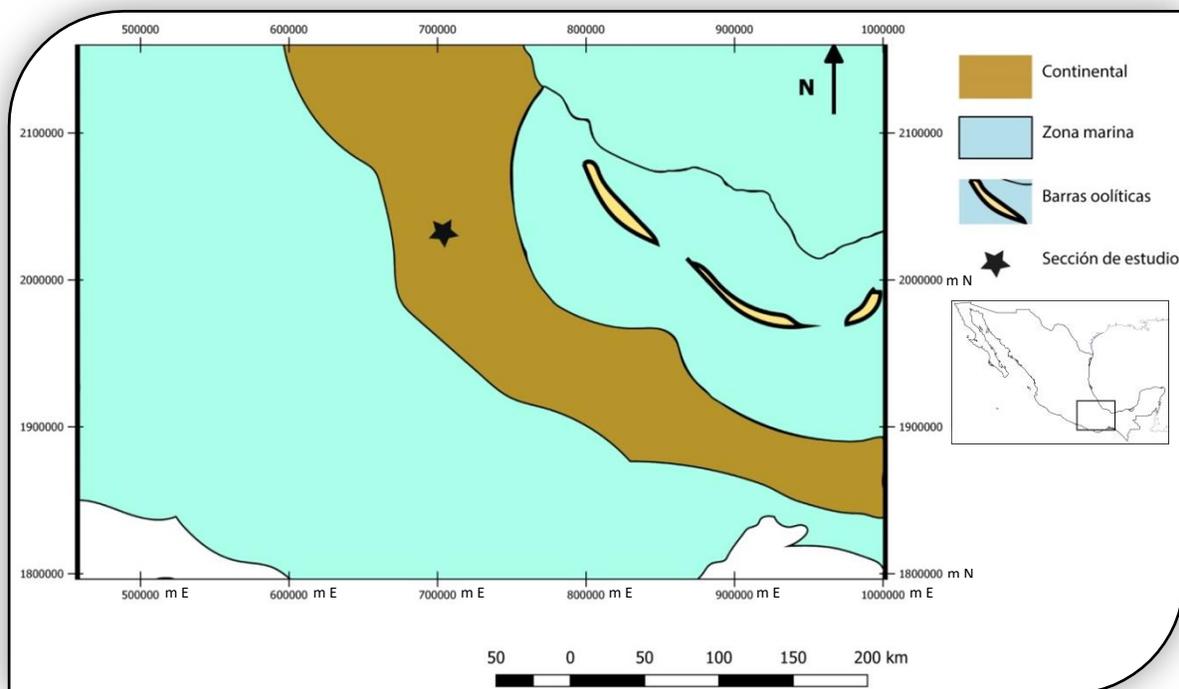


Figura 6. Mapa paleogeográfico del Oxfordiano-Kimmeridgiano en el sureste mexicano. Se observa el desarrollo de extensas barras oolíticas a los márgenes del protogolfo de México (modificado de Ortuño-Arzate et al., 2003; Padilla y Sánchez, 2007).

El Tithoniano se caracterizó por una disminución en la velocidad de subsidencia, y por ser un tiempo en el cual predominó la sedimentación lenta, dando origen a secuencias de estratificación delgada de carbonatos y lutitas ricas en contenido fósil. Los depósitos de rocas clásticas continuaron en las zonas continentales y costeras, así como en las extensas lagunas litorales bordeadas por barras oolíticas (Padilla y Sánchez, 2007). De acuerdo con González-García y Holguín-Quñones (1992), durante este lapso se llevó a cabo el depósito

de las rocas generadoras de los grandes yacimientos del Golfo de México y del Sureste mexicano, las cuales están conformadas principalmente por lutitas ricas en materia orgánica intercaladas con capas delgadas de carbonatos.

Durante el Jurásico Tardío predominó el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados, debido a una estabilidad tectónica y subsidencia lenta asociadas al desplazamiento divergente de la placa de Norteamérica, Laurasia y Gondwana (Padilla y Sánchez, 2007).

Hacia la parte noreste de México prevalecían plataformas conformadas por depósitos de caliza arcillosa con abundantes concreciones fosfóricas ricas en fósiles. Las islas presentes en el occidente de México fueron cubiertas por los mares del Jurásico, permaneciendo emergidas solo las islas de la porción noreste de la península del Burro-Peyotes, la Isla de Tamaulipas, Coahuila, la Isla Potosina (López-Doncel, 2017) y pequeñas islas en la zona de Tampico, Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán (Padilla y Sánchez, 2007). Por su parte, las calizas de la plataforma de Córdoba se depositaron directamente sobre el basamento, siendo probablemente un alto del basamento que permaneció expuesto durante todo el Jurásico (Schlumberger, Well Evaluation Conference: WEC 2010).

Para el Cretácico Temprano, las pequeñas islas como el Archipiélago de Tamaulipas, el macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán eran inundadas progresivamente debido a la subsidencia lenta y la continua estabilidad tectónica. El área de la Plataforma de Córdoba registró depósitos de areniscas y calizas de plataforma intercaladas con evaporitas, y hacia las partes más profundas, calizas pelágicas con presencia de sedimentos volcánicos característicos de las formaciones Tepexilotla y Tamaulipas Inferior (Tarango-Ontiveros, 1985).

La estabilidad tectónica del Tithoniano se extendió hasta el Cretácico Temprano, tiempo en el cual se observa una disminución en las lutitas intercaladas con los carbonatos. Estas lutitas disminuyen hasta casi desaparecer a finales del Valanginiano. Los espesores de paquetes de calizas y lutitas depositadas durante el Berriasiano y el Valanginiano no exceden los 500 m en el noreste, centro y sureste de México.

Durante el Hauteriviano-Barremiano (132 a 121 Ma), la velocidad de subsidencia de las plataformas que se encontraban a los bordes del Golfo de México aumentó. Esto dio paso a que se depositaran grandes paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas, registrándose espesores de 1500 m en promedio (Padilla y Sánchez, 2007). Dentro de la cuenca se depositaron sucesiones menos gruesas y en las plataformas se formaban largas franjas de arrecifes de rudistas en áreas emergidas anteriormente y alrededor de la cuenca del Golfo de México (Winker y Buffler, 1988).

De acuerdo con Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001), una rápida elevación del nivel del mar al inicio del Aptiano, dio paso a que se depositaran lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos (Figura 7).

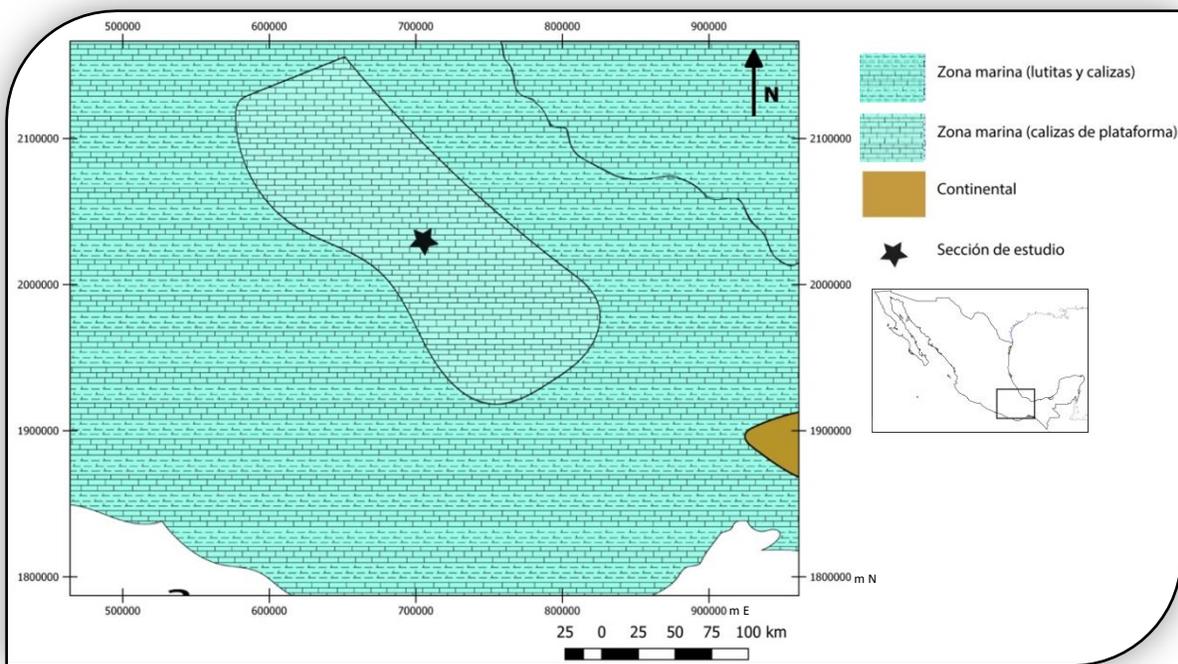


Figura 7. Mapa paleogeográfico del Aptiano en el sureste mexicano (modificado de Ortuño-Arzate et al., (2003); Padilla y Sánchez, (2007)).

Hacia el sureste de México, en lo que ahora son las sierras de Zongolica y Chiapas prevalecía la sedimentación carbonatada desde el inicio del Cretácico, y se asume, gracias al registro estratigráfico, que en estas áreas no se registró una elevación importante del nivel del mar. De hecho, todo indica que hubo una mayor velocidad de subsidencia en el noreste del Golfo de México que en el resto del mismo (Padilla y Sánchez, 2007).

Para el Albiano y Cenomaniano la subsidencia continuó a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca del Golfo de México. Esto permitió que se desarrollaran nuevamente largas cadenas de arrecifes de barrera ubicadas aproximadamente arriba de las franjas arrecifales del Cretácico Temprano, es decir, aproximadamente sobre los bordes de los altos de basamento de las paleoislas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí y la Plataforma de Tuxpan y de Córdoba (Padilla y Sánchez, 2007).

El Albiano y Cenomaniano está caracterizado por depósitos de rocas carbonatas de plataforma, incluyendo a la Formación Orizaba. Esta formación registra actualmente en su parte inferior procesos de dolomitización en diferentes fases que desaparecen hacia la parte superior de la misma (Tarango-Ontiveros, 1985) (Figura 8).

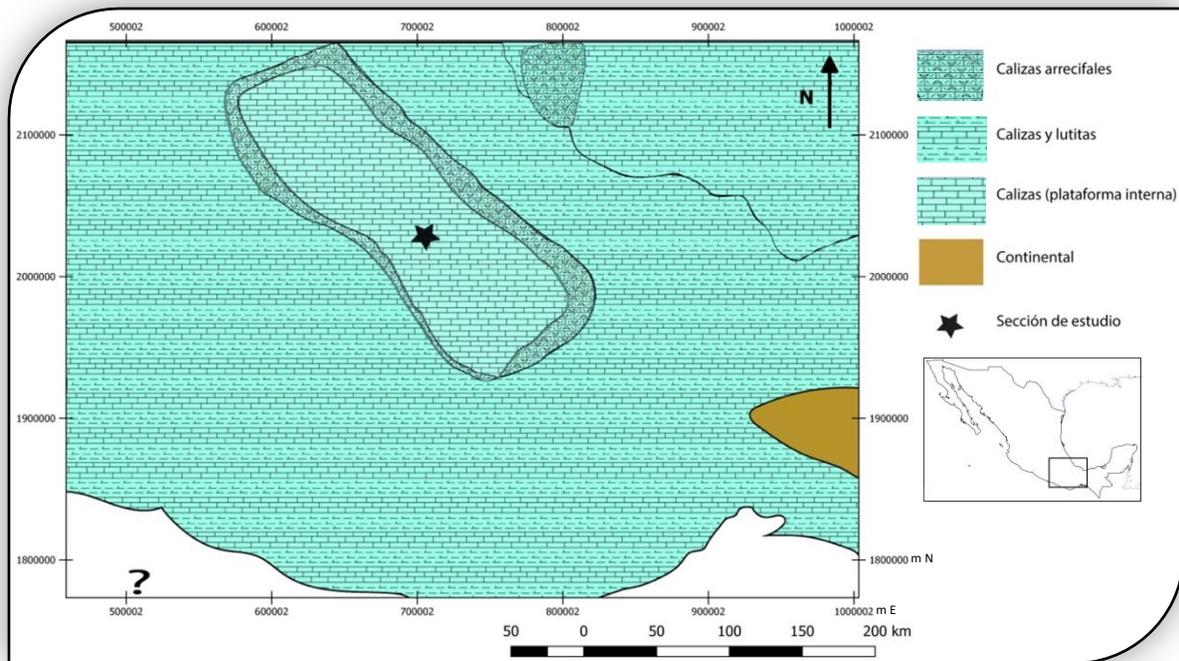


Figura 8. Mapa paleogeográfico del Albiano-Cenomaniano en el sureste mexicano. Se muestra un gran desarrollo de facies de plataforma carbonatada en la zona de estudio (modificado de Ortuño-Arzate et al., (2003); Padilla y Sánchez, (2007)).

De acuerdo con Ortuño-Arzate et al. (2003), las condiciones paleoambientales propiciaron la preservación de una buena porosidad en las rocas, tal es el caso de la caliza dolomitizada presente en las formaciones Orizaba y Guzmantla, los wackestone y packstone bioclásticos de la Formación Guzmantla y las brechas de talud de la Formación San Felipe. Para el desarrollo de la porosidad secundaria en la Plataforma de Córdoba, el autor menciona dos

episodios de karstificación sucesivos. El primer episodio se da por un cambio global en el nivel del mar, originado durante la evolución del margen pasivo o por el temprano desarrollo del bulge flexural de la Orogenia Laramide. El segundo episodio se origina durante la etapa de contracción de la Orogenia Laramide.

Durante el Turoniano se presenta otro cambio importante en la sedimentación en el Golfo de México. En este lapso termina el predominio del depósito de carbonatos, sin embargo, estas condiciones no prevalecieron durante todo el Turoniano. En la parte meridional la sedimentación de carbonatos continuó prácticamente invariable hasta el término del Cretácico. Durante este lapso, en las plataformas se depositaron las capas delgadas de caliza y lutita observadas en las formaciones Indidura y Guzmantla, mientras que en las cuencas se depositaron calizas con abundantes nódulos de pedernal característicos de las formaciones Agua Nueva y Maltrata. Estos patrones de depósito reflejan una subsidencia mayor en el borde occidental-noroccidental que en el meridional del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

Asimismo, durante el Turoniano se registra el ahogamiento parcial de la Plataforma de Córdoba. Las rocas de la Formación Orizaba fueron cubiertas por calizas arcillo-carbonatadas con abundantes foraminíferos planctónicos de la Formación Maltrata, y que se asume fueron depositadas en condiciones anóxicas, y por calizas pelágicas de la parte inferior de la Formación Guzmantla (Salvador, 1987).

En el lapso que abarca el Coniaciano y el Santoniano comienza un incremento en la actividad volcánica en el occidente de México, quedando este reflejado en la sedimentación marina. Además, continuó el depósito de capas delgadas de caliza y lutita con abundantes horizontes intercalados de bentonita, presentes también en las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que en la cuenca continuaba el depósito de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal intercalados con delgadas capas de bentonita. (Salvador, 1991a).

Para este tiempo, la sedimentación carbonatada se restablece en el área de la Plataforma de Córdoba registrada en las calizas de la Formación Guzmantla, las cuales constan de calizas

bioclásticas en sus partes someras y de calizas pelágicas en las zonas más profundas (Salvador, 1987).

Para el Campaniano, la Plataforma de Córdoba sufrió una exposición aérea provocada por un levantamiento asociado a una contracción tectónica causada por el bulge flexural temprano que se desarrollaba al oeste (Ortuño-Arzate et al., 2003).

El Maastrichtiano está caracterizado por el desarrollo de una plataforma aislada evidenciada por las calizas bioclásticas de la Formación Atoyac. Hacia las partes más profundas se registran las calizas arcillosas, brechas calcáreas y lutitas típicas de la Formación Méndez (Salvador, 1987).

Durante el Campaniano y el Maastrichtiano hubo un aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas característicos de la Formación Méndez (Padilla y Sánchez, 2007). Al sur, en las cercanías del Macizo de Chiapas, se depositaron clásticos, sin embargo, en las zonas de la Sierra de Chiapas, en la Cuenca de Veracruz y en la Plataforma de Córdoba, las lutitas y margas de la Formación Méndez cambiaban lateralmente a facies carbonatadas de aguas someras (Prost y Aranda, 2001; Jennette et al., 2003).

CAPÍTULO III. MARCO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

3.1 Estratigrafía

En esta sección se describen las formaciones que se encuentran en contacto concordante con la Formación Orizaba y se realiza una breve descripción del basamento de la región, rasgos litoestratigráficos que se presentan en una manera gráfica en la columna estratigráfica regional en la Figura 9.

De acuerdo con Coney et al. (1980), el basamento geológico del sureste de México está caracterizado por distintas provincias tectonoestratigráficas llamadas terrenos. Los seis terrenos distinguidos en el sureste de México comprenden un basamento rocoso de edades que van desde el Precámbrico (Terreno Zapoteco) al Cretácico (Terreno Chatino), y su

cobertura incluye rocas sedimentarias y plutónicas de edades del Ordovícico hasta el Cenozoico tardío (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1990).

Para el área de estudio es difícil reconocer el basamento, ya que no se encuentra aflorando y debido a su gran complejidad geológica, este no está bien diferenciado en un terreno del otro. Sin embargo, el terreno principal en el área de estudio es el Terreno Zapoteco, siendo su basamento el complejo Oaxaqueño, compuesto principalmente por ortogneis, cuarzo feldespático, charnoquita, metasedimentos (calco-silicatos), metagabro y mármol intrusionado por anortosita (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994).

3.2 Formación Xonamanca (BERRIASIANO-HAUTERIVIANO)

Esta formación se localiza en el área tipo que incluye a los poblados de Fortín y Zongolica, en el estado de Veracruz. La sección tipo aflora en las cercanías del poblado de Xonamanca y al noreste de Zongolica, y cuenta con secciones de referencia que se ubican en los cerros de Banderas, Chichahuaxtla y Tlatenpan (Carrasco et al., 1975).

Consta de una sucesión compleja de toba, grauvaca, limolita, lutita, grauvaca dolomitizada y rocas carbonatadas de distintos tipos. En la localidad tipo mantiene una litología de grauvaca, toba, lutita y micrita-biomícrita, así como grauvaca lítica, lutita ferruginosa, dolomía biogénica cristalina, dolomía cristalina, grauvaca lítica dolomitizada, biomícrita peletóide y micrita fosilífera. Se ha reportado presencia de glauconita para las secciones de Tuxpanguillo, Chinene y Xonamanca (Carrasco et al., 1975).

Por su parte, Carrasco-Velázquez (2004) describe a la unidad de manera general como rocas piroclásticas, rocas sedimentarias terrígenas (vulcanoarenitas, litoarenitas y litoarenitas feldespáticas) y en proporciones menores rocas carbonatadas micríticas.

La base de la formación se encuentra constituida por areniscas que gradúan a conglomerado color rojizo a café amarillento, conformados por cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas, intercaladas con tobas de color gris verdoso y mudstone arenoso color gris claro de estratificación media a gruesa (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991).

De acuerdo con Martínez-Amador y Motolinia-García (2003), en la porción media, la unidad se encuentra constituida por caliza de color café claro, con una textura característica

de packstone arenoso, vetillas de calcita y huellas de disolución; además se encuentra dolomitizada y contiene lentes de pedernal.

En la parte superior se observan calizas de color gris al fresco y color blanquecino a la intemperie, con una textura de wackestone-packstone recristalizado con huellas de disolución en una estratificación gruesa (Martínez-Amador e Islas-Tenorio, 2002).

Localmente se encuentra en contacto concordante subyaciendo a la Formación Orizaba, en espesores que van desde los 1400 hasta los 2500 m, dependiendo de la ubicación geográfica del afloramiento (González-Ramos y Arceo y Cabrilla, 1997). De acuerdo con Ortuño-Arzate et al. (2003), la parte basal de la plataforma de Córdoba de edad Barremiano-Aptiano, es una sucesión de caliza gris claro donde se observan mudstones y wackestones localmente dolomitizados. Se asume un ambiente de depósito de plataforma carbonatada interna y esta se presenta en muchas ocasiones en inconformidad con el basamento cristalino y concordantemente con areniscas, conglomerados y lechos rojos registrados en algunos pozos, lo que supone que registra la secuencia synrift.

3.3 Formación Orizaba (ALBIANO-CENOMANIANO)

Esta unidad fue descrita por primera vez por Böse (1899), quien la incluye en la “Caliza de Escamela”, como una caliza gris claro hasta un gris oscuro, con una mala estratificación en algunos sitios y en otros presenta bancos bien discernibles, de edad Cenomaniano-Turoniano. En la parte inferior, describe segregaciones de pedernal en caliza fosilífera que forma una extensión en tres bandas principales por los cerros La Escamela y San Cristóbal, hasta el Río Blanco hacia el norte, llegando a Nogales, Veracruz.

Posteriormente Viniegra, (1965) la nombra como Serie Escamela y la describe como una caliza fosilífera con estratos gruesos de color oscuro, en la que se presentan rudistas y estratos delgados de caliza con miliólidos de color más claro que varían de gris crema a gris achocolatado claro, los cuales conforman la Sierra de Zongolica, los Cerros del Cementerio, Aconecatl (Piedra Hueca), Tenango y Micuixóchitl (Cerro de Cinco Flores o Cerro del Cristo). Se ha propuesto una edad de Albiano-Cenomaniano para la misma (SGM, 2010).

La Serie Escamela se presenta como un grupo potente de calizas de estratificación delgada a gruesa con espesores variables, pero que se hacen más delgadas hacia la cima. En la parte inferior se encuentran estratos dolomitizados, mientras que en la parte superior se presentan capas de caliza fosilífera con macrofósiles (Viniegra, 1965 en López-Ramos, 1981). Esta unidad subyace a las formaciones Maltrata y Guzmantla y suprayace concordantemente a la formación Copulucán de edad Aptiano.

Tarango (1971) (en López-Ramos, 1981), la define como una serie de calizas gris claro a oscuro las cuales se dividen en dos facies. La primera facies es de tipo arrecifal, constituida por un boundstone de rudistas, además de corales y esponjas con diversos grados de conservación. Se presenta en bancos intercalados con grainstone y packstone de intraclastos. La segunda facies de tipo post-arrecifal consiste en mudstone y wackestone de intraclastos y bioclastos, presenta estructuras sedimentarias tales como carpetas algales y costras de dolomita y contiene horizontes con abundantes miliólidos y esporádicos bancos de rudistas.

Debido al carácter arrecifal de la Formación Orizaba, la potencia es variable, con espesores totales de hasta 600 m en pozos perforados en Actopan (López-Ramos, 1981). Estudios más recientes la describen hacia su base como caliza gris claro con texturas mudstone y packstone de bioclastos, especialmente miliólidos, además de caliza dolomítica y dolomías. Hacia la cima se observan facies similares que no se encuentran dolomitizadas. Los estudios petrográficos muestran un ambiente de plataforma interna predominantemente carbonatada (Ortuño-Arzate et al., 2003).

3.4 Formación Guzmantla (TURONIANO-CONIACIANO)

Esta formación fue descrita por primera vez por Viniegra y Olivas (1959) (en Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989), como caliza gris crema y café claro. Su localidad tipo se encuentra ubicada en la Sierra de Guzmantla en la Ranchería que lleva el mismo nombre.

Compuesta de una sucesión de sedimentos calcáreos, biógenos, bioclásticos y bioquímicos en ocasiones cretosos y dolomitizados (Olivas, 1962). En reportes de Petróleos Mexicanos (PEMEX) (1988), es descrita como una alternancia de wackestone-packstone de bioclastos,

pellets, intraclastos y ooides, de color café claro y dolomitizados. Se intercalan con dolomías en estratos medios a gruesos con presencia de nódulos de pedernal a la base. Hacia la parte superior se observan lutitas intercaladas con material arcillo-arenoso y bentonítico.

Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente (1989) la describen como una sucesión de wackestone-packstone color crema con bioclastos e intraclastos y grainstone de pellets.

Ortuño-Arzate et al. (2003) la dividen en dos miembros, el miembro A pertenece a una unidad del Turoniano inferior, consta de una sucesión de caliza y caliza argilítica bien estratificada con horizontes parcialmente dolomitizados y mudstone y wackestone que reflejan un ambiente de depósito de plataforma externa. El miembro B se describe como una unidad del Coniaciano-Santoniano superior, de estratos gruesos comprimidos de caliza gris claro parcialmente dolomitizados, con texturas wackestone y packstone que representan un ambiente de depósito de laguna restringida en plataforma interna.

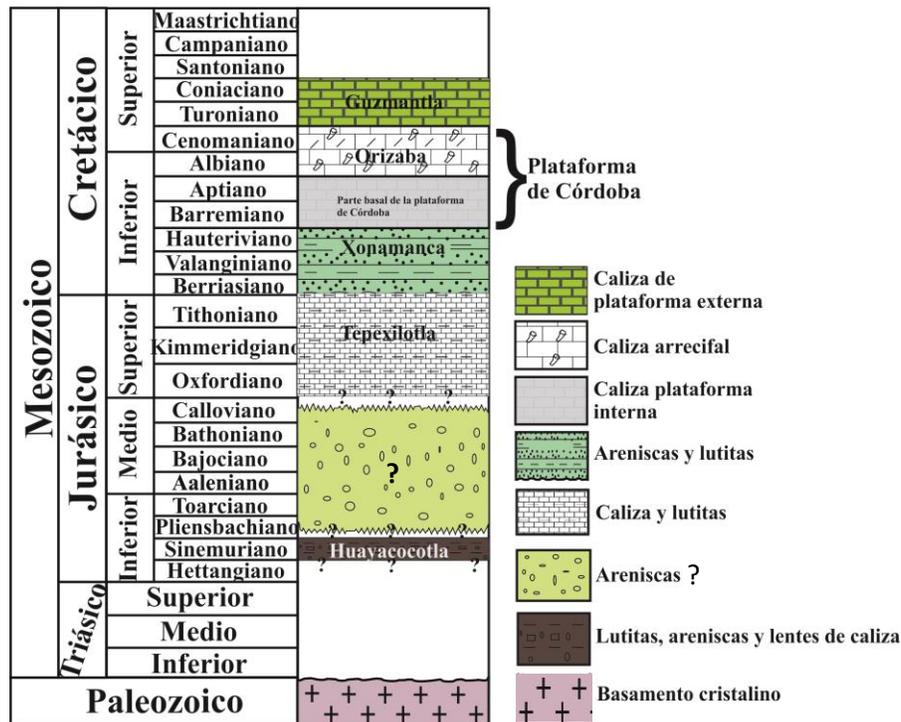


Figura 9. Columna estratigráfica regional, modificado de Viniegra (1965), Ortuño-Arzate et al. (2003) y Roure F. et al. (2009).

CAPÍTULO IV. MÉTODOS

4.1 Revisión Bibliográfica.

La sierra de Zongolica se caracteriza por una gran complejidad geológico-estructural, lo cual limita la realización de trabajos estratigráficos. Por ello, los estudios realizados en la zona son escasos y la mayoría de estos son de carácter regional.

El presente proyecto se inició con una revisión bibliográfica a detalle para la consulta de los trabajos más recientes, pero también los clásicos del área de estudio.

4.2 Trabajo de Campo.

El trabajo de campo se llevó a cabo en las inmediaciones de la localidad de Cobatzalco, Zoquitlán, Puebla, donde se eligió el afloramiento con las características representativas de la Formación Orizaba, estudiando una sección, la cual es llamada de manera informal para este trabajo “Sección Orizaba-Cobatzalco”. Se trata de una sección continua y con excelente exposición, lo cual facilitó su estudio (Figura 10).

En dicha sección se realizó un levantamiento a detalle, el cual constó de los siguientes aspectos:

- a) Se llevó a cabo la medición de cada uno de los estratos que conforman a la sección Orizaba-Cobatzalco dando como resultado 96 m de espesor.
- b) Se realizó la descripción de la litología, estructuras sedimentarias y relaciones entre los estratos, además de que se registraron los rastros de la actividad biológica tales como bioturbación e icnofósiles.
- c) Se realizó un muestreo estrato a estrato, rotulando las muestras con una nomenclatura “OC” (Orizaba-Cobatzalco). Para el caso de estratos gruesos se tomaron muestras de su base, parte media y cima respectivamente.
- d) Se realizó el registro fotográfico de los datos recolectados durante el levantamiento de dicha sección.

El resultado final obtenido en el levantamiento de la sección de estudio fue de 153 estratos medidos, con el mismo número de muestras para su posterior preparación y estudio.



Figura 10. Fotografía que muestra la base de la sección Orizaba-Cobatzalco, la línea naranja muestra el inicio del levantamiento de la sección, A° = base de la sección, la flecha naranja indica la polaridad de la sección.

4.3 Trabajo de Laboratorio.

El trabajo de laboratorio constó de la elaboración de las secciones delgadas y la descripción petrográfica de las mismas, en este apartado se describe brevemente cada una de estas actividades.

La preparación de las láminas legadas se llevó a cabo en el taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM, bajo la inspección del técnico responsable del taller para alcanzar la calidad requerida en el estudio.

Las muestras fueron cortadas, pulidas y pegadas en un portaobjetos. Posteriormente fueron desbastadas hasta la medida estándar de espesor de $30\ \mu\text{m}$, lo que facilitó el análisis de cada una de las 153 láminas obtenidas.

La descripción petrográfica de las secciones finas obtenidas constó en la identificación de cada uno de los componentes de las rocas que conforman a la sección Orizaba-Cobatzalco. Esta tarea se llevó a cabo con la ayuda de un microscopio petrográfico para la realización

de un análisis de microfacies detallado, resaltando las características texturales de la roca para su posterior clasificación siguiendo los lineamientos de Dunham (1962).

Después se realizó la interpretación paleoambiental de las muestras de acuerdo con el esquema de Flügel (2010), para lo cual fue necesario tomar en cuenta cada uno de los aloquímicos que conforman a las facies de la sección de estudio. Se hizo énfasis en la detección de organismos que son importantes indicadores paleoecológicos tales como los foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, algas, además de los aloquímicos no esqueletales, entre otros.

Se realizó el registro fotomicrográfico de las características más relevantes de cada una de las secciones finas antes mencionadas.

4.4 Modelo de facies depositacional, Microfacies Estándar (SMF), Modelo de facies (FZ) Y Reconstrucción paleoambiental.

Una de las tareas clave de este trabajo fue la reconstrucción de los paleoambientes de depósito de la Formación Orizaba, con base en los modelos de Wilson (1975) y Flügel (2010) (Figura 11).

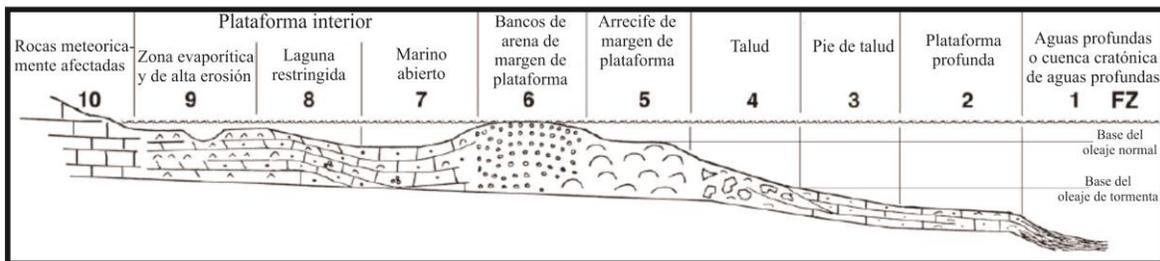


Figura 11. Plataforma carbonatada bordeada: Zonas de Facies Estándar del modelo modificado de Wilson (1975), (Flügel, 2010).

De acuerdo con estos autores, un modelo de facies carbonatadas hace énfasis tanto en los controles del ambiente como en los patrones de distribución de los organismos, y nos introduce directamente a los tipos de microfacies estándar (SMF) y sus aplicaciones en los análisis de facies de calizas.

Las SMF son categorías virtuales que aglutinan microfacies con base en criterios idénticos. Este criterio es simple, fácil de reconocer y puede ser no cuantitativo o semicuantitativo. La mayoría de los tipos de SMF se basan en la distinción de características dominantes como

lo son los tipos de biota y las texturas de depósito, utilizando la distinción de los tipos de grano, fábricas y matriz (Figura 12).

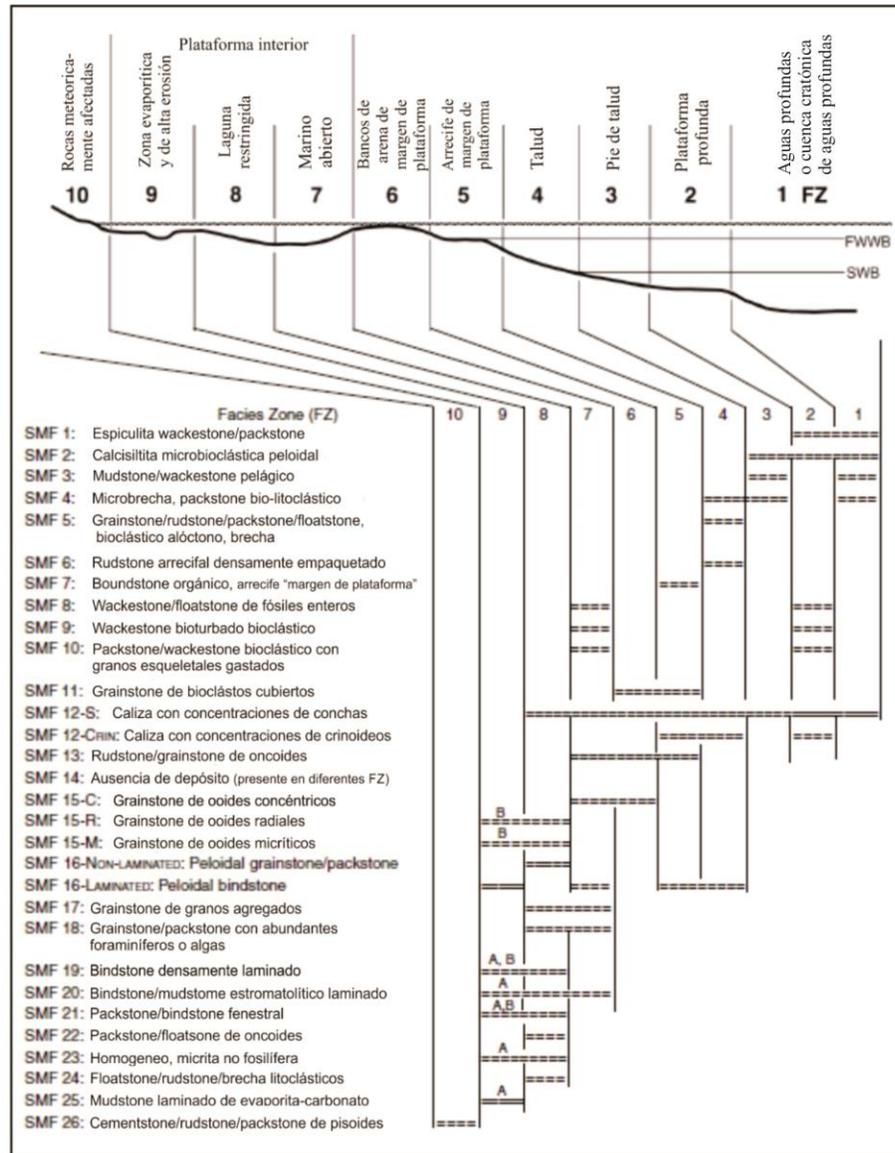


Figura 12. Distribución de los tipos de SMF en las Zonas de Facies (FZ) en el modelo de plataforma carbonatada bordeada. Los cinturones de facies están caracterizados por ensambles que consisten en varios tipos de SMF. La distribución de la SMF 14 (ausencia de depósito) no es ilustrada, porque los no depósitos o la sedimentación altamente reducida ocurren principalmente en FZ de aguas profundas así como FZ de aguas someras. A: evaporítica, B: salobre (Flügel, 2010).

Un modelo de facies es un resumen que nos da un sistema depositacional (Walker y James, 1992). El primer modelo de facies propuesto para rocas carbonatadas trata de mostrar los

patrones de distribución espacial de las rocas y la biota que se encuentra a lo largo de la transición de la línea de costa a la cuenca.

El concepto de facies estándar fue establecido por Wilson en 1975, para discernir entre los tipos de microfacies como indicadores de las distintas zonas de facies (FZ) y condiciones de depósito de una plataforma carbonatada bordeada. Read (1985) describe una plataforma bordeada como poco profunda, con un borde o barrera continuo o semicontinuo a lo largo de su margen, este margen restringe a una laguna de baja energía, dichos bordes pueden ser arrecifes de barrera, arenas esqueléticas u oolíticas. De acuerdo con diferentes autores (Tarango-Ontiveros, 1971; López-Ramos, 198; Ortuño-Arzate, 2003) la formación Orizaba presenta características arrecifales, post-arrecifales y de plataforma interna, lo que permite inferir un ambiente deposicional de plataforma carbonatada bordeada.

Cada uno de los FZ nos permite observar cambios en el relieve del fondo marino expresado por los cambios de profundización de la plataforma. Así, se puede realizar una perspectiva de la ubicación de aguas someras y aguas profundas, permitiendo realizar una inferencia de la morfología de la plataforma y los factores que la afectan tanto vertical como horizontalmente (Flügel, 2010).

CAPÍTULO V. RESULTADOS

5.1 Litoestratigrafía de la sección estudiada.

El siguiente apartado describe a detalle, cada uno de los rasgos sedimentológicos y estratigráficos que caracterizan al afloramiento estudiado en este trabajo, el cual consta de rocas descritas como Formación Orizaba en las cercanías de la localidad de Cobatzalco, Zoquitlán, Puebla.

Las características litológicas documentadas en dicho afloramiento se registraron de una manera detallada en una columna estratigráfica que lleva por nombre informal “Sección Orizaba-Cobatzalco” (OC).

5.2 Sección Orizaba-Cobatzalco.

Como ya se mencionó antes, la sección de estudio se ubica en las inmediaciones de la localidad de Cobatzalco, Zoquitlán en el Estado de Puebla. Esta zona está caracterizada y conformada por afloramientos de rocas atribuibles a las formaciones Orizaba y Guzmantla.

Estas dos formaciones se pueden observar en dos principales tipos de contacto litológico, uno de manera concordante y otro de carácter tectónico por cabalgadura, en el cual la Formación Orizaba se encuentra cabalgando a la Formación Guzmantla, siendo esta una de las características principales de la región.

5.3 Formación Orizaba.

La sección de estudio tiene un espesor de 97 metros desde su base hasta la cima y está constituida por rocas de la Formación Orizaba. Se caracteriza por una sucesión de estratos medios y gruesos, que tienen una coloración gris claro a gris oscuro. Esta coloración puede cambiar a diferentes niveles de la sección (Figura 13). Dentro de esta se pueden observar capas rojas delgadas y algunas lutitas de color gris oscuro que están intercaladas entre los estratos de caliza.

Estas rocas presentan una estratificación plano-paralela y en algunas ocasiones es ondulada, pero esta podría estar enmascarada por la gran deformación de la zona. Se pueden observar espesores que van desde 20 cm hasta los 3 m, y en ocasiones se observan algunos horizontes de suelos formados por la disolución de los carbonatos.





Figura 13. Fotografías de la sección de estudio, **1)** cima de la sección (A1), las flechas color naranja indican la polaridad de la sección. **2)** parte media de la sección de estudio y **3)** base de la sección y donde se comenzó la descripción, medición y muestreo.

Para la parte inferior de la sección se describe una sucesión de estratos gruesos de caliza. Presenta en superficie cambios de coloración de caliza color gris claro a gris oscuro, característica que también se presenta a un nivel interno del estrato (Figura 14).



Figura 14. Fotografías que muestra los cambios de coloración en la sección, **1)** cambio de coloración a nivel afloramiento y **2)** muestra los cambios de coloración intraestrato.

Los estratos presentan estructuras sedimentarias primarias predominantes tales como laminación plano-paralela, laminación tipo flaser, marcas de carga, flama y fluidificación del material (Figura 15). En estratos de mayor potencia es posible observar flujos que están constituidos principalmente por rudistas. Estos flujos presentan una gradación normal y orientación de los bioclastos, así como horizontes fosilíferos con grados medios de bioturbación y galerías. Estas estructuras apoyan en la definición de la polaridad de la sección ya que indican el techo de los estratos (Figura 15).

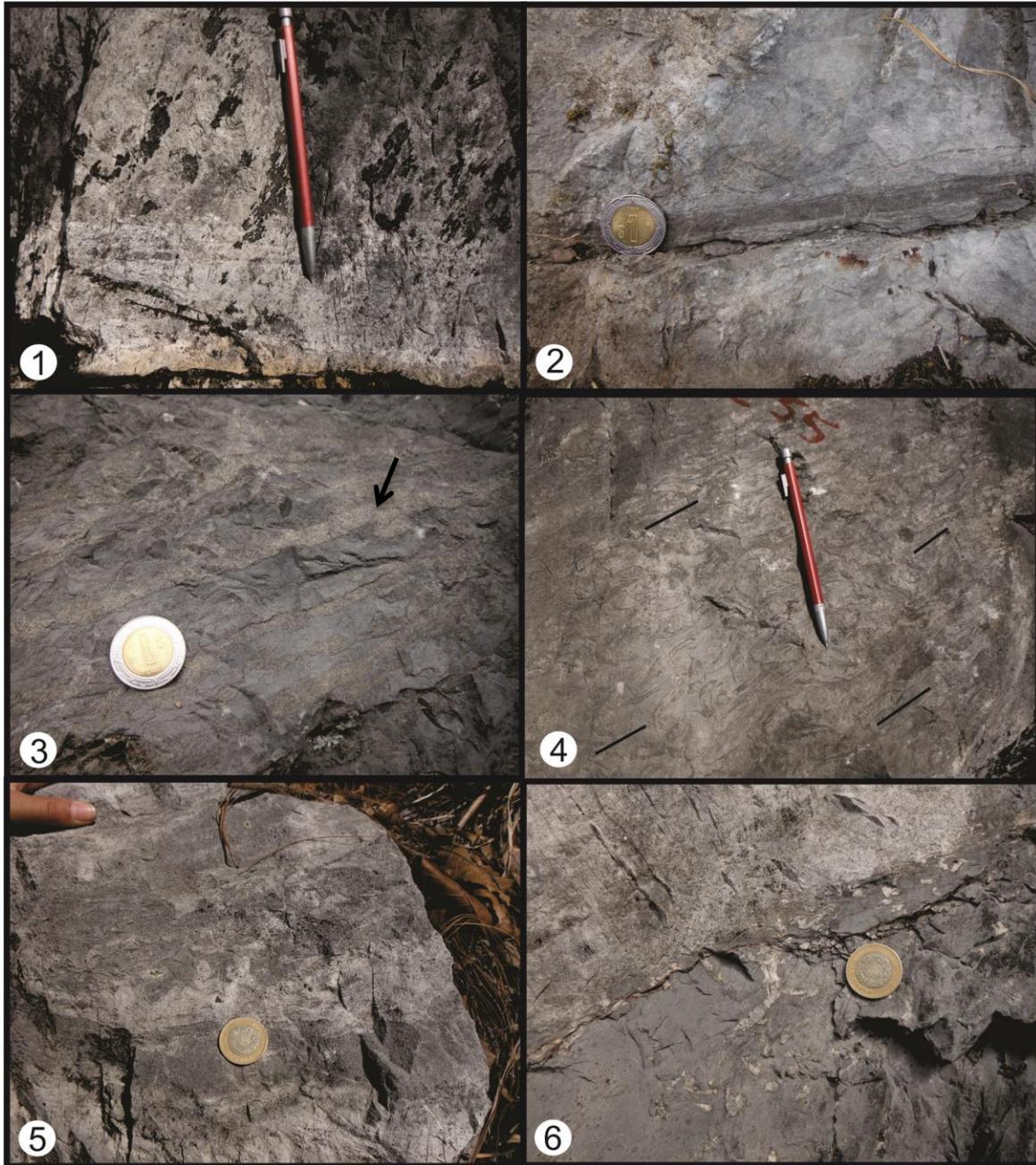


Figura 15. Estructuras sedimentarias primarias de la Sección Orizaba Cobatzalco, **1)** laminación plano-paralela, **2)** laminación flaser, **3)** estructuras de deformación como flamas y cargas (indicadas con la flecha), **4)** flujos de rudistas, las líneas negras muestran la orientación de los granos, **5)** estructuras de fluidificación del material y **6)** galerías en el techo del estrato.

Otras estructuras sedimentarias registradas en la sección son: laminaciones onduladas, pseudo nódulos y laminación curvada (Figura 16)

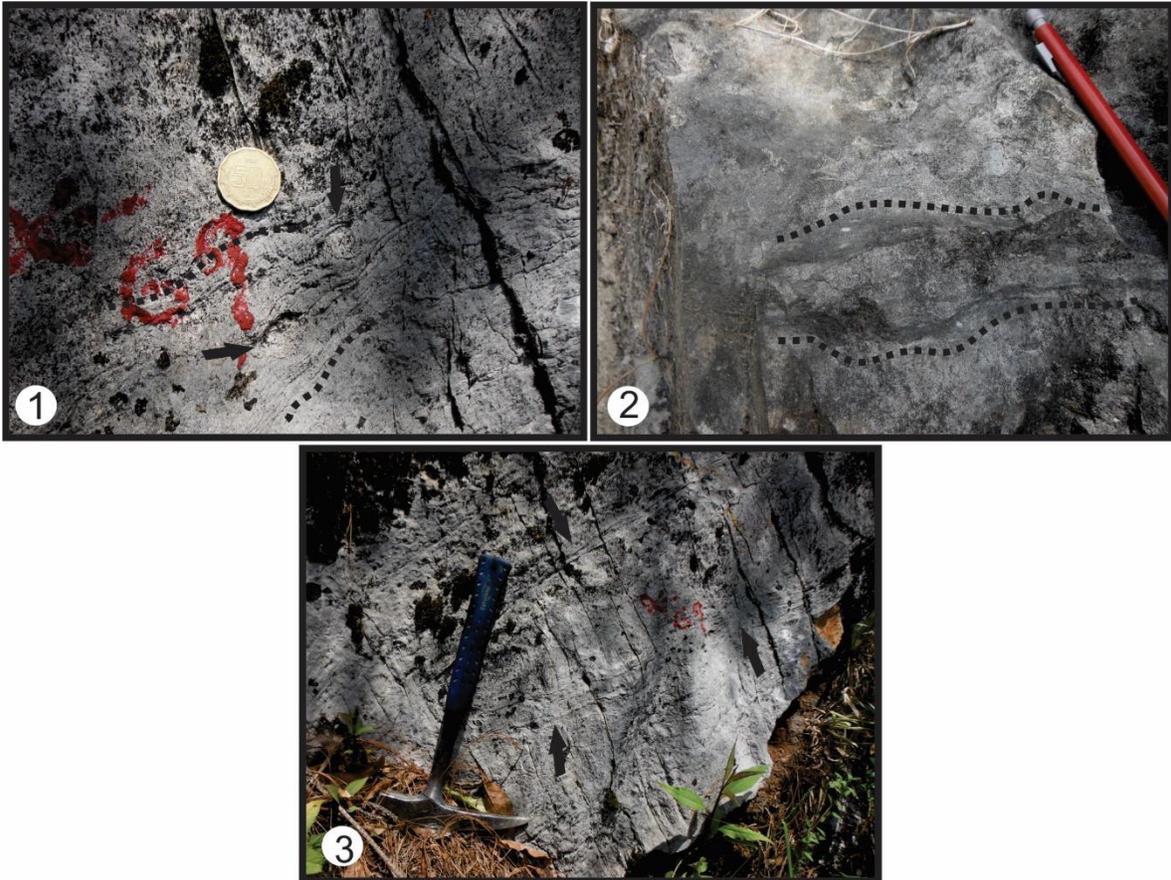


Figura 16. Otras estructuras sedimentarias primarias observadas en la sección de estudio. **1)** Laminación ondulada (línea punteada) con presencia de pseudo nódulos (flechas negras), **2)** laminación curvada, la delimitan las líneas punteadas y **3)** laminación ondulada (flechas negras)

La mayoría de los contactos entre los estratos son de tipo planar y en ocasiones se presentan de forma erosiva. Además, se puede observar estilolitos irregulares dentro de los estratos y marcas de disolución, así como suelos formados por procesos de karstificación. También se observan marcas de carga a la base de algunos de los estratos (Figura 17).

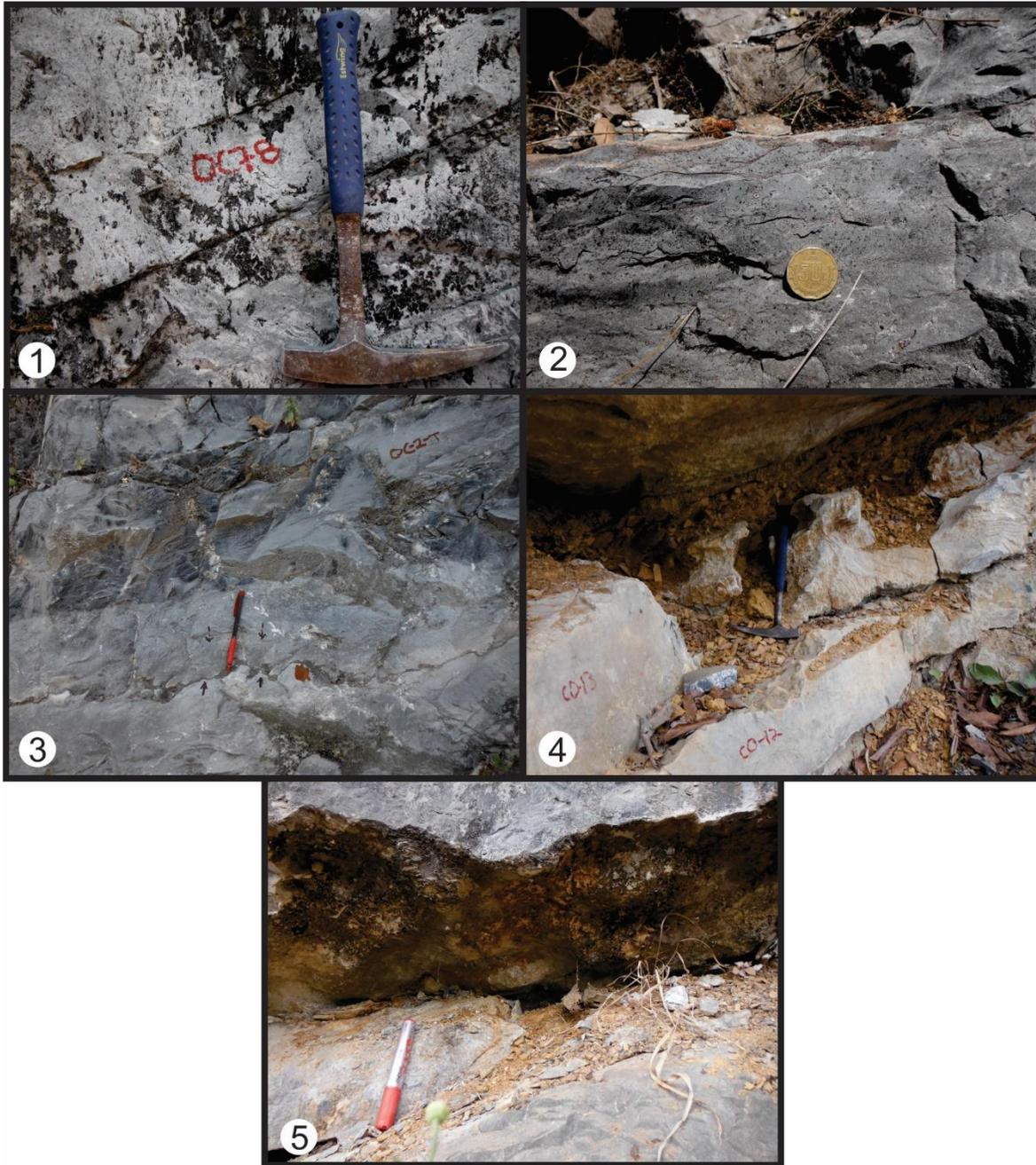


Figura 17. Características estratigráficas de la formación Orizaba en la sección estudiada. 1) Contacto planar entre los estratos, 2) contacto erosivo entre estratos, 3) estilolito irregular presente dentro del estrato, 4) huellas de disolución en los estratos y 5) marcas de carga en la base del estrato.

Para la parte superior, los cambios de coloración siguen siendo notables, aunque son un poco menos repetitivos. Se puede observar que carece de la presencia de estructuras sedimentarias, exceptuando que en todo lo que resta de la sección se puede observar laminación plano-paralela.

Algunas lutitas de color oscuro se registran ocasionalmente intercaladas entre las calizas. También se registran estratos con grados medios a altos de bioturbación y calizas fosilíferas con galerías. Justo en la cima de la sección se documentaron icnofósiles del tipo *Thalassinoides* (Figura 18).



Figura 18. Fotografías que muestran los rasgos principales que se pueden observar en la cima de la sección de estudio, 1) Caliza bioturbada y 2) icnofósiles del tipo *Thalassinoides*.

5.4 Asociación de Microfacies.

Un análisis de microfacies a detalle no solo depende de la descripción de secciones delgadas, sino también está en función directa de un buen levantamiento en campo, ya que el registro de los datos geológicos y paleontológicos, así como una excelente técnica de muestreo resultan importantes para un estudio de este tipo.

Es importante considerar que muchos rasgos sedimentológicos y estratigráficos no son reconocibles en lámina delgada. Las interpretaciones paleoambientales también están controladas por el criterio litológico y estructuras sedimentarias presentes y por la gran cantidad de información aportada por los fósiles y estructuras biogénicas.

Para la elaboración de este trabajo fue necesario efectuar un muestreo que implica un alto grado de detalle, resultando en el reconocimiento de una gran variedad de texturas que a su vez es traducida en conjunto para la delimitación de asociaciones de microfacies. En este apartado se describen las asociaciones de microfacies obtenidas en esta investigación y se muestra en fotomicrografías las características representativas de cada una de estas.

Es importante mencionar que las asociaciones que se presentan están compuestas por grupos de microfacies que comparten características similares, y representan la base del trabajo para la reconstrucción paleoambiental de este estudio. El contenido aloquímico de las rocas juega un papel principal en la construcción de cada una de las asociaciones de microfacies, ya que la discriminación y clasificación de cada uno de estos fue indispensable para realizar dichas asociaciones. Las relaciones que existen entre el contenido aloquímico y las condiciones de depósito están estrechamente ligadas. El contenido de granos esqueléticos y no esqueléticos fue identificado y registrado de acuerdo a los rasgos de abundancia relativa empleando las categorías cualitativas de abundante, frecuente, común, raro y traza, en un orden de mayor a menor densidad respectivamente, ya que de acuerdo con Dunham (1962), el nombre que se le asigne a una roca debe estar relacionado con la abundancia relativa de sus componentes aloquímicos con base numérica de 100.

Una parte fundamental de la descripción de microfacies en este trabajo fue la identificación de los tipos de fábrica (bioturbadas, laminadas, gradadas, con granos orientados, entre otras), texturas y los principales rasgos litoestratigráficos.

Para el estudio de esta sección se realizó el análisis de 153 láminas delgadas y fue posible reconocer 5 asociaciones de microfacies, las cuales fueron designadas con la siguiente nomenclatura informal AMOC-01, AMOC-02 y así sucesivamente. Estas asociaciones son descritas de la forma en que aparecen desde la base hasta la cima de la sección de estudio.

5.5 Asociación de Microfacies AMOC-01.

Esta asociación está representada por un contenido de abundante a común de intraclastos. Otros granos no esqueléticos tales como peloides/pellets se presentan de una manera frecuente (Figura 19.1). Esta asociación cuenta con la presencia común de foraminíferos bentónicos del tipo miliólido y foraminíferos bentónicos seriados, y también se pueden observar valvas de ostrácodos desarticuladas (generalmente de pared delgada) y fragmentos de algas verdes dasycladaceas (Figura 19.2). Raramente se observan fragmentos de gasterópodos, otros bioclastos y cortoides. Fragmentos de braquiópodos y pelecípodos se encuentran de una manera muy escasa (traza), así como también los foraminíferos bentónicos del tipo orbitolínido (Figura 19.4). Los componentes antes mencionados presentan una clasificación pobre a muy pobre y están contenidos en una matriz micrítica homogénea, con excepciones donde se observan texturas con matriz esparitizada. A continuación, se describen las microfacies que conforman a esta asociación.

1. Packstones de intraclastos con abundantes peloides/pelletes, frecuentes miliólidos y foraminíferos bentónicos seriados (Figura 20.1a y 1b), comunes algas verdes dasycladaceas, raros gasterópodos y ostrácodos, y orbitolínidos traza. Las algas en su gran mayoría se presentan fragmentadas, así como los gasterópodos y otros bioclastos.

En esta microfacies se observan tres tipos de fábrica, la principal es la de tipo nodular, seguida de la fábrica de granos orientados y pocas veces fábricas de laminación cruzada (Figura 20.2 y 20.3).

2. Grainstones de intraclastos con abundantes peloides/pellets, comunes algas verdes dasycladaceas (Figura 20.3) y cortoides, raros ostrácodos y fragmentos de braquiópodos y bioclastos.

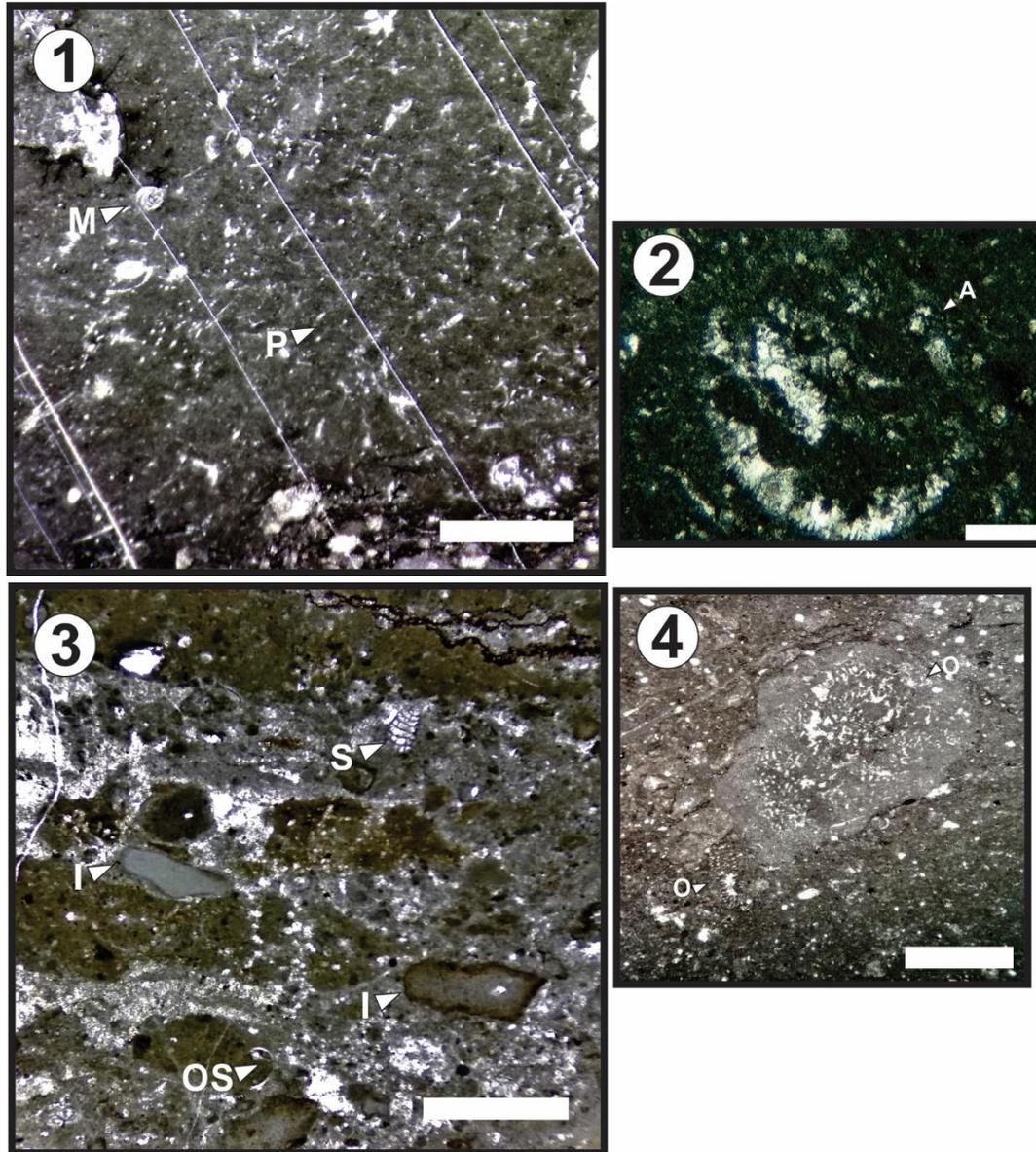


Figura 19. Fotomicrografías que muestran las características generales de la asociación de microfacies AMOC 01. **1)** packstone de peloides/pellets (P) con miliólidos (M) y bioclastos, se observa una matriz micrítica con parches de esparita, muestra OC-116. **2)** alga verde dasycladacea (A), muestra OC-02B, barra de escala= 200 μ m. **3)** packstone de intraclastos (I) con foraminíferos bentónicos seriados (S) y ostrácodos (OS), muestra OC-16B. **4)** packstone de intraclastos donde se observa la presencia de macroforaminíferos bentónicos orbitolínidos, muestra OC-18T. Barra de escala=1 mm (1, 3 y 4).

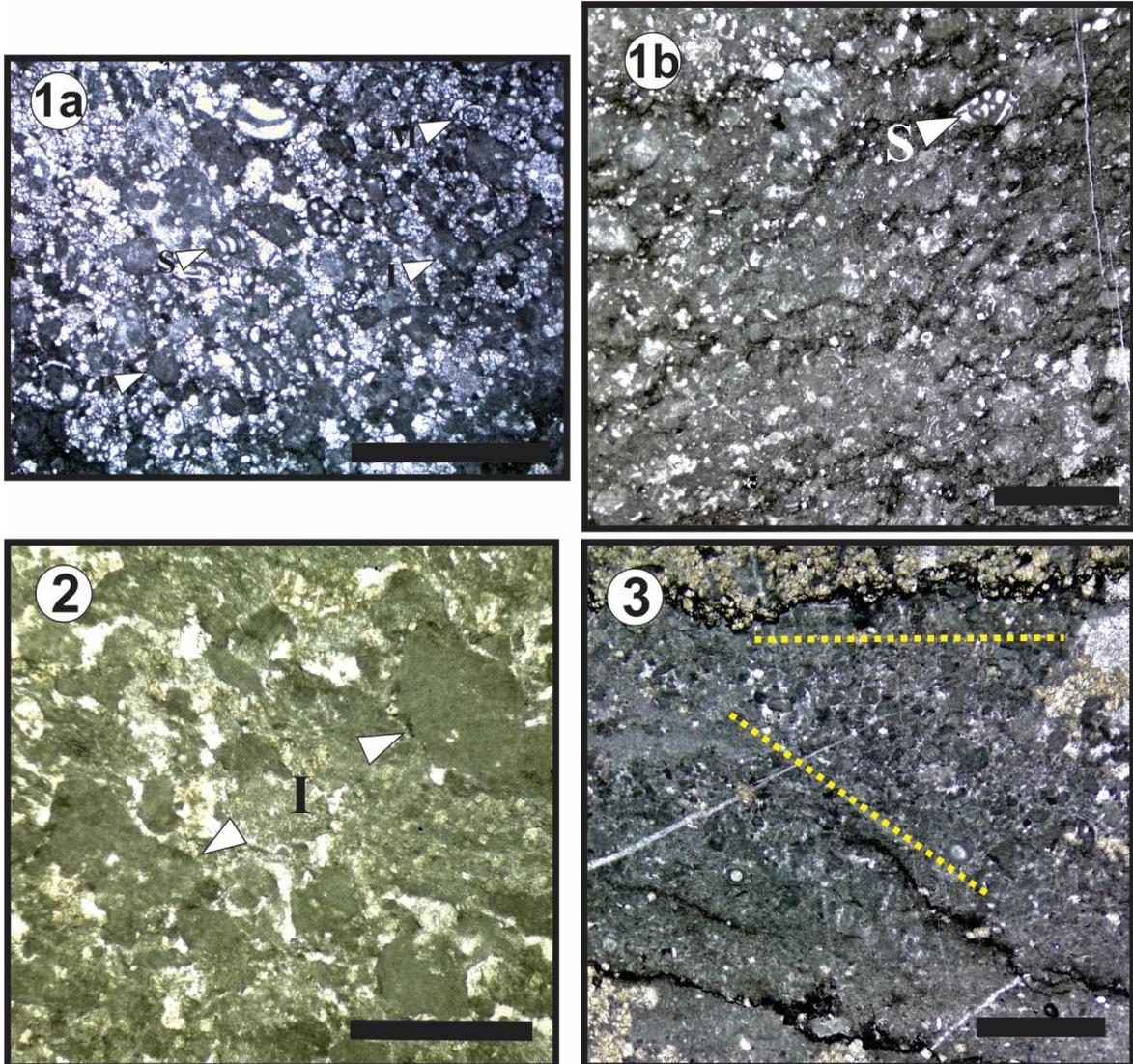


Figura 20. Fotomicrograffas de las características principales de las microfacies N° 1 y N° 2 de la asociación de microfacies AMOC-01. **1a)** packstone de intraclastos con abundantes peloides/pellets, frecuentes foraminíferos bentónicos (seriados y miliólidos) y comunes bioclastos, muestra OC-32, barra de escala= 200 μ m. **1b)** ampliación visual de la muestra OC-32, en esta, se puede observar que presenta una fábrica nodular, exhibe dolomitización en un mosaico porfirotóxico selectivo en la matriz. **2)** packstone de intraclastos sub angulosos, muy pobremente seleccionados, se observa una matriz micrítica sustituida en parches de dolomita, muestra OC-03. **3)** packstone de intraclastos con foraminíferos bentónicos y cortoides, se observan estilolitos irregulares de forma horizontal y diagonal, también es apreciable la presencia de dolomita sucrosa, muestra OC-11M. Barra de escala= 1mm (2 y 3)

En esta microfacies principalmente se observan fábricas de granos orientados y algunas hibridaciones entre la microfacies de packstones y grainstones (Figura 21.2 y 21.3).

3. Wackestone de intraclastos con abundantes peloides/pellets y comunes cortoides. En ocasiones se observan parches de matriz esparitizada (Figura 21.1).

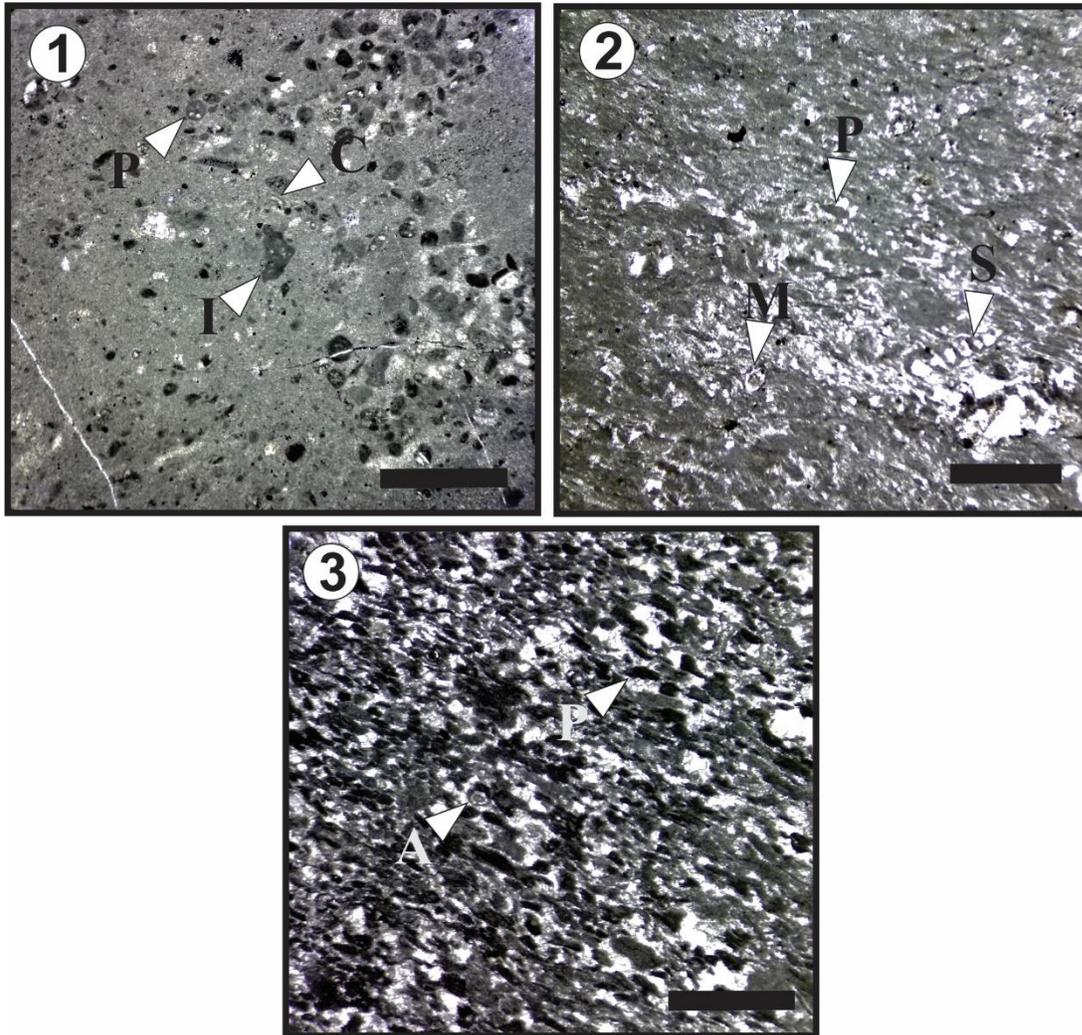


Figura 21. Fotomicrografías que muestran las características principales de la microfacies N° 2 grainstone y N° 3 wackestones de la asociación de microfacies AMOC 01. **1)** wackestone de intraclastos (I) con abundantes peloides (P) y comunes cortoides (C), se observa una matriz micrítica, muestra OC-27M. **2)** packstone-grainstone de peloides/pellets (P) con frecuentes foraminíferos bentónicos (miliólidos (M) y seriados (S)) y comunes cortoides, muestra OC-5T. **3)** grainstone de peloides/pellets (P) con comunes fragmentos de algas verdes (A), presenta una fábrica de granos orientados, muestra OC-87. Barra de escala= 1mm.

5.6 Asociación de Microfacies AMOC 02.

Esta asociación está caracterizada por la disminución notable del contenido de foraminíferos bentónicos y la aparición de espículas. Se observa la presencia de abundante a común de intraclastos, peloides/pellets (Figura 22.1, 22.3), frecuentes espículas (Figura 22.1, 22.2, 22.3 y 22.4) y raros foraminíferos bentónicos seriados y miliólidos. También es posible observar fragmentos traza de algas verdes dasycladaceas (Figura 22.2). Estos aloquímicos están contenidos en una matriz micrítica que se encuentra alterada a microesparita y se presentan moderadamente seleccionados. A continuación, se describen las microfacies representativas de esta asociación de microfacies.

1. Packstones de peloides/pellets con frecuentes espículas, raros foraminíferos bentónicos seriados y miliólidos, raros fragmentos de algas verdes y bioclastos traza (Figura 22.2).
2. Wackestones de peloides e intraclastos con abundantes bioclastos, frecuentes espículas, raros foraminíferos bentónicos y algas verdes traza (Figura 22.1 y 22.3).

Dentro de esta asociación es posible distinguir fábricas de granos orientados y laminaciones plano-paralelas, las cuales podrían estar acentuadas por la compactación y deformación (Figura 22.4).

5.7 Asociación de Microfacies AMOC 03.

Se caracteriza por la presencia de dolomías, las cuales no permiten obtener datos de las texturas originales de las rocas que han reemplazado. Esta asociación representa una facies de recristalización y se repite en diferentes intervalos a lo largo de la columna estratigráfica. Presenta cristales de dolomita en mosaicos de tipo xenotópico, hipidotópico, idiotópico y escasamente se pueden observar mosaicos porfirotópicos y dolomías barrocas.

El mosaico más abundante de la asociación presenta cristales de dolomita contenidos en una fábrica hipidotópica inequigranular con textura planar-s (Figura 23 (primera parte) 3 y 4). Algunos cristales presentan zonación y existen variaciones de tamaño en diferentes muestras que van de mesodolomita a microdolomita (Figura 23 (primera parte) 1). Estas dolomías se caracterizan por presentar dolomitización retentiva/mimética, dolomitización destructiva, selectiva y pervasiva (Figura 23 (segunda parte) 5 y 6).

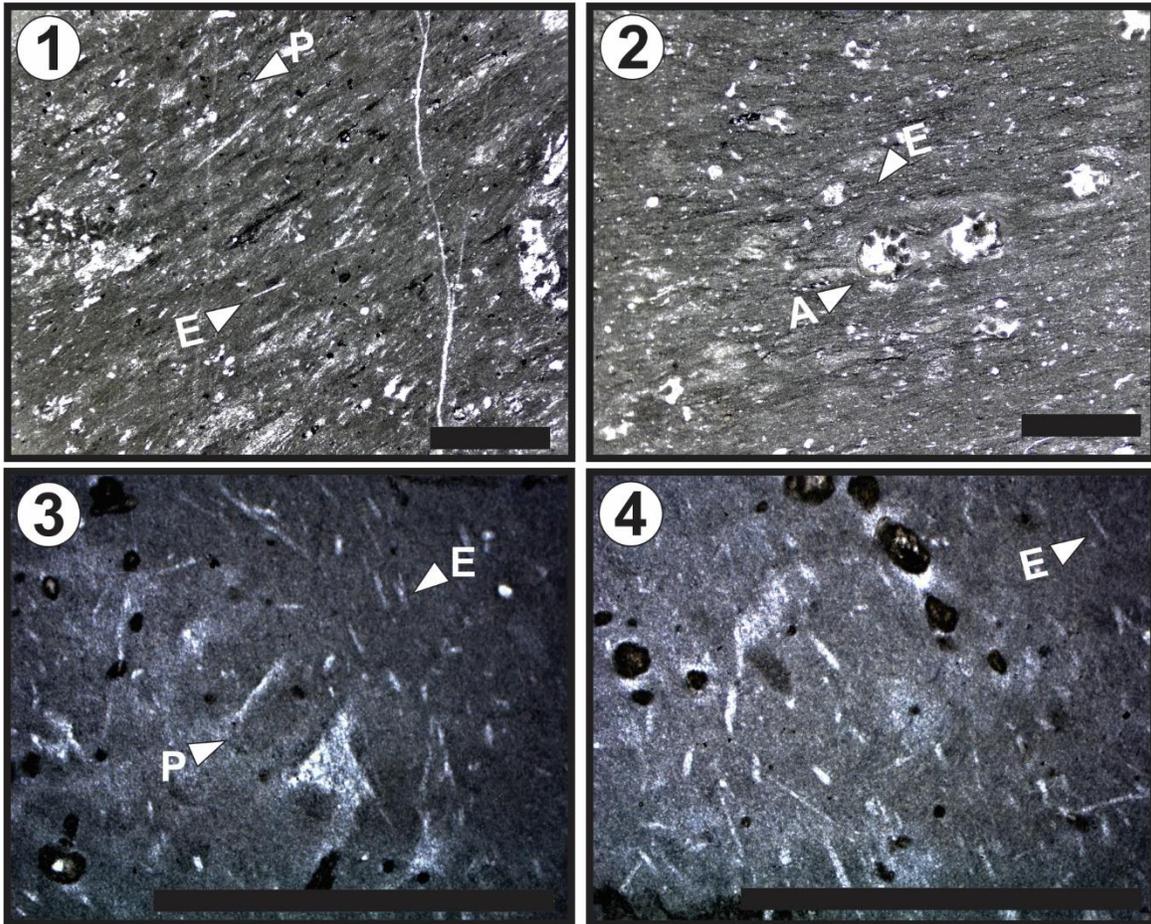


Figura 22. Fotomicrográficas que muestran las características principales de la asociación de microfacies AMOC 02. **1)** Wackestone de peloides e intraclastos subangulosos (P) con frecuentes espículas (E) y comunes bioclastos, muestra OC-11B. **2)** Packstone con fragmentos de algas (A) y comunes espículas y bioclastos. Por lo regular esta microfacies presenta laminación plano-paralela, pero es muy posible que sean efectos diagenéticos, muestra OC-41. **3)** Wackestone de peloides (P) subredondeados moderadamente seleccionados y frecuentes espículas (E), **4)** orientación de espículas, muestra OC-86. Barra de escala= 1mm.

El segundo mosaico más abundante es el de dolomía idiotópica equigranular con cristales con textura planar-e, también se le conoce como dolomía sucrosa (Figura 23 (primera parte) 1). La dolomitización que se observa es selectiva en la matriz, y en algunos casos se puede

observar en los estilolitos y ocasionalmente es pervasiva. En este mosaico se observan cristales de dolomita que presentan zonación. La porosidad que existe entre los cristales está sellada con materia orgánica y con óxidos de hierro.

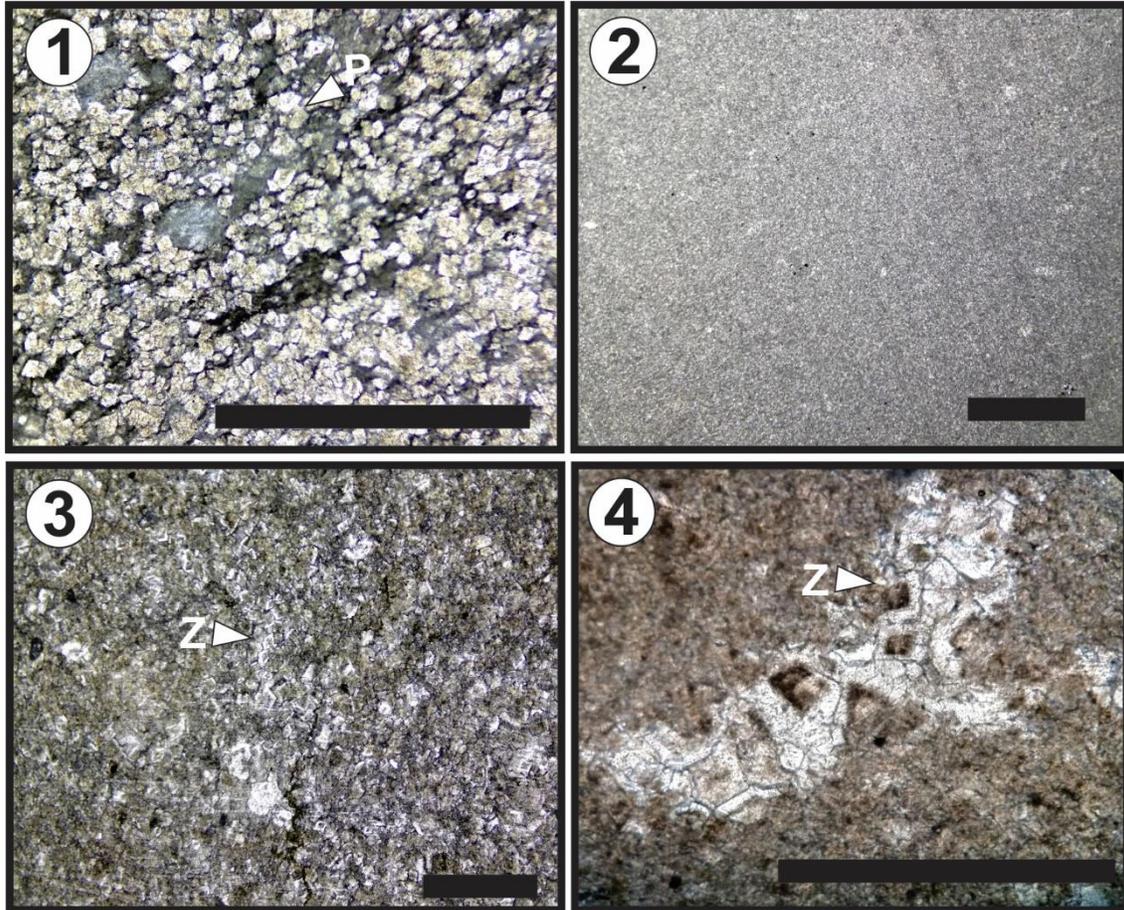


Figura 23 (primera parte). Fotomicrografías que muestran las características principales de la asociación de microfacies AMOC 03. **1)** dolomía calcárea con fábrica idiotópica equigranular con textura planar-e (P), se distinguen algunos rasgos de la textura original, posiblemente se trate de intraclastos en una matriz micrítica. La porosidad intercrystalina se encuentra sellada con materia orgánica, muestra OC-11T. **2)** debido al tamaño menor a 30 μm esta dolomía se clasifica como una microdolomía pervasiva destructiva. No se observa ningún rastro de la textura original, muestra OC-63. **3)** dolomía que presenta un mosaico hipidiotópico equigranular de textura planar-s, se muestra de una manera pervasiva destructiva, sus cristales presentan zonación (Z), muestra OC-17T. **4)** dolomía con cristales contenidos en una fábrica hipidiotópica equigranular con textura planar-s, los cristales presentan zonación (Z), la claridad de los cristales zoneados se debe posiblemente al relicto de un aloquímico el cual no es reconocible o a eventos de dolomitización primaria y tardía, muestra OC-23B. Barra de escala= 1mm.

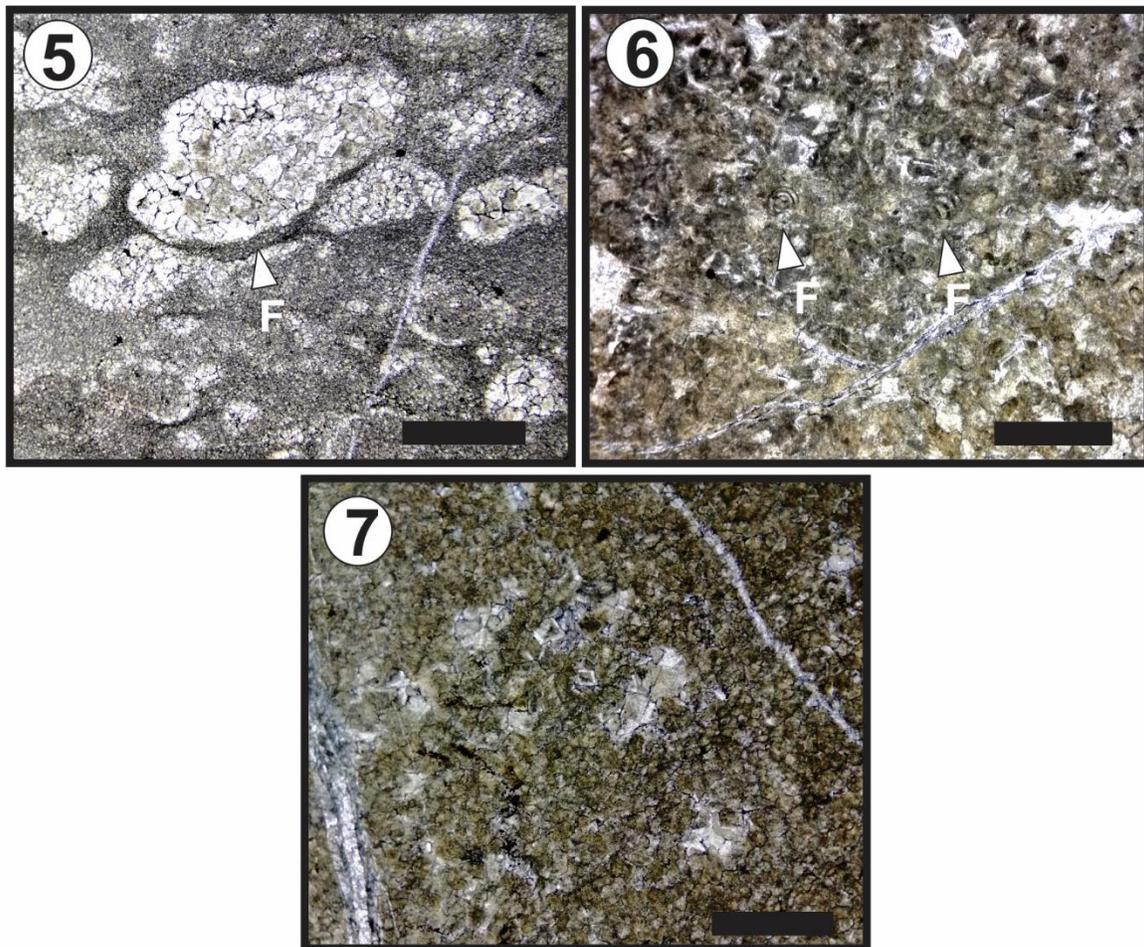


Figura 23 (segunda parte). Fotomicrografías que muestran las características principales de la asociación de microfacies AMOC 03. **5)** dolomía pseudomórfica con “fantasmas” de posibles intraclastos, peloides o bioclastos. Las partes finas están representadas por microdolomita y los fantasmas (F) cuentan con cristales de mesodolomita (cristales mayores a 30 μm) que presentan una fábrica con un mosaico hipidiotópico con crecimiento hacia el centro de cada fantasma, muestra OC-34. **6)** dolomía pseudomórfica, se distinguen claramente algunos aloquímicos como foraminíferos bentónicos seriados, miliólidos (F) y peloides, muestra OC-110. **7)** dolomía hipidiotópica con cristales equigranulares los cuales se presentan zoneados, se observan algunas secciones con cristales de un color claro, posiblemente se debe a un relicto de aloquímicos, muestra OC-64. Barra de escala= 1mm.

La dolomita de mosaico xenotópico equigranular, porfirotópico y la dolomita barroca, aparecen esporádicamente intercaladas con las antes mencionadas (Figura 24).

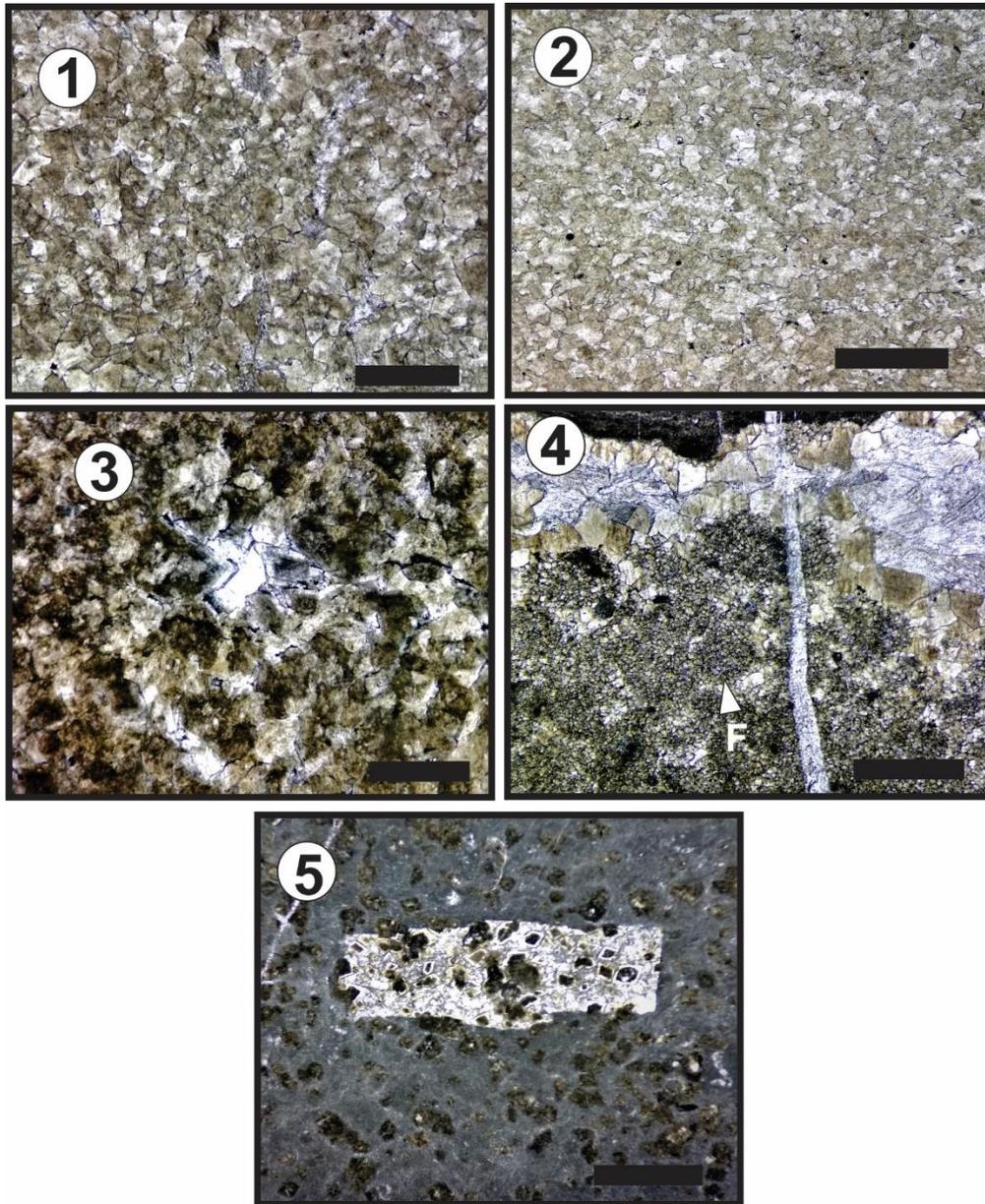


Figura 24. Fotomicrografías de las características que presentan las dolomías xenotópicas, barroca y porfirotópica de la asociación AMOC 03. **1 y 2)** dolomías de mosaico xenotópico con una textura no planar. Claramente se observan los límites cristalinos curvados. **3)** dolomía barroca, los cristales de dolomita presentan un aspecto sucio. **4)** cristales de dolomía barroca, nótese que se encuentra en contacto con dolomía pseudomórfica, y se pueden apreciar los fantasmas de peloides, muestra OC-27M. **5)** cristales euhedrales de dolomía porfirotópica zoneados y flotando en una matriz micrítica, muestra OC-100. Barra de escala = 1 mm.

5.8 Asociación de Microfacies AMOC 04.

Esta asociación presenta una microfacies de wackestones de espículas que exhiben fábricas de granos orientados, laminación plano-paralela y esporádicamente se observa laminación cruzada (Figura 25). Es frecuente encontrar bioclastos y raros restos de pez que mantienen las mismas características de las fábricas antes mencionadas. La mayoría de los aloquímicos de esta asociación de microfacies se encuentran recristalizados o en ocasiones se presentan dolomitizados. Cabe mencionar que en esta asociación la presencia de materia orgánica en cantidades considerables es un rasgo distintivo.

Esta asociación posee variantes discretas, las cuales se diferencian por el contenido aloquímico como los son: 1. Wackestones de espículas y 2. Wackestones de espículas y frecuentes fragmentos de pez con comunes bioclastos.

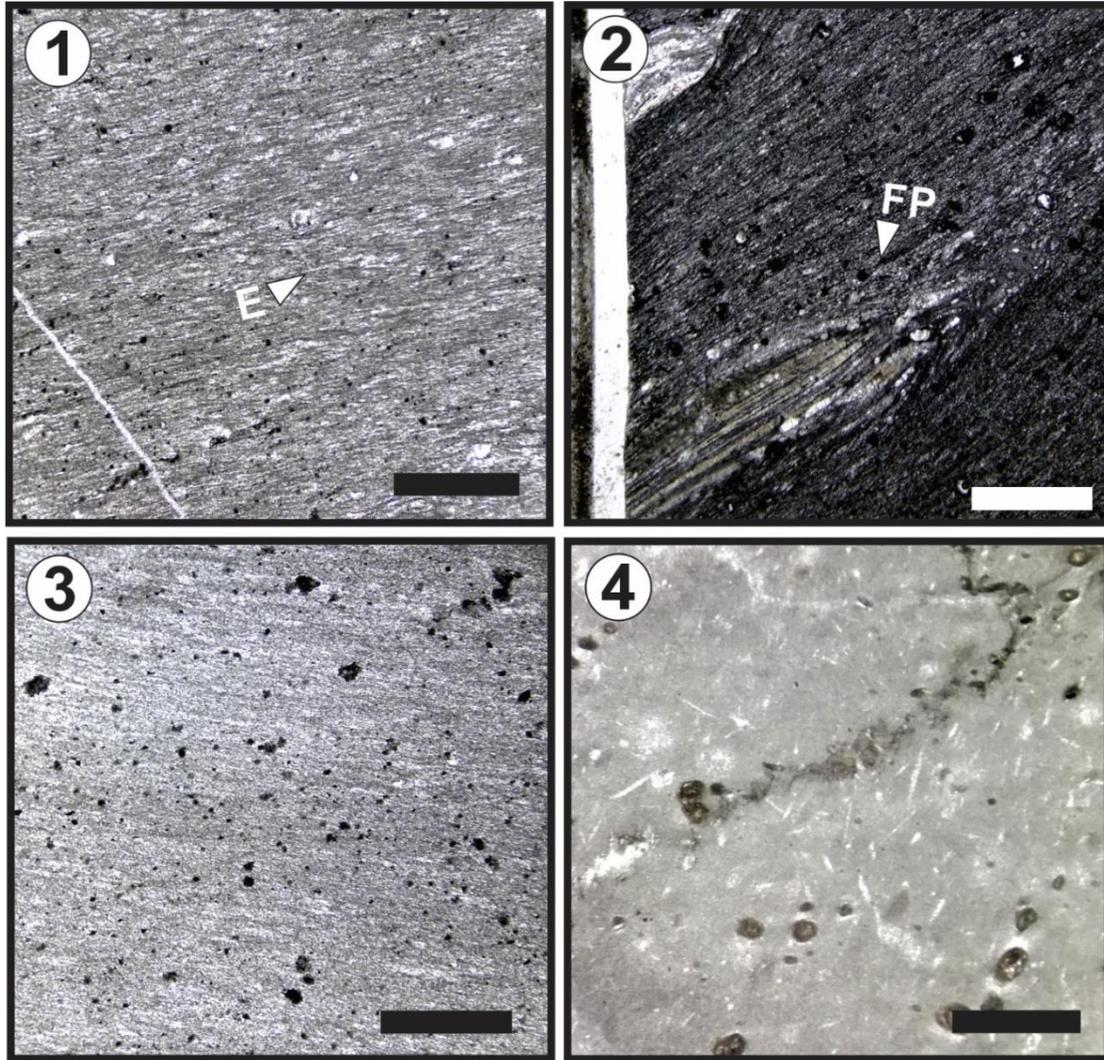


Figura 25.1. Fotomicrografías donde se muestran las características principales de la asociación de microfacies AMOC 04. 1) Wackestone de espículas (E) con frecuentes bioclastos, se observa una matriz micrítica alterada a microesparita y una alineación preferencial de las espículas, muestra OC-38. 2) Wackestone laminado con frecuentes espícula y comunes fragmentos de peces (FP), muestra OC-38. 3) Wackestone de espículas, se observa una matriz altamente alterada a microesparita, muestra OC-71. 4) Wackestone de espículas, nótese que las espículas no tienen una orientación definida. Barra de escala 1 mm.

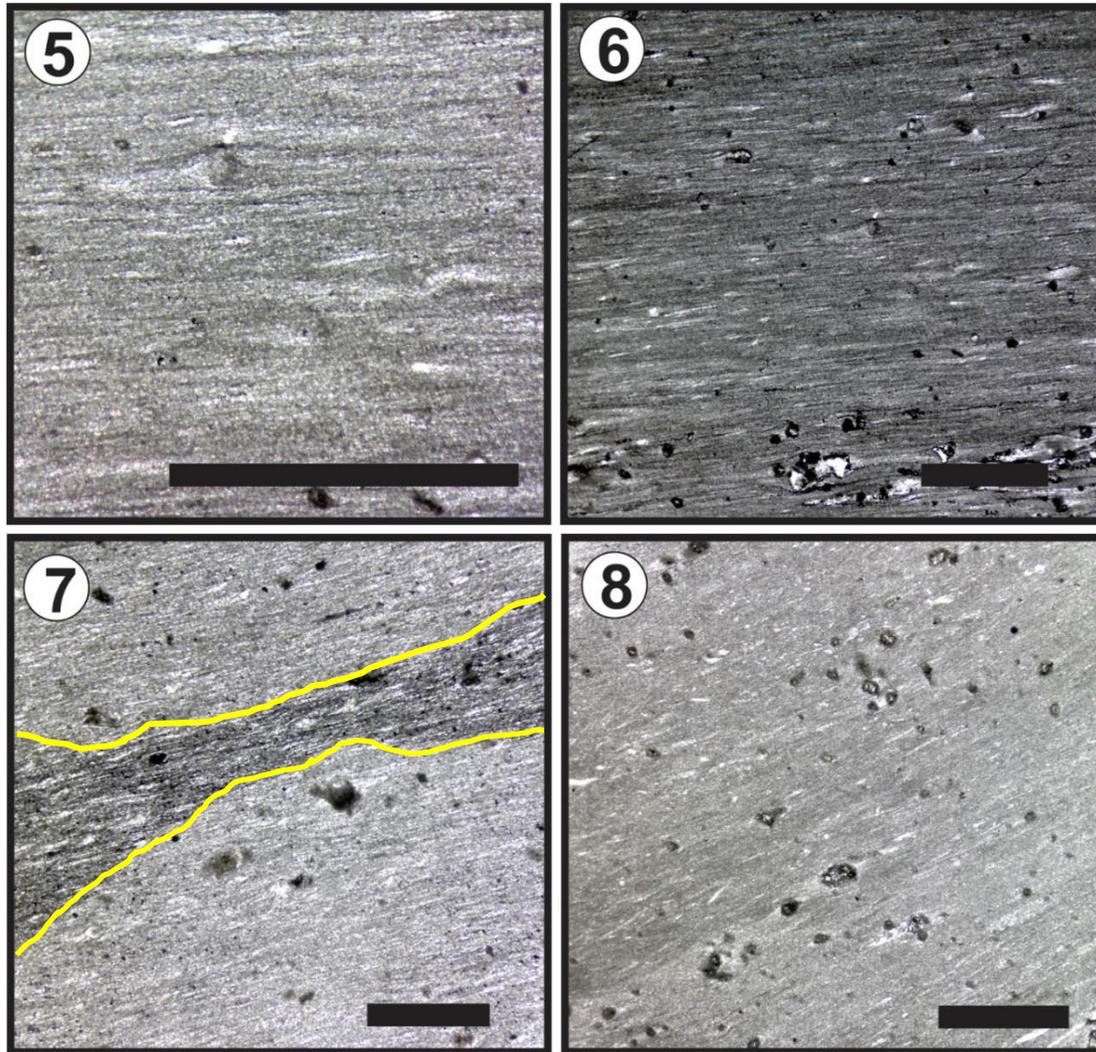


Figura 25.2. Muestra OC-86. **5 y 6)** Laminación plano-paralela en wackestone de espículas, muestra OC-81. **7)** Presencia de materia orgánica (delimitada con línea amarilla) en wackestone de espículas con granos orientados, muestra OC-112. **8)** Wackestone de espículas con granos orientados, muestra OC-74. Barra de escala= 1mm.

5.9 Asociación de Microfacies AMOC 05.

Esta asociación de microfacies muestra características particulares en sus fábricas y estructuras sedimentarias primarias. El contenido aloquímico es muy similar al de las dos primeras asociaciones de microfacies, solo se diferencia por la aparición de favreinas (Figura 26).

En esta asociación se observan superficies erosivas (Figura 27), cambios texturales drásticos en diferentes intervalos (Figura 27.1 y 27.2), gradaciones (Figura 28.4), marcas de carga, flamas (Figura 28.1), estructuras *dish* y escapes de agua (Figura 28.3).

La principal característica de esta asociación es que las facies se encuentran arregladas en forma de láminas (Figura 28.3 y 28.2). Estas láminas al microscopio presentan texturas packstone, grainstone y wackestone, y entre ellas se observan en afloramiento horizontes arcillosos y superficies erosivas.

Es importante mencionar que en las texturas antes mencionadas es notable la abundancia de intraclastos y peloides/pellets, frecuentes foraminíferos bentónicos (seriados y miliólidos), comunes fragmentos de algas y bioclastos, raros favreínidos y espículas traza (Figura 29.1)

Algunas láminas de esta asociación se encuentran dolomitizadas, pero el carácter pseudomórfico de los mosaicos permite hacer inferencias directas sobre el contenido aloquímico de estos horizontes. Los aloquímicos que se reconocieron posiblemente pertenecen a intraclastos y a foraminíferos bentónicos (Figura 29.2).

A continuación, se presenta una serie de fotomicrografías en las cuales se muestran las características antes mencionadas.

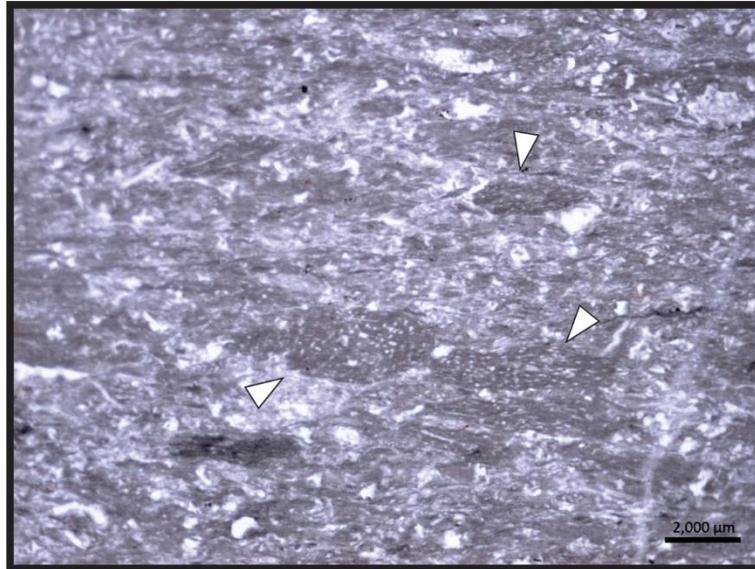


Figura 26. Fotomicrografía que muestra el contenido aloquímico de la muestra OC-75, se observa una textura packstone-grainstone de peloides e intraclastos con frecuentes favreinas (flechas blancas), estos aloquímicos muestran una clasificación moderada y los intraclastos y peloides se observan subredondeados.

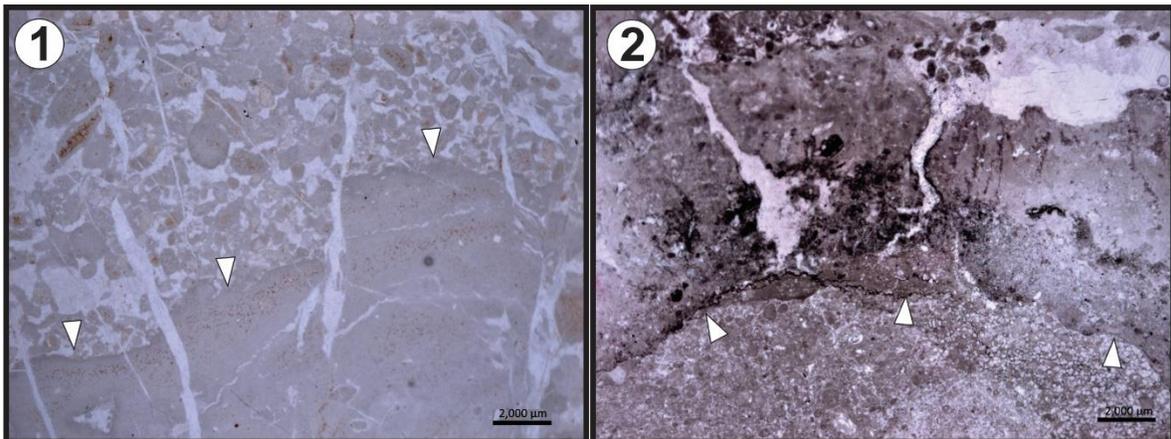


Figura 27. Fotomicrografías de las muestras OC-56 (1) y OC-51(2), las flechas blancas señalan un estilolito granoselectivo donde se observa la separación de dos diferentes texturas, (1) La parte inferior de la imagen muestra un floatstone de intraclastos con una fábrica brechoide y la superior un rudstone de peloides con abundantes intraclastos subangulosos y moderadamente seleccionados. (2) La parte inferior muestra una textura grainstone de peloides con contenido bioclástico y hacia la parte superior se observa un packstone de peloides. Escala= 2 mm.

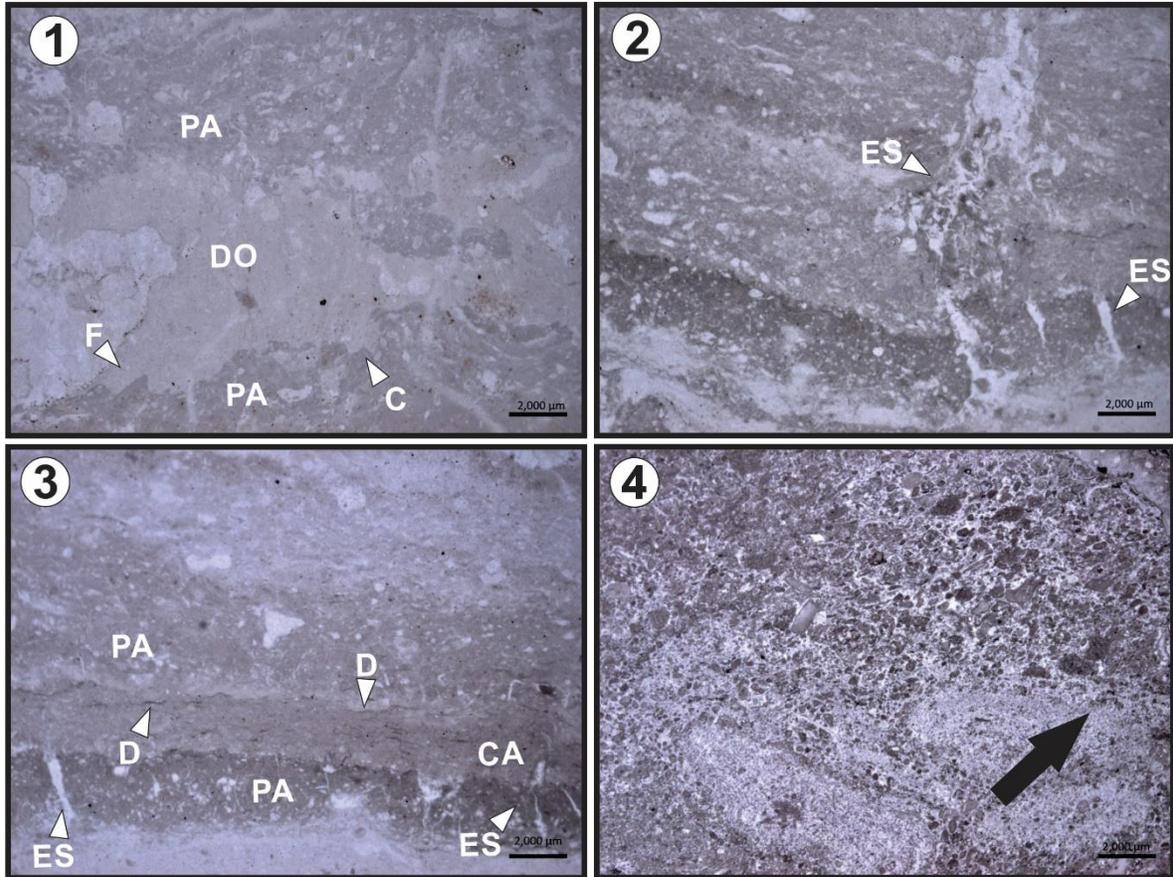


Figura 28. Fotomicrografías que muestran algunas de las características mencionadas en la descripción de la asociación de microfacies AMOC 05. (1) estructuras de flama (F) y de carga (C), las áreas de la sección con una coloración clara pertenecen a un mosaico de dolomita (DO), mientras que las partes oscuras a un packstone (PA), muestra OC-54. (2) fluidificación del material, se observan estructuras de escape de agua (ES), muestra OC-50. (3) laminaciones con diferentes texturas, packstone de peloides con bioclastos (PA), capa arcillosa (CA), se observan estructuras tipo plato (D), muestra OC-50. (4) gradación en una textura rudstone de intraclastos y frecuentes peloides, muestra OC-51. Escala= 2 mm.

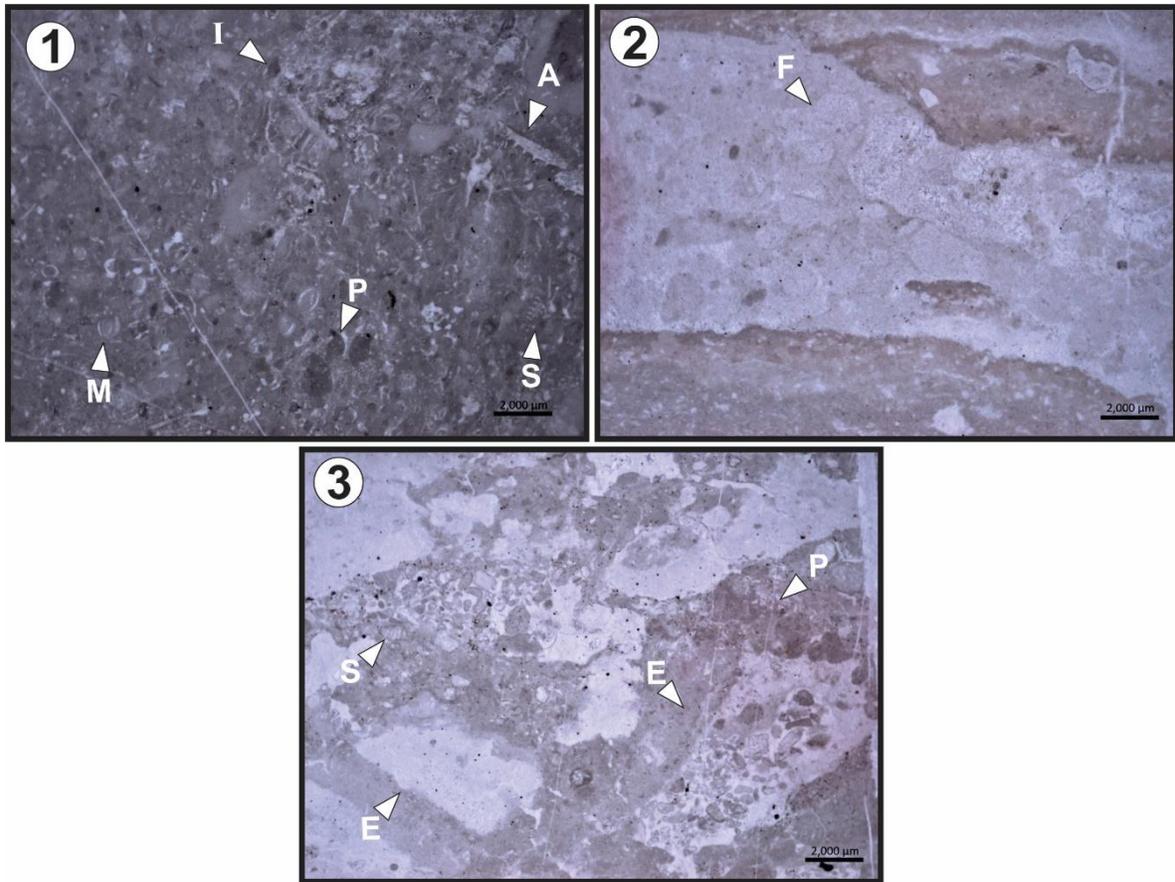


Figura 29. Fotomicrografías donde se muestran algunas características de la asociación de microfacies AMOC 05. **1)** Packstone de intraclastos (I) con abundantes peloides (P), frecuentes miliólidos (M) y foraminíferos bentónicos seriados (S), y comunes fragmentos de algas verdes (A) y otros bioclastos, muestra OC-83. **2)** laminaciones donde se observa dolomitización selectiva pseudomórfica, los fantasmas (F) posiblemente pertenezcan a intraclastos y peloides, muestra OC-50. **3)** Rudstone de extraclastos (E) con abundantes peloides (P) y frecuentes foraminíferos bentónicos seriados (S), algunos extraclastos se encuentran dolomitizados, muy pobremente clasificados y van de subangulosos a angulosos, muestra OC-53. Escala= 2 mm.

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

6.1 Generalidades.

La reconstrucción paleoambiental de un paquete rocoso estratificado, depende de una gran variedad de factores que van desde las observaciones realizadas en campo, hasta la descripción textural de cada microfacies en un contexto temporal. Esta tarea no resulta fácil ya que los procesos a los que están sujetas las rocas durante la diagénesis pueden enmascarar o destruir totalmente los rasgos sedimentarios primordiales (como lo son fábricas, texturas y estructuras primarias), elementos importantes para la interpretación.

En este apartado se realiza la conjunción de los atributos de las asociaciones de microfacies descritos en el capítulo anterior, con las observaciones realizadas durante los trabajos de campo. Esta conjunción de datos es el soporte documental de la interpretación de los ambientes de depósito de las facies de la Formación Orizaba presentes en la Sección Orizaba-Cobatzalco ubicada en la Sierra de Zongolica.

6.2 Significado Ambiental de las Asociaciones de Microfacies.

6.2.1 Asociación de Microfacies AMOC-01. (SMF 04 *sensu* Flügel, 2010)

La característica principal de esta asociación es la abundancia de intraclastos que van de angulosos hasta subredondeados y están mal seleccionados en texturas granosportadas. Estas características representan el retrabajo del sustrato. La redondez y selección indican un grado considerable de transporte en las partículas. La matriz en la que están embebidos no es totalmente homogénea lo que indica un acarreo en masa de una mezcla de agua y lodo. Presenta fábricas desorganizadas ya que el contenido de aloquímicos se encuentra arreglado en forma caótica. La presencia de estructuras sedimentarias primarias resulta casi nula, y solo se registran algunas laminaciones cruzadas y orientación preferencial de los granos. La presencia de foraminíferos bentónicos del tipo miliólido y algas indicaría un ambiente de laguna restringida, sin embargo, estos aloquímicos se encuentran fragmentados y mezclados con fragmentos de moluscos y otros bioclastos, lo que permite inferir que han sido transportados y representan acumulaciones alóctonas. Por otro lado, la redondez de los intraclastos, la selección de los aloquímicos en su conjunto y la presencia casi nula de

estructuras sedimentarias primarias, son características típicas de los depósitos de flujos de detritos (Flügel, 2010).

Estos flujos de detritos son comunes en los ambientes de talud, donde es común que ocurran diferentes procesos como la remoción en masa de sedimento por flujos de gravedad, y la acumulación de escombros, detritos y diversos granos por procesos turbidíticos. Dentro de las facies de talud es posible encontrar una mezcla de facies someras con facies profundas, pero esto estará en función de otros eventos tales como las fluctuaciones del nivel mar o procesos asociados a ambientes sedimentarios tectónicamente activos.

6.2.2 Asociación de Microfacies AMOC-02. (SMF 02 *sensu* Flügel, 2010)

Esta asociación está caracterizada por la súbita aparición de espículas y una notable abundancia de peloides. De acuerdo con Kiessling (1996) la aparición frecuente de espículas se utiliza para caracterizar los ambientes de la zona batial y abisal. Flügel (2010) sugiere que la abundancia relativa de espículas ayuda a caracterizar junto a la biota silíceo (radiolarios), ambientes de talud y cuenca proximal y hace una relación donde propone que la presencia de espículas disminuye hacia facies más profundas y aumenta cerca de la plataforma.

Por su parte, Hartman et al. (1980) y Jach (2002) mencionan que las espículas son comunes en entornos marinos profundos, tanto en la cuenca como en el talud. Para el caso de los peloides, su ocurrencia es más frecuente en facies de zonas mareales someras, calizas de plataforma submareales, arrecifes y montículos de lodo, pero también son abundantes en carbonatos de aguas profundas (Flügel, 2010).

La presencia de foraminíferos bentónicos seriados en estas facies, indica que existen condiciones de oxigenación favorables en el sustrato. También se observan raros fragmentos de algas y de miliólidos, lo que permite inferir que existe un mínimo aporte de aguas más someras. Las características de esta asociación son indicativas de un ambiente relativamente profundo como lo es la plataforma profunda y el pie de talud.

Las fábricas de granos orientados indican que el ambiente contaba con corrientes de flujo unidireccional, responsable de la orientación de las espículas presentes en esta asociación.

Esta fábrica además permite reconocer a grandes rasgos las condiciones hidrodinámicas del fondo marino.

6.2.3 Asociación de Microfacies AMOC-03.

Esta investigación no está enfocada en la descripción de los rasgos diagenéticos presentes en la sección de estudio. Sin embargo, esta asociación representa una componente diagenética muy peculiar e importante que se ha documentado en la sección de estudio, los procesos de dolomitización, y se incorpora en la descripción de las facies en este trabajo para ilustrar el producto de dicho proceso. Esta dolomitización se asume como de reemplazamiento, y de acuerdo con las características que muestran los diferentes mosaicos resultantes, se infiere que existen diferentes condiciones y tiempos de formación.

Para interpretar la variedad de mosaicos texturales en esta asociación, se utilizaron los modelos de dolomitización de enterramiento somero y profundo de Warren (2000).

Los modelos de enterramiento somero contemplan como producto del proceso de dolomitización a los mosaicos planar-s y sucroso. Como se mencionó en el capítulo anterior, la asociación de dolomías estudiadas en este trabajo cuenta con estos mosaicos que además presentan la característica de ser selectivos y miméticos, y de estar zoneados. Estas características fortalecen la idea de un origen asociado a los modelos de enterramiento somero.

Los mosaicos xenotópico, porfirotópico y la dolomía barroca, comparten el rasgo de presentar cristales con núcleos oscuros, son pervasivos destructivos y se observan en zonas de estilolitos. Estas características son típicas en los modelos de enterramiento profundo.

Ferret et al. (2006), reconocen al menos tres eventos de dolomitización en la historia diagenética en la Plataforma de Córdoba, donde describe asociaciones de dolomitización por enterramiento somero y profundo.

Es importante destacar que los modelos antes propuestos están sujetos a observaciones realizadas en lámina delgada, partiendo únicamente de las características petrográficas de los mosaicos de dolomita presentes.

6.2.4 Asociación de Microfacies AMOC-04. (SMF 01 *sensu* Flügel, 2010)

Esta asociación describe la abundancia de espículas asociadas a bioclastos y fragmentos de peces en una matriz micrítica con un contenido de materia orgánica considerable. Todo lo anterior es consistente para interpretar en primera instancia un ambiente relativamente profundo. Las texturas wackestone y las fábricas con laminaciones plano-paralelas indican un ambiente de baja energía, por otra parte, la ausencia de elementos de aguas someras sugiere de la misma manera un ambiente de depósito profundo (Kandemir y Yilmaz, 2009).

Flügel (2010), sugiere que el alto contenido de espículas orientadas de forma paralela a la laminación ocurre principalmente en ambientes de plataforma profunda y cuenca. Las laminaciones cruzadas presentes permiten inferir un ambiente con condiciones hidrodinámicas de baja energía con influencia de corrientes distales.

Los fragmentos de pez encontrados en excelente estado de preservación, la ausencia de fauna bentónica y el alto porcentaje de materia orgánica sugieren condiciones de anoxia. Los restos de pez tienden a aparecer en un rango muy amplio en ambientes someros, aunque también es posible encontrarlos en ambientes de plataforma profunda y de cuenca (Flügel, 2010).

6.2.5 Asociación de Microfacies AMOC-05.

La interpretación de esta asociación se sujetó a las descripciones de las características observadas en el microscopio, conjuntadas a las observaciones realizadas en campo. A continuación, se realizan dichas comparaciones.

La asociación está ubicada a la mitad de la sección de estudio, entre los niveles 50 al 56, 75 y 83 (ver en columna estratigráfica en la Figura anexo 1). Los niveles 50, 51, 53 y 54 (ver en columna estratigráfica en la Figura anexo 1 y en las Figura 30 y 31) son estratos delgados de 5 cm a 50 cm de espesor que presentan laminaciones plano-paralelas. En la vista microscópica se observan láminas con contactos irregulares y estructuras de fluidificación en packstones y grainstones de intraclastos y peloides con foraminíferos bentónicos, intercaladas con láminas de material arcilloso hacia la cima de la sucesión.

Del nivel 55 al 57 (ver en columna estratigráfica anexo 1 y en Figura 32), se observa hacia la base en el afloramiento, una superficie erosiva, seguida por un flujo grano decreciente de

bioclastos de rudistas, con orientación preferencial de los granos. Sobre éste se encuentra un nivel arcilloso representado por una lutita de color negro, terminando hacia la cima con laminaciones curvadas. A nivel microfacies se observa una fábrica grano decreciente de rudstone lavado de intraclastos y peloides en contacto erosivo hacia la cima, con un rudstone de matriz micrítica. El nivel superior se encuentra totalmente dolomitizado con un mosaico de dolomita mimética.

La asociación AMOC-05 contiene aloquímicos que tienen procedencia de un ambiente lagunar y que fueron depositados en aguas más profundas. De acuerdo con Pérez-López y Pérez-Valera (2012), las corrientes generadas por eventos de tormenta erosionan las partes someras de la plataforma, formando una mezcla de granos esqueléticos, intraclastos y peloides, entre otros, que se deposita en zonas costeras o es transportada hacia aguas más profundas. Adicionalmente la base irregular o erosiva, gradación y horizontes condensados permiten asociar estos niveles a depósitos de tormenta (Jones y Desrochers, (1992) en Flügel, (2010)). Las texturas packstone y grainstone interestratificados, probablemente son resultado de la frecuencia e intensidad de la tormenta, profundidad del agua y la proximidad del área fuente. Einsele y Seilacher (1982) y Flügel (2010) mencionan que los efectos de un evento de tormenta decrecen en proporción a la profundidad, y clasifican a los depósitos que resultan de dichos eventos en depósitos de tormenta proximales y distales. Los depósitos proximales están caracterizados por estratificación gruesa de base irregular y abundantes bioclastos de grano grueso y los depósitos de tormenta distales se caracterizan por capas de un solo evento con bases irregulares o planas, dominadas por texturas lodosas y de granos finos. Lo que permite inferir que en los estratos 50 al 57 se observa un posible depósito de tormenta distal.

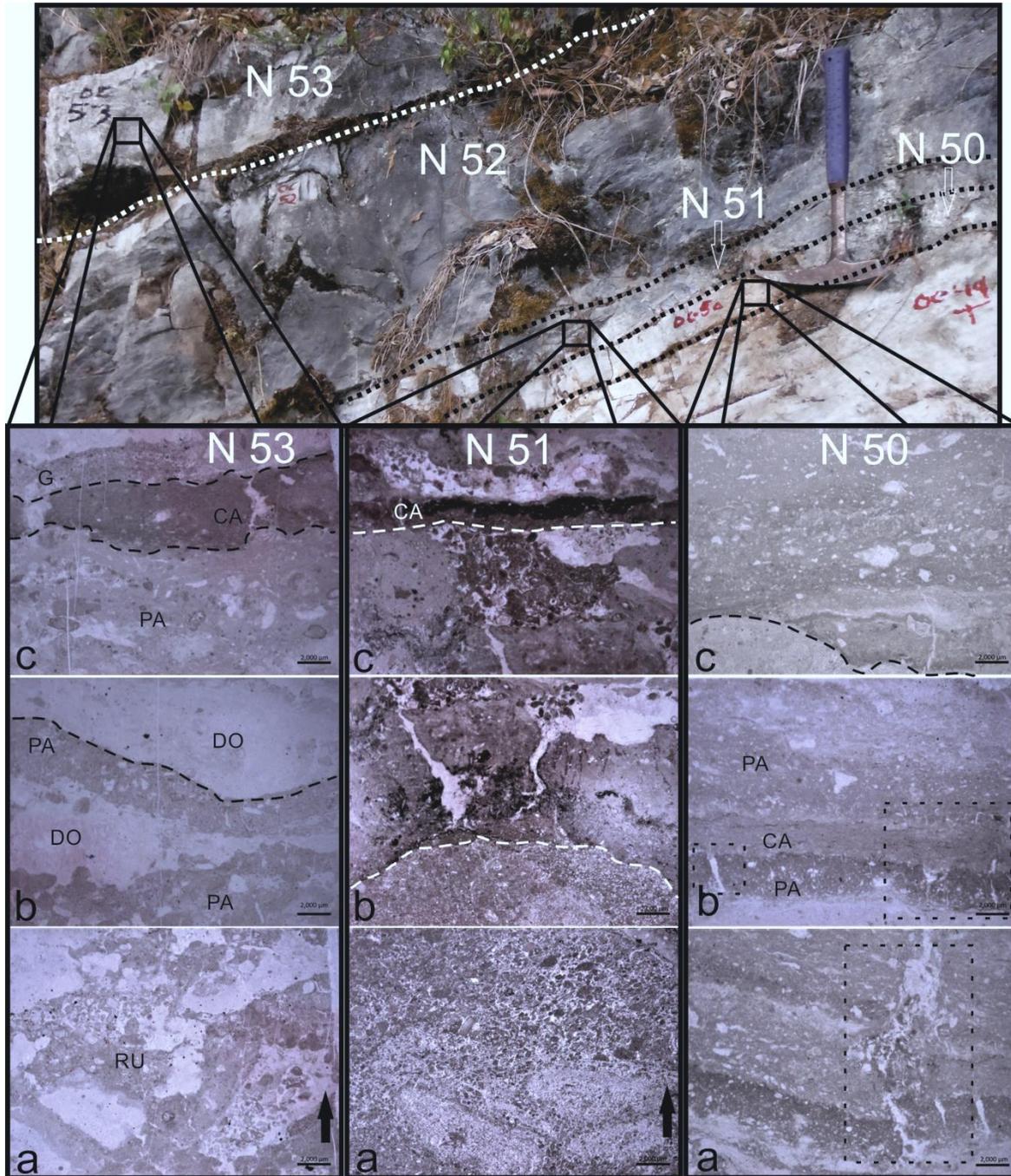


Figura 30. Detalle de las características macro y micro de los niveles 50-53. A continuación se realiza la descripción nivel por nivel: **N 50.** Presenta estructuras tales como intercalación de láminas con base irregular (Figura N 50-c) señalizada con la línea negra punteada, escapes de agua (Figura N 50-b) se encuentran indicados dentro del rectángulo punteado. PA= láminas con texturas packstone, CA= capa arcillosa donde se observan estructuras de plato y fluidificación de material y escapes de agua (Figura N 50-a) indicados dentro del rectángulo punteado. **N 51.** Gradación inversa (Figura N 51-a); superficie irregular (Figura N 51-b) señalizada con la línea blanca punteada y capa arcillosa (CA) con materia orgánica (N 51-c). **N 52.** Este nivel

está incluido en la asociación de microfacies AMOC-02, presenta una textura de wackestone-packstone de intraclastos. **N 53.** Rudstone de litoclastos (RU) con abundantes intraclastos (Figura N 53-a); superficies erosivas en intercalaciones de packstones (PA) y dolomías (DO) (Figura N 53-b); capa arcillosa (CA) con base irregular, hacia la cima se observa un grainstone con gradación normal (G) (Figura N 51-c). Escala de fotomicrografías= 2 mm.

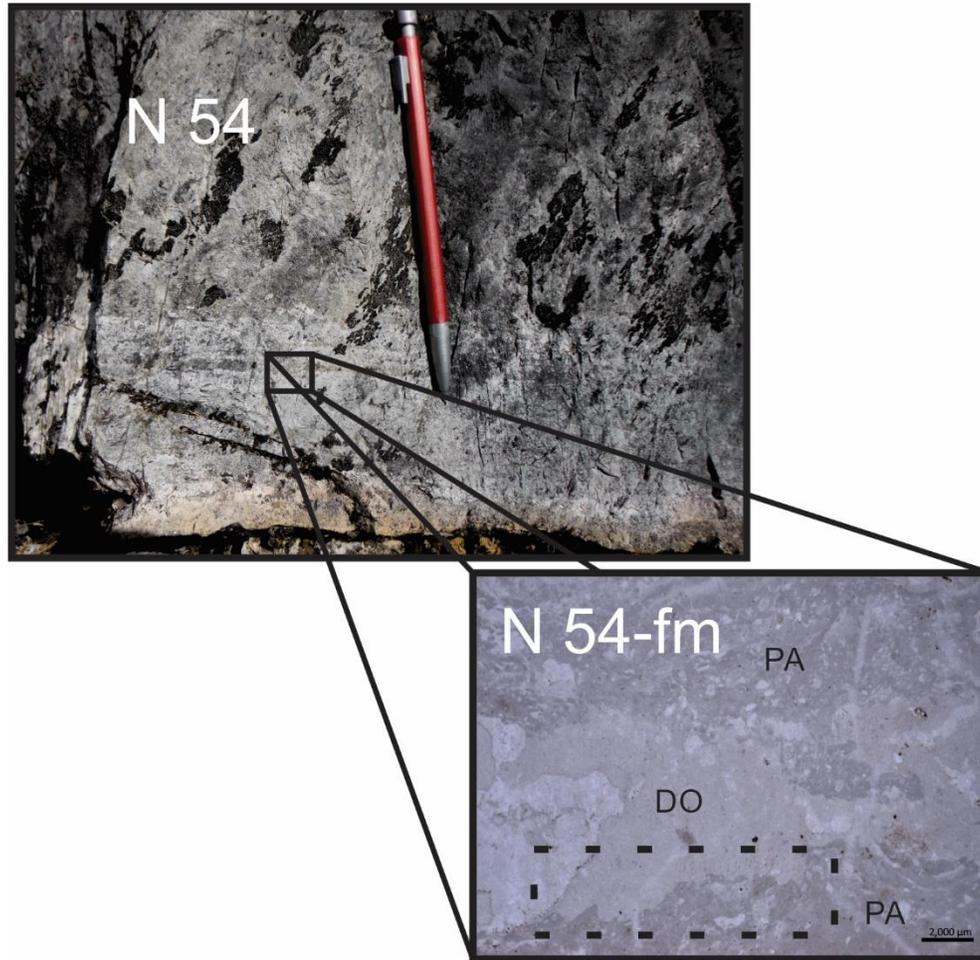


Figura 31. Detalle del nivel 54 (N 54), el cual presenta laminación plano-paralela. Además, aunque a nivel de afloramiento no se observan, bajo el microscopio es posible observar estructuras de flama y de carga (N 54-fm), estas se muestran dentro del rectángulo punteado. (PA=packstone, DO= dolomía)

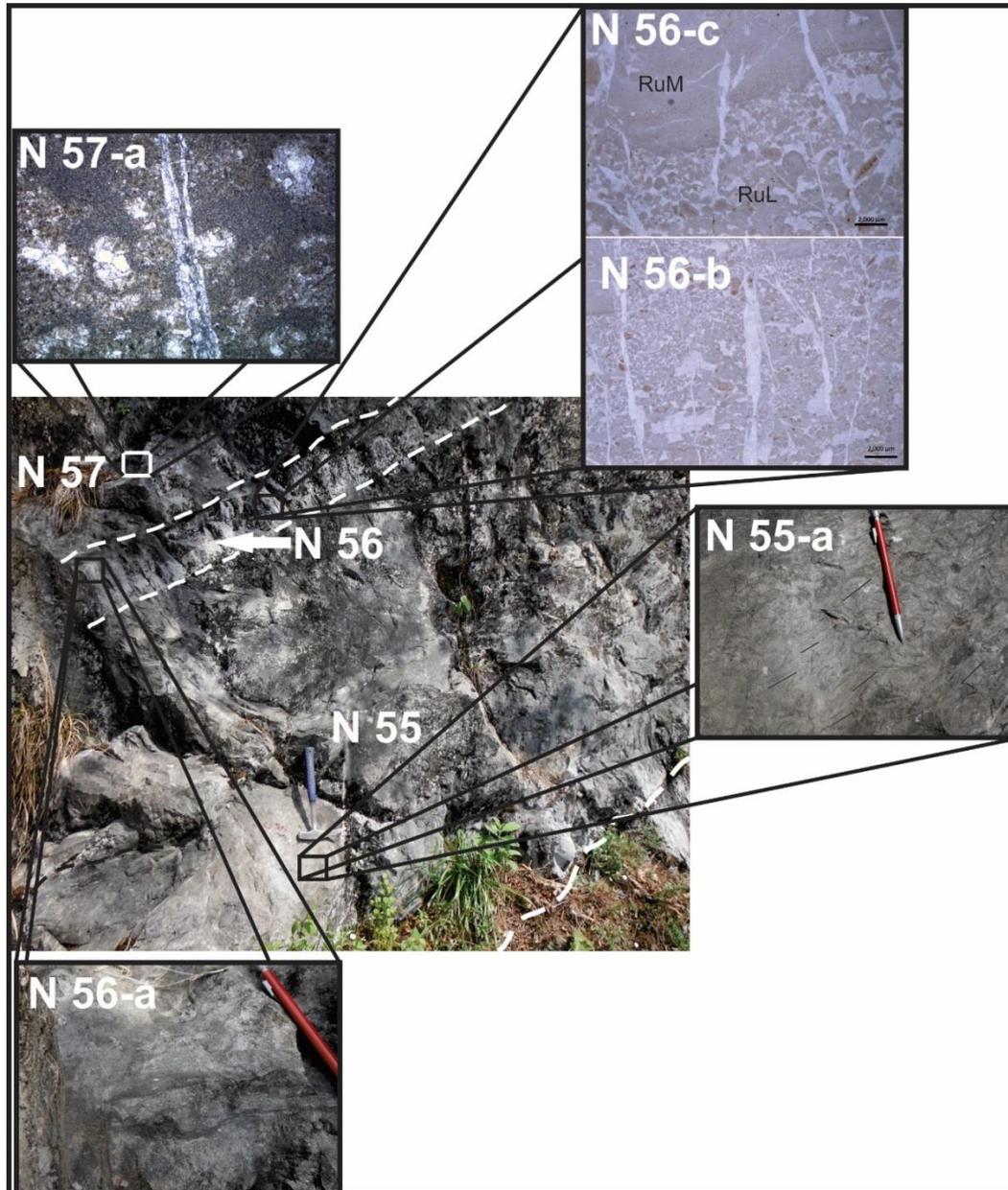


Figura 32. Detalle de las características macro y microscópicas de los niveles 55-57. A continuación se hace la descripción nivel por nivel: **N 55.** Caracterizado por un estrato grueso con base irregular (indicada con la línea blanca punteada) en donde se observa un flujo de bioclastos de rudistas grano decreciente con granos orientados (Figura N 55-a). **N 56.** Este nivel se caracteriza por contener estructuras primarias como laminaciones curvadas y un claro cambio de coloración de base a cima en el cual a nivel microscópico se observa un cambio textural delimitado por una superficie irregular. Esta superficie separa a una textura rudstone lavado de intraclastos a la base y una textura rudstone con matriz hacia la cima (Figura N 56-c) y también se observa una fábrica grano decreciente (Figura N 56-b). RuM= rudstone con matriz y RuL= rudstone lavado, escala 2 mm. **N 57.** Nivel caracterizado por estar totalmente dolomitizado, está constituido por un mosaico de dolomía mimética en donde es posible reconocer aloquímicos de posibles intraclastos y peloides (Figura N 57-a).

De acuerdo con la literatura, los depósitos de tormenta pueden ser reconocidos por capas esqueletales de bases irregulares que comúnmente sobreyacen a superficies de erosión y sucesiones de gradación normal. Las tormentas transportan grandes masas de material esquelético desde su lugar de crecimiento (Aigner, 1985), tal podría ser el caso de los flujos de rudistas con gradación normal presentes en el nivel 55, los cuales pudieron ser transportados distancias considerables antes de ser depositados. Igualmente, Flügel (2010), menciona que es posible encontrar rudstones gradados que consisten en flujos de escombros de diferentes tipos de fósiles asociados a tormentas.

Con relación a los clastos de micrita e intraclastos de tamaño milimétrico en packstones y grainstones, estos pueden indicar el redépósito del material derivado de la tormenta (Flügel, 2010).

Para el caso de las laminaciones curvadas, Mohseni y Al-Aasm, (2004), sugieren que se trata de estructuras de deformación asociadas a transportes en masa. Estas estructuras al igual que las estructuras de deformación sinsedimentaria como son, las de carga y flama, así como las de escapes de agua y de plato, son típicas en los depósitos generados por tormentas. Estos desencadenan una tasa de sedimentación espontánea relativamente alta y por ende una carga sedimentaria que genera que las diferencias en la densidad de las capas formadas tiendan a liberar el agua de poro generando dichas estructuras.

Es importante aclarar que el registro estratigráfico de eventos catastróficos como terremotos o tsunamis podría coincidir con los eventos generados por tormentas y tener el mismo resultado en estructuras de deformación sinsedimentaria. Sin embargo, estas estructuras se encuentran registradas dentro de los depósitos de la asociación de microfacies AMOC-05 típicos de una tormenta, por lo tanto se sugiere que las estructuras de deformación sinsedimentaria fueron desencadenadas por procesos característicos de los depósitos de tormenta.

6.3 Discusión de los datos y Evolución paleoambiental.

Con base en los resultados obtenidos y su interpretación paleoambiental, es posible observar de una manera clara (véase en la columna estratigráfica en el anexo 1) que la Sección Orizaba-Cobatzalco mantiene una tendencia a profundizarse pasando de un

ambiente de plataforma externa a uno de cuenca profunda. De acuerdo con Vail et al. (1977) y Haq (2014), durante el Albiano y el Cenomaniano ocurren elevaciones del nivel del mar a nivel global, lo que lleva a relacionar alguno de estos eventos a la sección de estudio.

Es importante aclarar que la edad de la sección de estudio no pudo ser corroborada por ningún tipo de indicador bioestratigráfico y no se realizó ningún estudio de datación absoluta (no incluidos en los objetivos de esta investigación). Lo que llevó al apoyo de la bibliografía y de los mapas existentes de la Formación Orizaba y su edad predeterminada por estudios anteriores, corroborando que el área de estudio correspondiera a las facies de dicha formación.

En la sección estudiada se observa una evolución de profundización del ambiente de depósito desarrollada en diferentes pulsos, donde las facies se vuelven indicativas de condiciones de sedimentación más profundas al ascender estratigráficamente en la columna. Estas facies tienen su origen en el Talud, Pie de Talud e inicios de Cuenca Profunda de acuerdo con los cinturones de facies de Wilson (1975). En este apartado se describe la evolución paleoambiental de la sección Orizaba Cobatzalco.

Las facies de Talud están caracterizadas por un gran contenido de material acarreado de aguas someras, esto se refleja en el contenido de la asociación de facies AMOC-01 que contiene una gran cantidad de biota bentónica (foraminíferos miliólidos y seriados), algas verdes, pellets, peloides e intraclastos, resultando en flujos de detritos depositados en el talud (Figura 33.B).

De acuerdo con Flügel (2010), las variaciones del nivel del mar ocasionan cambios en las facies sedimentarias, en función de una eventual elevación o una caída del nivel del mar. Para el caso de la sección de estudio es evidente que se registra una elevación del mar o al menos del tirante de agua. De acuerdo con los antecedentes revisados para este estudio, la Formación Orizaba es reconocida como una plataforma bordeada (López-Ramos, 1981), lo cual permite asociar la dinámica sedimentaria registrada a un evento de ahogamiento de dicha plataforma (Figura 33).

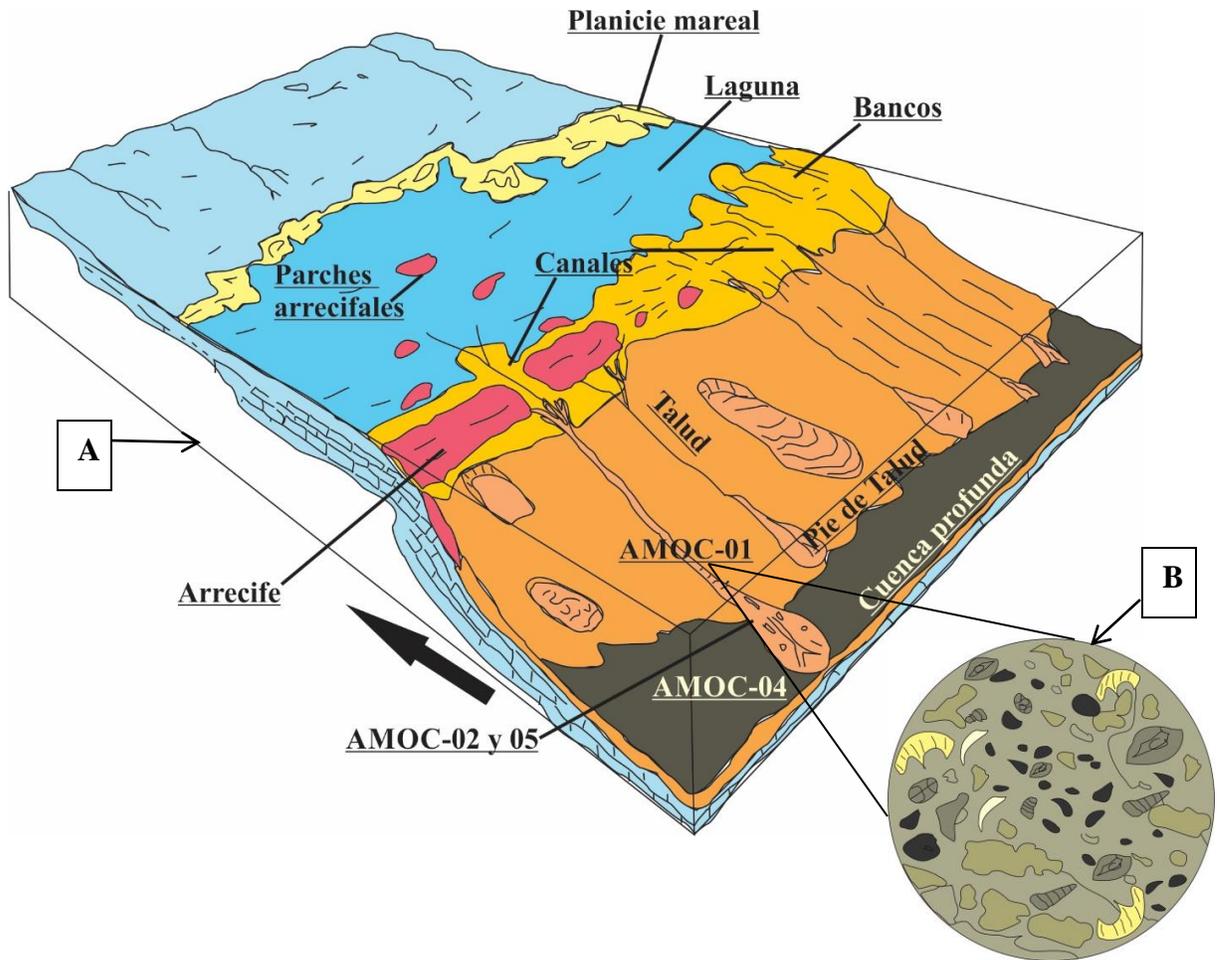


Figura 33. A. Esquema de la posible configuración paleogeográfica del área de estudio durante el Albiano-Cenomaniano. En él se observa la posición propuesta de las asociaciones de facies (AMOC-N° 01-05) descritas en este trabajo. Se observa una superposición de facies profundas a facies someras, la flecha indica la retrogradación de las facies características de un evento transgresivo. La asociación de microfacies AMOC-03 no está incluida, ya que es una asociación totalmente dolomitizada en la cual no es posible reconocer sus características texturales esto dificulta su ubicación en el modelo. **B.** Detalle de las características de facies de talud que presenta la Asociación de Facies AMOC-01.

El primer indicio del ahogamiento de una plataforma bordeada es la formación de canales que rompen la barrera que se encuentra en su borde, pudiendo así comenzar a erosionar partes internas de la laguna y zonas aledañas del arrecife.

El estado de los aloquímicos, tal es el caso de la biota bentónica, sugiere un transporte debido a que estos se encuentran fragmentados. Los intraclastos muestran una variedad que va desde angulosos a subredondeados, lo cual, asociado a la presencia alta de pellets y

peloides permite inferir que la plataforma se encontraba sujeta a erosión que podría estar provocada por la actividad de los canales que acarreaban material de la laguna y descargaban en el talud.

Las facies observadas posiblemente sean de un talud medio, ya que la granulometría es de fina a media (en muy pocas ocasiones) y la presencia de fragmentos arrecifales son escasos. Aunque es posible que los aloquímicos como pellets y peloides hayan sido traídos desde bancos presentes en el borde.

Es probable que la asociación de microfacies AMOC-03 sea del mismo ambiente de formación, ya que la mayoría de los aloquímicos que se lograron distinguir son muy similares a la asociación AMOC-01 y los procesos de dolomitización por reemplazamiento son más favorables en texturas soportadas por los granos, ya que los fluidos tienen a distribuirse mejor.

Las facies de pie de talud están representadas por la AMOC-02, en la cual se observa una profundización efímera de la columna evidenciada por la aparición de espículas y una drástica disminución de aloquímicos de origen somero con muestras de un transporte considerable. Conforme la columna evoluciona se observan las intercalaciones de los depósitos de tormenta descritos en la asociación AMOC-05, los cuales son indicativos del nivel base de tormentas, el cual por lo regular está ubicado en el Pie de talud.

Por último, las facies profundas de la sección son representadas por la asociación de microfacies AMOC-04, a través de la cual se observan facies típicas de una clara profundización de la sección. Las condiciones hidrodinámicas aun afectan a la sedimentación durante el depósito de esta asociación, ya que esta registra fábricas con granos orientados. La oxigenación comienza a ser insuficiente para el desarrollo de biota bentónica y la interfaz sedimento-agua se torna favorable para la preservación de la materia orgánica.

Cada uno de estos cambios de facies indica que la plataforma se sobrepuso en repetidas ocasiones, rasgo que se observa en la ciclicidad documentada a lo largo de la sección. La disminución progresiva de las facies de talud es evidente hacia la cima y el predominio de

facies profundas como los depósitos de tormenta y las facies de espículas sugieren una profundización progresiva.

6.4 Variaciones en el nivel relativo del mar.

El Albiano y Cenomaniano se caracterizan por registrar eventos de cambios eustáticos globales (Vail et al., 1977). Estos cambios se registran a lo largo de las secuencias sedimentarias del Noreste de México, que de acuerdo con Goldhammer et al. (1991) registran el estadio de un nivel alto del mar. Sin embargo, en la parte sureste de México se registra una subsidencia estable y sostenida, y en consecuencia no se observa tan claramente un reconocimiento del ascenso del nivel del mar.

Cabe mencionar que los cambios relativos del nivel del mar están relacionados con eventos eustáticos, pero también se asocian con la tectónica activa regional, Para el caso de la zona de estudio se registra una sutil pero significativa tendencia a profundizarse. Esta profundización pudo ser documentada en la sección Orizaba-Cobatzalco, gracias a la elaboración de una tabla de variaciones del nivel relativo del mar (Figura 33), la cual fue comparada con la curva de cambios de nivel del mar de Haq (2014) utilizando como referente el lapso temporal del depósito según los esquemas previamente publicados.

En la sección de estudio se observa el predominio de facies de talud, sin embargo, a medida que se sube estratigráficamente se observa una evolución a facies más profundas como lo son el pie de talud y los inicios de la sedimentación de la cuenca profunda. Es muy notable que la recuperación de la plataforma se diera en distintas ocasiones, lo cual podría ser debido a ajustes de subsidencia que se daban en la plataforma debido a la agradación del material carbonatado.

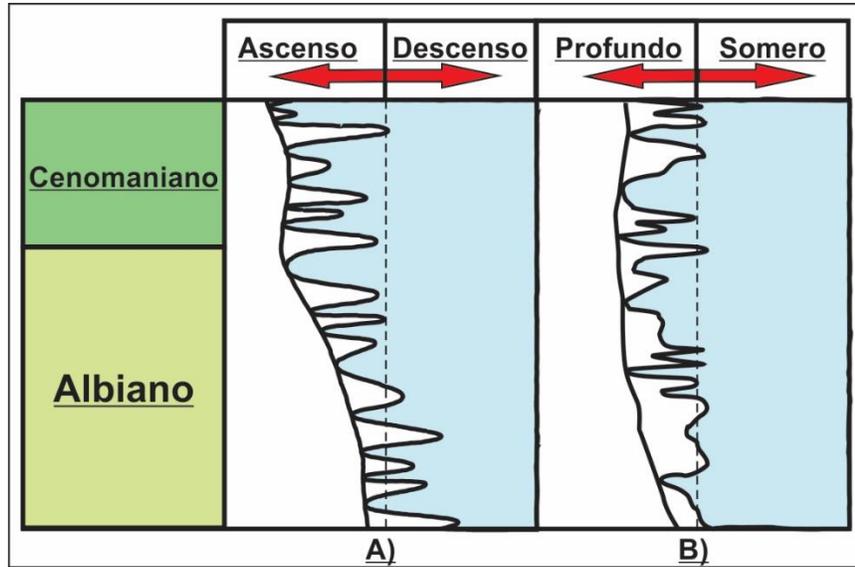


Figura 34. Tablas comparativas de las curvas que representan las variaciones del nivel del mar. **A)** Curva de variaciones del nivel del mar de acuerdo con Haq (2014) **B)** Curva de variaciones de las paleopropundidades relativa obtenidas de las asociaciones de microfácies de la “Sección Orizaba-Cobatzalco”.

CONCLUSIÓN

El análisis de microfacies realizado a la Sección Orizaba-Cobatzalco permite observar el desarrollo y evolución de los ambientes de depósito en las rocas de la Formación Orizaba, aflorantes en las inmediaciones de Cobatzalco, Zoquitlán, Estado de Puebla. Dicho análisis se concretó con el reconocimiento de cinco asociaciones de microfacies, las cuales permitieron observar una tendencia a la profundización del sitio de depósito posiblemente producto de eventos transgresivos del Albiano y Cenomaniano.

La zona de estudio refleja un ambiente de depósito de Talud (AMOC-01) donde descargaban flujos de detritos acarreados por canales que conectaban aguas someras con aguas más profundas, registrando variaciones en sus facies como son las de pie de talud (AMOC-02) intercalado con depósitos de tormenta (AMOC-05) y los principios del desarrollo de la cuenca profunda (AMOC-04). Estas variaciones pueden asociarse a los eventos transgresivos del Cretácico, especialmente del Albiano-Cenomaniano, y sus efectos reflejan el ahogamiento de la plataforma carbonatada sustentado por la retrogradación de las facies estudiadas. Estas marcan una efímera, pero clara evolución de sobreposición de facies profundas a facies más someras.

La curva de variaciones del nivel del mar refleja una tendencia a la profundización que se da en una serie de pulsos. En ella se observa una recuperación de la plataforma en repetidas ocasiones, lo cual pudo estar relacionado a una subsidencia estable en la región o algún ajuste de condiciones meramente locales.

Los resultados de este estudio permiten entender que los eventos transgresivos del Cretácico pueden ser identificados en sucesiones sedimentarias del sureste de México, ampliando el conocimiento de las unidades litoestratigráficas aflorantes en la región, como es el caso de la Formación Orizaba motivo de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aigner, T. (1985): Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth-Science*, Stuttgart (Schweizerbart) 3, p. 174.
- Böse, E. (1899). *Geología de los alrededores de Orizaba: con un perfil de la vertiente oriental de la mesa central de México* (No. 13). Oficina tipográfica de la Secretaría de fomento. 4-17.
- Carrasco, B., Flores, V., Godoy, D. (1975). Tobas del Cretácico Inferior del área de Fortín- Zongolica, Estado de Veracruz: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 7 (1), 7-27.
- Carrasco-Velázquez, B., (2004), Flujos piroclásticos subacuosos asociados con rocas sedimentarias del Cretácico Inferior: *Boletín informativo de la Sociedad Geológica Mexicana*, 24 (2), 244-245.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. (1980). Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288(5789), 329-333.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. p. 108-121.
- Einsele, G. y Seilacher, A. (1982). Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In *Cyclic and event stratification*. Springer, Berlin, Heidelberg. 531-536.
- Ferket, H., Swennen, R., Arzate, S. O., Roure, F. (2006). Fluid flow evolution in petroleum reservoirs with a complex diagenetic history: An example from Veracruz, Mexico. *Journal of geochemical Exploration*, 89(1-3), 108-111.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation, and application* Springer-Verlag. New York. 984.
- Goldhammer, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, en: C. Bartolini, J. L. Wilson, T. F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 1-58
- Goldhammer, R. K., Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, en: C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The*

- western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 45-81.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., Johnson, C. R. (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental. Northeast Mexico a field guidebook: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section. 84.
 - González-Alvarado, J. (1980). Perspectivas petroleras del Distrito de Exploración Córdoba, Ingeniería Petrolera, julio, 5-18.
 - González-Ramos, A.; Arceo y Cabrilla, F. A. (1997). Carta Geológico-Minera Oaxaca E14-9, Estado de Oaxaca, Escala 1:250000: Consejo de Recurso Minerales, Informe Técnico, p. 64.
 - González-García y R., Holguín-Quiñones, N. (1992). Geology of the source rocks of Mexico: Proceedings of the 13th World Petroleum Congress. WPC-24112, 37-50.
 - Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. Global and Planetary change, 113, 44-58.
 - Hartman, W. D., Wendt, J. W., Wiedenmayer, F. (1980). Living and fossil sponges: Notes for a short course. Sedimenta VIII. University of Miami. 8, 274.
 - Humphris Jr., C. C. (1979). Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63(5), 782-798.
 - Jach, R. (2002). Lower Jurassic spiculite series from the Križna Unit in the Western Tatra Mts, Western Carpathians, Poland. In Annales Societatis Geologorum Poloniae 72 (2), 131-144.
 - Jennette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D. B., Meneses-Rocha, J., Grimaldo, F., Escamilla-Herrera, A. (2003). Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. AAPG bulletin, 87(10), 1599-1622.
 - Kandemir y R., Yilmaz, C. (2009). Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. Journal of Asian Earth Sciences, 34(4), 586-598.

- Kiessling, W. (1996). Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies*, 35(1), 237.
- López-Ramos, E. (1981). *Geología de México*. México, DF, Tomo III, p. 115-117.
- López-Doncel, R.A., (2017). La Plataforma Valles-San Luis Potosí y su transición a la Cuenca Mesozoica del Centro de México. En: *Geología de la Mesa Central de México. Curso de campo- Guía de excursión*, Cap. 3. Reporte particular Cía. Peñoles e Instituto de Geología, UASLP, 42 p. (no publicado).
- Manjarrez-Hernández, P.P., Hernández De La Fuente, R. (1989). Informe Geológico Final “Prospecto Cardel”, IGPR-278: Coordinación Regional de Exploración Superintendencia de Operación Geológica Zona Centro: Instituto Mexicano del Petróleo, p. 132. informe interno
- Martínez-Amador, H. y Motolinia-García, O. (2003). Carta Geológico-Minera Santa María Tlahuitoltepec E14 -D49, Estado de Oaxaca, Escala 1:50000: Consejo de Recursos Minerales, Informe Técnico, p. 53.
- Martínez-Amador, H. e Islas-Tenorio, J. (2002). Carta Geológico-Minera Ayotzintepec E14-D29, Estado de Oaxaca, Escala 1:50000: Consejo de Recurso Minerales, Informe Técnico, p. 37.
- Mohseni, H. y Al-Aasm, I. S. (2004). Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27(2), 163-178.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. D. S., Silva Romo, G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 8, 27-58.
- Olivas, M. (1962). Interpretación Geológica de los Sedimentos Cretácicos en el Subsuelo del Área de Tres Valles, Cuenca de Veracruz: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 14(3-4), 85-92.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., De la Fuente, M. (1990). H-3: Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of México. *Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect*, 14, 1127-1130.

- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series, 265-306.
- Ortega-González, J. V y Lambarria- Silva, C. (1991). Informe Geológico del Prospecto Hoja Oaxaca, Compilación Geológica I. G. R. S. 1129: Petróleos Mexicanos (PEMEX), Reporte Inédito.
- Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M. C., Swennen, R., Roure, F. (2003). Late cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba platform and Veracruz Basin, Eastern Mexico en: C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 476– 514.
- 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, 59(1), 19-42.
- PEMEX-IMP-Amoco (1995). Estudio tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica y de la Cuenca Terciaria de Veracruz: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.
- PEMEX-Chevron (1993). Proyecto Veracruz: Reporte Interno, PEMEX, Exploración y Producción.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX) (1988). Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, informe inédito, 283 p.
- Pérez-López, Alberto y Pérez-Valera, Fernando (2012). Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59(2), 646-678.
- Prost, G. y Aranda, M., (2001). Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 271– 291.

- Read, J. F. (1985). Carbonate platform facies models. AAPG bulletin, 69(1), 1-21.
- Rico-Domínguez, R. (1980). Informe Final Pozo Mata Espino No. 101-B. Reporte Interno, PEMEX, Exploración y Producción Region Sur.
- Rueda-Gaxiola, J. (2003). The origin of the Gulf of Mexico Basin and its petroleum subbasins in Mexico based on red bed and salt palynostratigraphy, AAPG Memoir, 35-37.
- Roure, F., Alzaga-Ruiz, H., Callot, J. P., Ferket, H., Granjeon, D., González-Mercado, G. E., Seranne, M. (2009). Long lasting interactions between tectonic loading, unroofing, post-rift thermal subsidence and sedimentary transfers along the western margin of the Gulf of Mexico: Some insights from integrated quantitative studies. Tectonophysics, 475 (1), 169-189.
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991a). Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J, p. 131–180
- Salvador, A. (1991b), Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J, p. 389–444.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, p. 153.
- Servicio Geológico Mexicano (2010). Formación Orizaba. Léxico Estratigráfico de México, 1, 4 p.
- Schlumberger (2010). Well Evaluation Conference: WEC, México, Capítulo 1.
- Tarango-Ontiveros, G. (1985). Monografía Geológico Petrolera de la zona centro: Reporte Interno, PEMEX, Exploración y Producción, Región Norte.
- Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level.:

Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. 83-97.

- Viniegra, F. (1965). Geología del Macizo de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17 (7-12) p.101-163.
- Walker, R. G. y James, N. P. (eds.) (1992): Facies Models. Response to sea level change. Geological Association of Canada. p. 490.
- Warren, J. (2000). Dolomite: occurrence, evolution, and economically important associations. Earth-Science Reviews, 52(1-3), 1-81.
- Williams-Rojas, C. T., Hurley, N. F. (2001). Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75. p. 443-472
- Wilson, J. L. (1975). Carbonate Facies in Geologic History: New York, Springer Verlag, p. 471.
- Winker, C. D. y Buffler, R. T. (1988). Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 72, p. 318-346.

ANEXO 1. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

Columna Estratigráfica "Orizaba-Cobatzalco" - Leyenda			
Elementos de Facies	Estructuras sedimentarias		Litología
<ul style="list-style-type: none"> Algas verdes Bioclastos Cortoides Espículas Gasterópodos F. Bentónicos seriados Intraclastos Favreínidos Orbitolínidos Rudistas Pellets/Peloides Macrofósiles Miliólidos Equinodermos Thalassinoides 	<ul style="list-style-type: none"> Laminación planoparalela Superficie irregular Laminación Flaser Estructuras de Fluidificación Pseudo Nódulos Estilolitos Granos Orientados Flamas y Cargas Gradación Bioturbación 	<ul style="list-style-type: none"> Laminación Curvada Laminación Ondulada 	<ul style="list-style-type: none"> Caliza Dolomía Lutita
	<ul style="list-style-type: none"> OC-N°=Número de Muestra 		<ul style="list-style-type: none"> AMOC-01 AMOC-02 AMOC-03 AMOC-04 AMOC-05 <p>Texturas</p> <ul style="list-style-type: none"> M=Mudstone W=Wackestone P=Packstone G=Grainstone R=Rudstone

