



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

PETROGRAFÍA Y MICROFACIES DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA (CENOMANIANO SUPERIOR, CRETÁCICO SUPERIOR) EN EL EXTREMO SURESTE DE LA SIERRA LAS MITRAS, MONTERREY, NUEVO LEÓN, MÉXICO: IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias

Presenta:

Nayely Guadalupe Cacho Alfaro

Estudiante becado por CONACyT
Clave 640272

Asesor:

Dr. Rubén Alfonso López Doncel

Co-asesor:

Dr. Alberto Blanco Piñón



San Luis Potosí, S. L. P.

Noviembre de 2016





UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

16 de junio de 2016

**LIC. BIOL. NAYELY GUADALUPE CACHO ALFARO
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Rubén Alfonso López Doncel y Alberto Blanco Piñón** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"PETROGRAFÍA Y MICROFACIES DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA
(CENOMANIANO SUPERIOR, CRETÁCICO SUPERIOR) EN EL
EXTREMO SURESTE DE LA SIERRA LAS MITRAS, MONTERREY, NUEVO
LEÓN, MÉXICO: IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES"**

INTRODUCCIÓN.

1. GENERALIDADES.
 2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL ÁREA DE ESTUDIO.
 3. EVENTOS DEL CRETÁCICO "MEDIO" EN EL NORESTE DE MÉXICO
 4. RESULTADOS: ANÁLISIS DE MICROFACIES
 5. DISCUSIÓN
- CONCLUSIONES
REFERENCIAS

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE

**M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.**


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN



FACULTAD DE
INGENIERÍA

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al Dr. Alberto Blanco Piñón (UAEH/UANL), por permitirme formar parte de sus proyectos “Estratigrafía y microfacies de la Formación Agua Nueva y sus implicaciones con el OAE 2 o Evento Bonarelli” (2013/2014 UAEH) y “Estudio bioestratigráfico y geoquímico (Cretácico Tardío) de la región Huasteca del estado de Hidalgo y su relación con eventos anóxicos globales”. Así como por brindarme su apoyo y adentrarme al mundo de la geología, por todo el entrenamiento brindado para la realización de este trabajo, por todo su conocimiento y consejos, por su paciencia y su amistad.

De igual manera, agradezco al Dr. Rubén A. López Doncel (UASLP), por confiar en mí y aceptar ser mi asesor interno, por su amistad, apoyo académico, por sus consejos y revisión de este tema de tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT, por otorgarme la beca con clave 640272 para que pudiera realizar mis estudios de maestría.

Al proyecto “Estudio bioestratigráfico y geoquímico (Cretácico Tardío) de la región Huasteca del estado de Hidalgo y su relación con eventos anóxicos globales” (PROMEP: 72636363), a cargo del Dr. Alberto Blanco Piñón por financiar las salidas a campo.

Al proyecto de Ciencias Básicas SEP-CONACYT 130282, a cargo del Dr. Rubén A. López Doncel por financiar la elaboración de láminas delgadas y los análisis de difracción de rayos X.

A los miembros de comité Dr. Margarito Tristán González, Dr. Alfredo Aguillón Robles, Dr. Yam Zul E. Ocampo Díaz, de la UASLP por los consejos recibidos y su disposición para la revisión del escrito.

Al Dr. Luis E. Silva Martínez (UANL), por su apoyo durante mi estancia en Monterrey, tanto en el laboratorio como durante la etapa de campo.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez (UASLP), por su tiempo en la enseñanza y preparación de láminas delgadas. Así como a L.Q. Claudia Hernández Galván (UASLP), por su tiempo en la enseñanza del funcionamiento del Difractómetro de Rayos X.

A José Luis (UANL), Gustavo (UAEH), Adriana (ITSVC), Manuel (ITSVC) y Gonzalo (UANL), por el apoyo brindado en campo.

Agradezco especialmente a mi amiga Rosy (Rosa María Huerta González), por todo el apoyo que me brindó durante todo el proceso logístico para que pudiera llegar hasta este momento. Te agradezco no sólo por la ayuda brindada, sino por tu comprensión, tu amistad, todos tus consejos y por todos los momentos que compartimos. Siempre estaré muy agradecida.

A mis compañeros de la Maestría en Geología Aplicada en la UASLP: Rosy, Juanita, Cecy, por su amistad, sus consejos y ayuda brindada durante estos dos años, que junto con mis demás compañeros, Alan, César, Cristian, Edgardo, compartieron todos esos momentos de alegría durante el tiempo de maestría.

Agradezco a mis padres y hermanos que integramos la Familia Cacho-Alfaro por siempre apoyarme, por estar conmigo, por todos sus consejos y por toda su comprensión para que siempre pueda alcanzar mis metas.

Por último, pero no menos importante, agradezco a Jorge Santiago, por sus consejos, por impulsarme y meterme la idea de siempre seguir preparándome.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
RESUMEN	vii
INTRODUCCIÓN	1
1. GENERALIDADES	3
1.1. Antecedentes	3
1.2. Localización y vías de acceso	6
1.3. Hipótesis	7
1.4. Objetivos	7
1.4.1. General	7
1.4.2. Específicos	7
1.5. Metodología	8
2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL ÁREA DE ESTUDIO	12
2.1. Marco geológico	12
2.2. Marco estratigráfico	13
3. EVENTOS DEL CRETÁCICO “MEDIO” EN EL NORESTE DE MÉXICO.....	18
3.1. Cretácico “medio”: Definición y eventos principales	18
3.2. El Cretácico “medio” en el noreste de México	20
4. RESULTADOS: ANÁLISIS DE MICROFACIES	25
4.1. Descripción litológica de la Formación Agua Nueva en el área de estudio	25
4.2. Análisis Petrográfico	40

4.2.1. Matriz	40
4.2.2. Cemento	49
4.2.3. Granos	49
4.3. Variaciones texturales	61
5. DISCUSIÓN	66
5.1. Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras: litología y edad	66
5.2. Ambiente de depósito	72
5.3. Variaciones en las condiciones de oxígeno dentro del ambiente de depósito y su comparación con eventos coetáneos	75
5.4. Relación de la Formación Agua Nueva en la Sierra de las Mitras con eventos de anoxia oceánica	81
CONCLUSIONES	83
REFERENCIAS	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localización del área de estudio	6
Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio y áreas circunvecinas	13
Figura 2.2. Columna estratigráfica de la Sierra Las Mitras.....	14
Figura 3.1. Posición cronoestratigráfica y bioestratigráfica de los Eventos de Anoxia Oceánica (OAE's) del Cretácico	19
Figura 3.2. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Hauteriviano-Aptiano	21
Figura 3.3. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano	23
Figura 3.4. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Turoniano ...	24
Figura 4.1. Vista del afloramiento en el área de estudio	25
Figura 4.2. Perfil estratigráfico de la Formación Agua Nueva (Sección 1)	26
Figura 4.3. Perfil estratigráfico de la Formación Agua Nueva (Sección 2)	27
Figura 4.4. Capas de caliza de la Formación Agua Nueva en el área de estudio .	28
Figura 4.5. Difractograma mostrando la composición mineralógica de la capa de caliza CLM-46a	29
Figura 4.6. Organización interna de calizas en muestras de mano.....	30
Figura 4.7. Muestras de mano de calizas mostrando bioturbación	31
Figura 4.8. Difractograma donde se muestra la presencia de pirita en la capa de caliza CLM-37b	32
Figura 4.9. Disposición de pirita y goethita en las calizas	32

Figura 4.10. Difractograma donde se muestra la presencia de goethita en la capa de caliza CLM-8	33
Figura 4.11. Disposición del pedernal en capas de caliza en el área de estudio ..	34
Figura 4.12. Capas negras con materia orgánica.....	35
Figura 4.13. Disposición de las capas de “chalk”	36
Figura 4.14. Vista general de las capas margosas.....	37
Figura 4.15. Disposición de las capas de arcillas.....	38
Figura 4.16. Difractograma mostrando la composición mineralógica de la capa de arcilla CLM-40	39
Figura 4.17. Tonalidades de la matriz de las calizas en lámina delgada.....	41
Figura 4.18. Bioturbación cf. <i>Planolites</i>	42
Figura 4.19. Bioturbación cf. <i>Thalassinoides</i>	43
Figura 4.20. Bioturbación cf. <i>Zoophycos</i>	44
Figura 4.21. Lamina delgada CLM/CN-20b mostrando laminación dispuesta de forma subparalela al plano de estratificación	45
Figura 4.22. Arreglo de la pirita dentro de la matriz.....	46
Figura 4.23. Óxidos de hierro dentro de la matriz	47
Figura 4.24. Disposición de materia orgánica en lámina delgada	48
Figura 4.25. Cemento esparítico en forma de mosaico rellenando cámaras de granos esqueléticos	49
Figura 4.26. Calciesferas	51
Figura 4.27. Filamentos.....	52

Figura 4.28. Foraminíferos bentónicos	54
Figura 4.29. Foraminíferos planctónicos	57
Figura 4.30. Radiolarios	59
Figura 4.31. Espículas de esponjas	59
Figura 4.32. Braquiópodos	60
Figura 4.33. Clasificación de rocas calcáreas según Dunham (1962).....	61
Figura 4.34. Distribución de estructuras primarias y texturas según la clasificación de Dunham (1962) dentro del perfil estratigráfico (Sección 1)	62
Figura 4.35. Distribución de estructuras primarias y texturas según la clasificación de Dunham (1962) dentro del perfil estratigráfico (Sección 2)	63
Figura 4.36. Variación de texturas en lámina delgada	65
Figura 5.1. Rango estratigráfico de foraminíferos planctónicos del Cenomaniano-Turoniano basado en datos bioestratigráficos estándar	68
Figura 5.2. Distribución de <i>Rotalipora</i> cf. <i>cushmani</i> y <i>Thalmaninella</i> cf. <i>greenhornensis</i> dentro del perfil estratigráfico (Sección 1)	69
Figura 5.3. Distribución de <i>Rotalipora</i> cf. <i>cushmani</i> y <i>Thalmaninella</i> cf. <i>greenhornensis</i> dentro del perfil estratigráfico (Sección 2)	70
Figura 5.4. Rango estratigráfico de foraminíferos planctónicos del Cenomaniano-Turoniano basado en BouDagher-Fadel (2013)	71
Figura 5.5. Modelo de Zona de Facies y de Microfacies de rampa carbonatada (RMF).....	72
Figura 5.6. Modelo de distribución de Ichnofacies	73

Figura 5.7. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano-Turoniano mostrando la ubicación del ambiente de depósito para la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras.....	74
Figura 5.8. Modelo propuesto para sedimento y columna de agua óxicos durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras	77
Figura 5.9. Modelo propuesto para sedimento pobremente oxigenado (disódico) y columna de agua óxica durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras	79
Figura 5.10. Modelo propuesto para sedimento anódico, columna de agua cercana al fondo marino disódica/anódica y parte fódica de columna de agua óxica, durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras	81

RESUMEN

El presente trabajo consistió en un estudio petrográfico y de microfacies en capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León. En el área de estudio, esta unidad litológica aflora en dos secciones de al menos 10 m y 6 m respectivamente de capas decimétricas de caliza gris que ocasionalmente alterna con capas centimétricas de material arcilloso color café claro y, de forma intermitente, con capas centimétricas de material calcáreo deleznable tipo *chalk* color blanco. La caliza ocasionalmente muestra bandas y nódulos de pedernal negro, pirita sedimentaria dispuesta en nódulos y láminas milimétricas, así como materia orgánica que les da una coloración negra en dos niveles de la sección. A nivel petrográfico, la caliza reveló variaciones texturales sugiriendo condiciones de oxia-disoxia-anoxia durante su depositación. La presencia de una matriz micrítica de color gris claro, organismos planctónicos (diversos grupos de foraminíferos, radiolarios y calciesferas) y bentónicos (braquiópodos, bioturbación tipo *Thalassinoides*, espículas de esponja, foraminíferos del género cf. *Lenticulina*) la escases de materia orgánica y ausencia de pirita, indican condiciones de buena oxigenación en sedimento y columna de agua en los primeros metros de las capas de la Formación Agua Nueva en el área de estudio. Por otra parte, la presencia de una matriz micrítica de color gris oscuro con presencia de organismos plantónicos y bentónicos (foraminíferos bentónicos como cf. *Lenticulina*, *Nodosaria*, bioturbación tipo *Zoophycos*, *Planolites* y *Thalassinoides*), así como la presencia de materia orgánica y pirita sugieren condiciones oxicas en columna de agua y posiblemente disóxicas en el sedimento. Por último, la presencia de una matriz micrítica de color negro, laminada, con presencia de organismos plantónicos y ausencia total de organismos bentónicos, así como abundancia de filamentos, materia orgánica y pirita, sugiere condiciones anoxia en el sedimento y posiblemente en los primeros metros de la columna de agua. Los análisis de microfacies y de ichnofacies indican un ambiente de depósito de rampa carbonatada externa (RMF3) de ambiente profundo. La presencia de los foraminíferos planctónicos *Rotalipora* cf. *cushmani* y *Thalmaninella* cf.

greenhornensis sugieren que la edad de la sección de la Formación Agua Nueva que aflora en la Sierra Las Mitras es Cenomaniano Tardío, siendo coetánea con las primeras facies negras del Evento de Anoxia Oceánica 2 o Evento Bonarelli.

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años, las capas expuestas del límite Cenomaniano-Turoniano distribuidas en todo el mundo han sido objeto de estudios bioestratigráficos, paleoambientales y geoquímicos. Debido a que este intervalo de tiempo pertenece a un tiempo informal conocido como Cretácico “medio” (Aptiano-Turoniano), el cual está caracterizado por una serie de acontecimientos paleoclimáticos y paleoceanográficos que afectaron a todo el mundo. Entre estos eventos se encuentra el establecimiento de condiciones deficientes de oxígeno libre en el océano propiciando el depósito de sedimentos negros ricos en materia orgánica (Schlanger y Jenkyns, 1976) y la extinción de algunos grupos planctónicos y bentónicos (Keller *et al.*, 2001; Reolid *et al.*, 2016). Este episodio deficiente de oxígeno es conocido como Evento de Anoxia Oceánica 2 (OAE 2) o evento Bonarelli (Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006; Mort *et al.*, 2007; Reolid *et al.*, 2016).

En México, una de las formaciones del Cenomaniano-Turoniano con depósitos de sedimentos negros más estudiada en los últimos años ha sido la Formación Agua Nueva, especialmente en la localidad de Xilitla, San Luis Potosí (S.L.P). La mayor parte de los trabajos realizados en esta región, han sido enfocados a estudios petrográficos (Blanco *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2008, 2014; Rojas-León *et al.*, 2008; Delgado-Ángeles, 2011), ocasionalmente astrobiológicos (Ángeles-Trigueros, 2012), y de microfacies (Fosado-Cazares, 2014; Cruz-Sampayo, 2015; Hernández-Flores, 2015; Núñez-Useche *et al.*, 2016) los cuales han sido correlacionados con el Evento de Anoxia Oceánica 2 (OAE 2).

En el noreste de México, la Formación Agua Nueva ha sido muy poco estudiada. Los pocos trabajos de microfacies en esta zona son los realizados por Villarreal-Barragán (2006) en Monterrey, Nuevo León y Santana-Salas (2012) en la Sierra de Tamaulipas. Estos trabajos aportan datos preliminares que permiten

conocer las condiciones oceanográficas y ecológicas durante el depósito de la Formación Agua Nueva, en el noreste de México.

En la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León, se han detectado afloramientos de la Formación Agua Nueva con capas negras similares a las observadas en otras localidades de México como Xilitlilla, S.L.P. (Delgado-Ángeles, 2011) y en la localidad tipo en Zaragoza, Tamaulipas (Blanco-Piñón *com. pers.* agosto 2016) lo que sugiere la presencia de condiciones deficientes de oxígeno posiblemente relacionados con el Evento de Anoxia Oceánica 2 (OAE 2).

Con base en lo anterior, el objetivo de este trabajo es caracterizar petrográficamente y microfacialmente las capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León, para conocer las condiciones que prevalecieron durante su depósito y formación de las capas negras, y conocer su posible relación con eventos regionales y/o globales que ocurrieron durante el depósito de esta unidad durante el Cenomaniano-Turoniano.

1. GENERALIDADES

1.1. Antecedentes

Desde su descripción formal realizada por Muir (1934), la Formación Agua Nueva ha sido parte de diversos estudios geológico-cartográficos en varias localidades del centro y norte de México (Carrillo-Bravo, 1971; López-Ramos, 1979; Ice y McNulty, 1980; Suter, 1990; Padilla y Sánchez, 1978, 1982, 1985, 1986; Santamaría-Orozco *et al.*, 1990; López-Doncel, 1991; Sohl *et al.*, 1991). No obstante, la mayor parte de estos trabajos abordan a esta formación de forma general y como parte de estudios regionales y no como el objetivo principal, por lo que hasta hoy, la información estratigráfica y paleoambiental que se tiene de esta unidad es aún limitada en comparación a otras unidades que han sido analizadas con más detalle, tales como la Formación El Abra, Formación Cupido entre otras.

Los trabajos que se han enfocado a rasgos más particulares de la Formación Agua Nueva consisten en descripciones paleontológicas, estudios tafonómicos y microfaciales. En el norte del país (Vallecillo, Nuevo León) Blanco, *et al.* (2001); Blanco y Cavin (2003); Blanco *et al.* (2004, 2006); Blanco-Piñón (2003); Blanco-Piñón y Alvarado-Ortega (2005); Blanco-Piñón *et al.* (2002, 2006, 2007), han estudiado diversos grupos de peces fósiles en las margas rosas y laminadas del miembro Vallecillo, el cual fue reconocido por los autores antes mencionados como parte de la Formación Agua Nueva. Actualmente esta asignación se encuentra bajo discusión (Blanco-Piñón *com pers.* 2016). En estos estudios se reportan nuevos géneros y especies, así como nuevas distribuciones geográficas para algunas taxas de peces. De acuerdo a Ifrim y Stinnesbeck (2007), una edad de Cenomaniano-Turoniano fue asignada a estas capas. De acuerdo a Blanco (2003) el miembro Vallecillo fue depositado en ambientes deficientes de oxígeno posiblemente ligados al evento de transgresión máxima ocurrida durante el Cenomaniano-Turoniano en el noreste de México.

Por otra parte, Villarreal-Barragán (2006), realizó un estudio estratigráfico y de microfacies de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, con el cual

propone un ambiente de depósito de cuenca profunda o de plataforma de mar abierto para esta unidad.

Años más tarde, Santana-Salas (2012), realizó un estudio de microfacies en la Formación Agua Nueva, en la Sierra de San Carlos (Tamaulipas). En dicho estudio reporta restos de peces teleósteos de varios grupos, así como, la presencia del foraminífero planctónico *Whiteinella archaeocretacea* y bivalvos inocerámidos asignados a *Inoceramus labiatus* asignando de forma preliminar una edad de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano para la Formación Agua Nueva en esta área.

En el centro del país, uno de los primeros trabajos fue realizado por Maldonado-Koerdell (1956), quien describe calizas y lutitas de color oscuro y ricas en materia orgánica de la Formación Agua Nueva con fauna fósil bien preservada (peces e invertebrados principalmente). Más tarde, Ice (1980) en un estudio sobre las Formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva en el centro de México reporta contenidos de carbono orgánico (C_{org}) superiores al 1% en capas negras de la Formación Agua Nueva. Esto es consistente con lo obtenido por Rojas-León *et al.* (2008) para calizas negras de la Formación Agua Nueva en la región de Xilitla, San Luis Potosí, quienes obtienen valores superiores al 2% de C_{org} .

Por otra parte, diversos estudios preliminares realizados también en la región de Xilitla por Blanco-Piñón *et al.* (2006, 2008, 2013, 2014); Delgado-Ángeles (2011); Ángeles-Trigueros (2012); Fosado-Cazares (2014); Cruz-Sampayo (2015); Hernández-Flores (2015) sugieren que, basándose en características litológicas tales como presencia de laminación paralela fina, alto contenido de C_{org} en calizas, presencia de pirita de origen sedimentario, así como la presencia de fauna fósil bien preservada, la Formación Agua Nueva en el área de Xilitla, S.L.P. fue acumulada bajo condiciones de circulación restringida en ambientes de disoxia/anoxia oceánica. La presencia de pirita sedimentaria sugiere la existencia de ambientes euxínicos (Blanco-Piñón *et al.*, 2014; Núñez-Useche *et al.*, 2016).

Las características previamente descritas para las capas ricas en materia orgánica de la Formación Agua Nueva en la localidad de Xilitla coinciden con las reportadas por Schlanger y Jenkys (1976) y Schlanger *et al.* (1987) para unidades depositadas bajo eventos de anoxia oceánica global (OAE por sus siglas en inglés). Estos se conocen como registros estratigráficos ricos en carbono orgánico en varias regiones del mundo los cuales reflejan lapsos de tiempo en los que existieron condiciones deficientes de oxígeno libre en la columna de agua. En el Cretácico, estos eventos ocurrieron durante el Aptiano (OAE 1a), el límite Aptiano-Albiano (OEA1b) y el límite Cenomaniano-Turoniano (OAE 2 o Evento Bonarelli).

Blanco-Piñón *et al.* (2008, 2014), reportan la presencia del foraminífero planctónico *Rotalipora cushmani* en la base de las secciones estudiadas en la región de Xilitla, así como la del bivalvo *Inoceramus labiatus* hacia la parte media y superior de las mismas secciones, asignando tentativamente un intervalo de Cenomaniano-Turoniano a la Formación Agua Nueva en esta localidad; lo que sugiere que las condiciones de anoxia reportadas previamente son coetáneas al Evento Bonarelli.

A pesar de los estudios previamente mencionados, hasta la fecha no existe ningún estudio detallado sobre la Formación Agua Nueva en el noreste de México que permita conocer más detalles sobre las condiciones internas dentro de la cuenca donde se acumuló dicha formación; por lo tanto, este trabajo consiste en la caracterización y descripción de las capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León con el propósito de obtener datos más detallados sobre las condiciones oceanográficas y paleoecológicas que prevalecieron durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la región.

1.2. Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en La Sierra Las Mitras, en el área de Monteleón, dentro del área metropolitana de la ciudad de Monterrey, Nuevo León, entre las coordenadas geográficas N $25^{\circ}41'55.57''$, W $100^{\circ}22'29.70''$ y N $25^{\circ}42'10.78''$, W $100^{\circ}22'51.14''$ (Figura 1.1).

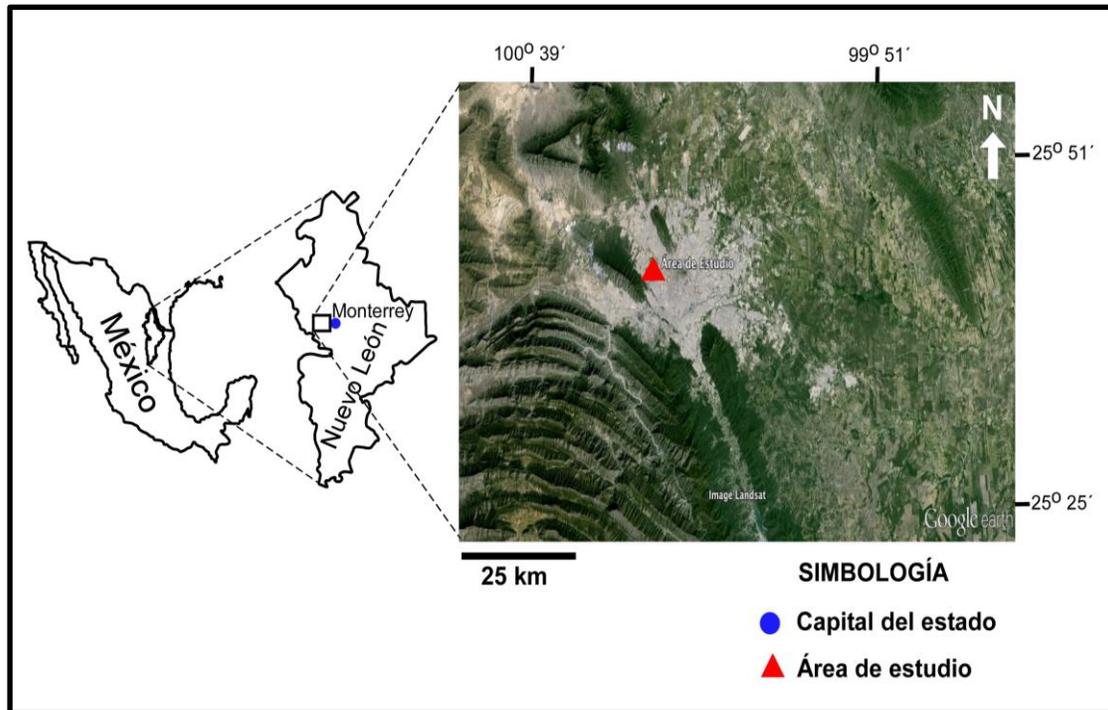


Figura 1.1. Mapa de localización del área de estudio (Modificado de Google earth).

El acceso al área de estudio en la ciudad de Monterrey es por la Avenida Abraham Lincoln. Desde este punto se recorre esta avenida en dirección al sureste hasta su entronque con la Avenida Raúl Rangel Frías, la cual se accesa en dirección suroeste hasta llegar a Puerta del Sol, en la colonia Monteleón, lugar en donde se encuentran los afloramientos analizados en este trabajo.

1.3. Hipótesis

El estudio petrográfico y de microfacies de la Formación Agua Nueva en el extremo sureste de la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León, permitirá conocer las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante el depósito de esta unidad litológica, así como los eventos regionales y/o globales coetáneos al mismo.

1.4. Objetivos

1.4.1. General

- ❖ Realizar un estudio petrográfico y de microfacies de la Formación Agua Nueva en el extremo sureste de la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León, para conocer las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante su depósito y ubicar su ambiente sedimentario en un contexto paleogeográfico en la región sur de la Cuenca de Sabinas durante el Cretácico “medio” para comparación con escenarios coetáneos similares de extensión local y/o global.

1.4.2. Específicos

- ❖ Describir macroscópica y mesoscópicamente la litología que compone la Formación Agua Nueva en las áreas de estudio mediante levantamientos estratigráficos.
- ❖ Conocer la edad del depósito de la Formación Agua Nueva en la sección de la Sierra Las Mitras, mediante la descripción de fósiles índice (por ejemplo, foraminíferos planctónicos) reportados en esta unidad.
- ❖ Determinar las condiciones paleoambientales que prevalecieron en el área de depósito y ubicarlo en un contexto paleogeográfico en la región sur de la

Cuenca de Sabinas durante el Cretácico “medio” a través de un estudio petrográfico y de microfacies

- ❖ Correlacionar, con base a la edad, las condiciones paleoambientales descritas en las capas de la sección de la Sierra Las Mitras con eventos locales y/o globales que ocurrieron durante el depósito de la misma.

1.5. Metodología

En el presente trabajo de investigación, la metodología fue llevada a cabo en las siguientes etapas.

1) Recopilación bibliográfica

Esta etapa consistió en recopilar toda la información disponible sobre la Formación Agua Nueva como tesis, artículos, libros, revistas indexadas, etc; situada en el Laboratorio de Minerales no Metálicos en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH) y en el Laboratorio de Paleobiología en la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL).

2) Campo

En esta etapa se realizó el levantamiento y muestreo de dos secciones estratigráficas pertenecientes a la Formación Agua Nueva que afloran en la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León.

Previo al levantamiento, se realizó un reconocimiento de las secciones para establecer la relación de posición estratigráfica, así como también para reconocer estructuras geológicas.

Para el levantamiento, se llevó a cabo la descripción macroscópica de cada uno de los estratos del perfil estratigráfico y fueron anotados en una libreta de campo. Las características a evaluar fueron las siguientes: espesor real de cada estrato midiendo perpendicularmente de la distancia que hay entre la base del

estrato y el techo con un flexómetro, tipo de roca, color de la muestra intemperizada y en muestra fresca, presencia o ausencia de capas negras con materia orgánica, estructuras primarias (laminación, bioturbación), estructuras diagenéticas (pirita, óxidos, pedernal).

Posteriormente, se obtuvo una muestra de cada estrato, preferentemente de la base, la parte media y el techo si era requerido. Cada muestra fue posicionada y orientada respecto a su base y techo de la sección estratigráfica para conocer su posición original dentro de la misma. Todo el proceso fue documentado fotográficamente.

Las muestras obtenidas se guardaron en bolsas debidamente identificadas con el código asignado cada sección estratigráfica levantada, CLM (Cerro Las Mitras) y CLM/CN (Cerro Las Mitras/Capas Negras), al número de capa.

3) Laboratorio

Esta etapa fue dividida en las siguientes actividades:

Descripción de muestras a nivel macroscópico. Una vez estando las muestras en el laboratorio se realizó la primera revisión en el Laboratorio de Paleobiología de UANL y posteriormente en el Laboratorio de Minerales no Metálicos de la UAEH; para esto, se tomaron muestras de mano de cada una de las capas, las cuales se volvieron a revisar con el fin de corroborar las características observadas en campo o para describir nuevas estructuras que no hayan sido observadas en el momento del muestreo.

Preparación de láminas delgadas. Las láminas fueron elaboradas en el Laboratorio de Preparación de secciones delgadas del Instituto de Geología de la UASLP. Para la realización de las láminas delgadas se eligieron muestras de mano de roca de cada una de las capas, a las cuales posteriormente se les realizaron cortes de manera perpendicular al tamaño de un portaobjetos con una cortadora de disco diamante de marca Hillquist. Una vez obtenidos los cortes, las

muestras fueron pulidas con abrasivos de carburo de silíceo del número 220, 400, 600 y 200 hasta que la muestra quedara uniforme y libre de asperezas.

Posteriormente, las muestras fueron pegadas al portaobjetos con resinas epóxicas dejándose secar por 8-12 horas. Una vez secas, las muestras fueron procesadas mediante una máquina desbastadora hasta alcanzar un espesor de aproximadamente 1 a 2 mm. Como siguiente paso, las muestras fueron pulidas con los abrasivos 600 y 400, hasta que las muestras dejaran pasar la luz lo suficiente para que las microestructuras fueran claramente visibles en un microscopio óptico. Por último las láminas delgadas fueron orientadas, rotuladas con las claves correspondientes para su análisis petrográfico.

4) Análisis petrográfico

Para el análisis petrográfico, se revisaron un total de 42 láminas delgadas. Para este análisis se consideró la clasificación de carbonatos de Dunham (1962) para los componentes de 2 milímetros y/o menores.

El análisis fue realizado en dos etapas. La primera consistió en una análisis a nivel mesoscópico en un microscopio estereoscópico con el propósito de ver rasgos tales como bioturbación, láminas de materia orgánica, etc. Esta etapa se llevó a cabo en el Laboratorio de Minerales no Metálicos del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH. La segunda etapa consistió en un análisis a nivel microscópico mediante un microscopio petrográfico en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geología de la UASLP y un microscopio óptico en el Laboratorio de Paleobiología de la UANL. Las características evaluadas y documentadas fotográficamente fueron las siguientes: Masa básica (matriz, cemento), granos esqueléticos (foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas, filamentos, radiolarios, etc.) laminación, bioturbación, pirita, óxidos y materia orgánica. Para la determinación de la zona de facies y microfacies se consideraron los modelos propuestos Flügel (2004).

5) Análisis de Difracción de Rayos X

Para este análisis se eligieron un total de 24 muestras, las cuales fueron procesadas en un mortero de ágata. Antes de comenzar el proceso, el mortero fue previamente lavado con agua destilada y posteriormente con acetona para remover partículas presentes. Una vez seco, se procedió a triturar por separado cada una de las muestras elegidas hasta obtener un polvo fino.

El análisis de difracción de Rayos X fue realizado en el Laboratorio de Rayos X del Instituto de Metalurgia de la UASLP. Las muestras molidas fueron depositadas en un porta muestras y posteriormente colocadas en una placa dentro del Difractómetro de Polvos marca *BRUKER* modelo D8 Advance.

Posteriormente, se establecen las condiciones requeridas de operación en una programan de computadora para que el difractómetro se alinee y envíe los Rayos X a las muestras a diferentes ángulos. Al mismo tiempo un detector de rayos difractados recoge y envía la información resultante al programa de computadora *DIFFRAC. EVA V3.1* para caracterizar las muestras analizadas. Esta información es representada en graficas llamadas difractogramas las cuales son lecturas de los minerales contenidos en la muestra identificadas por comparación usando fichas JCPDS (*Joint Committee of Powder Diffraction Standars*) recopiladas por el Centro de Internacional de Datos de Difracción.

6) Gabinete

En esta etapa se realizó la toma de fotografías de texturas y de granos esqueléticos encontrados en las láminas delgadas, también se realizaron y editaron mapas y figuras, asimismo se realizó la integración y la interpretación de los datos obtenidos en el laboratorio y la redacción final del escrito.

2. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Marco geológico

El área de estudio se localiza en la Sierra Las Mitras, en la ciudad de Monterrey, Nuevo León la cual se encuentra situada en la Sierra Madre Oriental.

La Sierra Madre Oriental es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas levantadas y acortadas formando pliegues producto de la Orogenia Laramide (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Villarreal-Barragán, 2006). De acuerdo a Chávez-Cabello *et al.* (2011), esta estructura tiene una orientación noroeste-sureste entre Parral, Chihuahua y Torreón, Coahuila, cambiando su orientación a oeste noroeste-este sureste entre Torreón y Saltillo, Coahuila, mientras que en Saltillo y Monterrey, Nuevo León la orientación es noreste-suroeste. Sin embargo, hacia la ciudad de Monterrey, la orientación cambia de noroeste-sureste formando a lo que se le conoce como la curvatura de Monterrey, continuando hasta la región de Zongolica, Veracruz.

Hacia la parte norte de la curvatura de Monterrey se encuentra la Sierra Las Mitras, la cual se caracteriza por contener pliegues grandes simétricos, con planos axiales casi verticales o ligeramente inclinados al nor-noreste que varían en longitud de 15 a 60 km. La Sierra Las Mitras forma parte del grupo de los anticlinales a los que De Cserna (1956) denominó como “Anticlinorio de Arteaga”, teniendo una longitud de aproximadamente 15 km, siendo las rocas calcáreas cretácicas las más predominantes del lugar (Padilla y Sánchez, 1985; Chávez-Cabello *et al.*, 2011) (Figura 2.1).

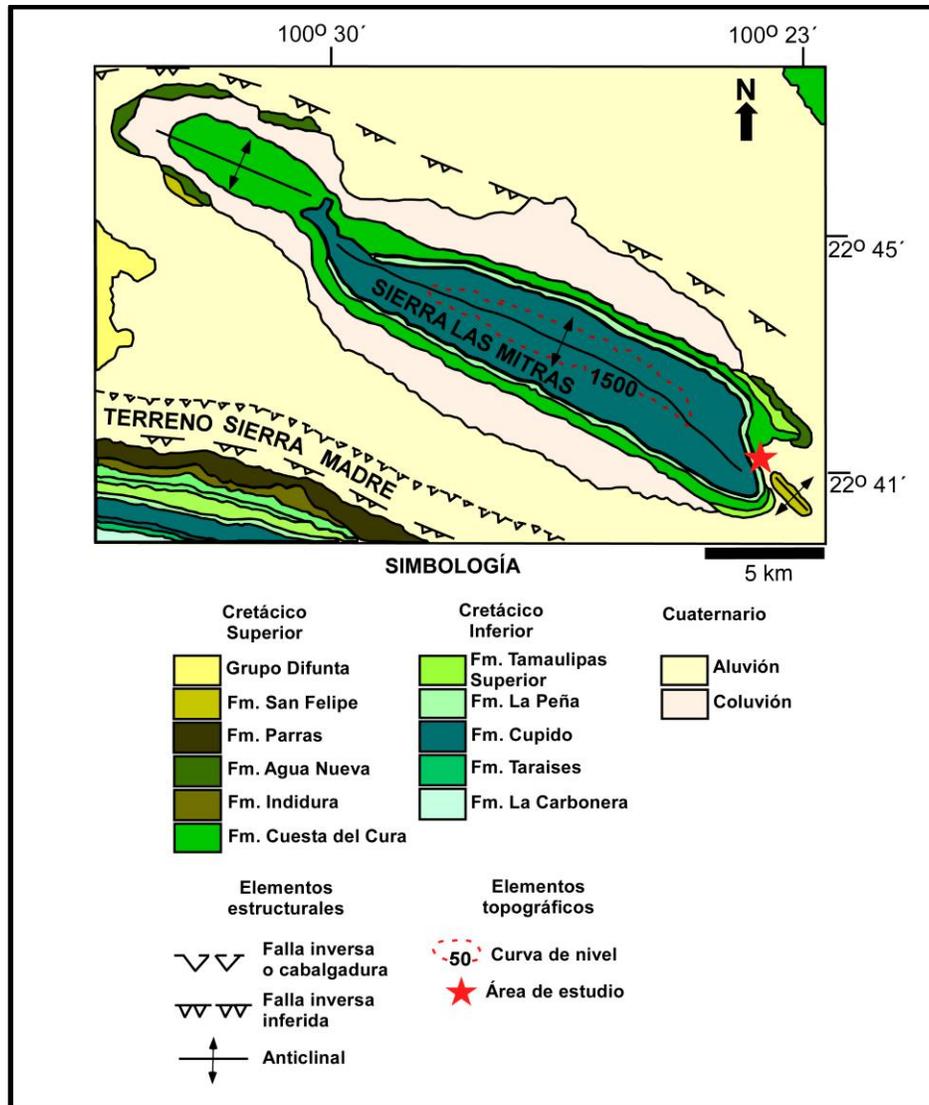


Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio y áreas circunvecinas (Modificado de Santiago-Carrasco *et al.*, 2008)

2.2. Marco estratigráfico

En el área de estudio, afloran predominantemente unidades del Cretácico, las cuales son reflejo de la evolución paleogeográfica de la región durante el periodo Cretácico. La columna estratigráfica de la Sierra Las Mitras y zonas circunvecinas se describe a continuación (Figura 2.2).

SISTEMA	SERIE	PISO	FORMACIÓN
CRETÁCICO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	Méndez
		CAMPANIANO	
		SANTONIANO	San Felipe
		CONIACIANO	
		TURONIANO	Agua Nueva
		CENOMANIANO	Cuesta del Cura
	INFERIOR	ALBIANO	Tamaulipas superior
		APTIANO	La Peña
		BARREMIANO	Cupido
		HAUTERIVIANO	
		VALANGINIANO	Taraises
		BARRESIANO	

Figura 2.2. Columna estratigráfica de la Sierra Las Mitras (Modificada de Michalzik, 1988; Santiago-Carrasco *et al.*, 2008)

Eratema: Mesozoico

Sistema: Cretácico

Serie: Cretácico Inferior

Formación Taraises

Fue definida por Imlay (1936) en la cabecera del Cañón Taraises en la parte oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. Se compone de calizas color gris a oscuro interestratificada con limolita y lutita (Padilla y Sánchez, 1982). De acuerdo a la presencia del fósil *Olcostephanus* esta unidad ha sido asignada al Berriasiano-Hauteriviano (López-Ramos, 1979). McFarland y Menes (1991) asignaron a esta

unidad a un ambiente de plataforma externa, específicamente en el borde externo de la Plataforma de Coahuila.

Formación Cupido

Fue definida por Imlay (1937) en la parte norte de la pared del Cañón Mimbres en la Sierra de Parras, Coahuila. Se compone de capas de caliza de color gris oscuro, con concreciones de pedernal gris claro y pirita, así como de líneas de estilolitas (López-Ramos, 1979). La Formación Cupido se compone de tres facies, una facies arrecifal con rudistas abundantes, otra facies de brechas arrecifales con fragmentos de rudistas, otra facies de cuenca con nódulos de pedernal gris y blanco, con estilolitas y concreciones piriticas y hematíticas (Padilla y Sánchez, 1982). Con base en el contenido fósil marcada por la primera aparición estratigráfica de *Palorbitolina cf. Tenticularis*, esta unidad es asignada a una edad del Hauteriviano Temprano – Aptiano Tardío (Barragán-Manzo y Díaz-Otero 2004). Respecto al ambiente de depósito, se sugiere que esta formación fue depositada en un ambiente de margen de plataforma externa o arrecifal (Padilla y Sánchez, 1982).

Formación La Peña

Fue definida por Imlay (1936) y posteriormente redefinida por Humphrey (1949), su localidad tipo es el flanco oeste de la Sierra de Parras, Coahuila, México, en la parte norte del Cañón del Mimbres en la Sierra de Taraises, cerca de la hacienda de La Peña. Humphrey (1949) define que el miembro superior de la unidad definida por Imlay es la Formación La Peña, que está constituida por capas delgadas de caliza y lutita intercalada. Con base a su contenido fósil como el ammonite *Dufrenoya texana*, *D. justinae* y *Colombiceras sp.*, esta unidad ha sido asignada al Aptiano por Padilla y Sánchez (1982). Esta unidad representa un ambiente de aguas profundas hacia el este mientras que hacia el oeste representa un ambiente pericontinentales con mayor influencia detrítica continental por sus contactos con la isla de Coahuila y la Plataforma Valle San Luis Potosí (López-Ramos, 1979; López-Doncel y Navarro-Moctezuma, 2007).

Formación Tamaulipas Superior

Definida por Muir (1936) en el Cañón de La Borrega. Esta unidad consiste en calizas de color gris de grano fino compactas con una buena estratificación, con abundantes nódulos y capas de pedernal negro y algunas concreciones de pirita. Con base a su contenido fósil esta unidad es asignada a una edad Albiano – Cenomaniano que comprende las zonas de *Ticinella bejaovenssis*, *Ticinella prímula*, *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora subticinensis*, *Rotalipora appeninica*. Esta unidad representa un ambiente de cuenca (Padilla y Sánchez, 1982).

Cretácico Inferior – Superior

Formación Cuesta del Cura

Imlay (1936) propone esta unidad para una sucesión de caliza intercalada con lutita y bandas de pedernal, ubicadas en la Cuesta del Cura a 6.44 kilómetros (km) al oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. La Formación Cuesta del Cura es asignada a una edad de Albiano – Cenomaniano que comprende las biozonas de foraminíferos planctónicos *Rotalipora brotzeni*, *Rotalipora reicheli* (López-Ramos, 1979; Padilla y Sánchez, 1982). Esta unidad representa un ambiente de cuenca o nerítico profundo, con buena oxigenación y un aporte cíclico constante de sedimentos terrígenos (Padilla y Sánchez, 1982; López-Ramos, 1979).

Cretácico Superior

Formación Agua Nueva

La Formación Agua Nueva fue descrita por primera vez por Stephenson (1922), quien separó estas capas de la Formación San Felipe dándole el rango de formación. Posteriormente, Muir (1934) definió formalmente a esta unidad como un conjunto de capas de calizas de espesor medio con horizontes de pedernal, intercaladas con lutitas carbonosas negras que afloran dentro del Cañón de la Borrega, a 25 km al este de la estación Forlón en la localidad de Zaragoza,

municipio de Llera, Tamaulipas (Muir, 1934; Padilla y Sánchez, 1982). Hacia las áreas del norte del país la Formación Agua Nueva está compuesta por caliza microcristalina con nódulos de pedernal intercaladas con lutita negra bituminosa laminada, bentonitas, margas con bentonita y lutitas calcáreas en menor aumento (Sohl *et al.*, 1991). La Formación Agua Nueva es asignada a una edad de Cenomaniano-Turoniano que comprende las biozonas de foraminíferos planctónicos *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* (Padilla y Sánchez, 1982; Blanco-Piñón *et al.*, 2008, 2014). Esta unidad representa un ambiente de cuenca profunda (Sohl *et al.*, 1991).

Formación San Felipe

Fue introducida por Jeffrey (1910), sin embargo Muir (1936) la definió formalmente a 3 km al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí y al oeste del poblado de San Felipe, en el mismo estado. Esta unidad se caracteriza por una secuencia de caliza arcillosa, arenisca, lutita y horizontes delgados de bentonita verde (Suter, 1990; Sohl *et al.*, 1991). La Formación San Felipe varía ampliamente en edad en diferentes áreas, sin embargo hacia la cuenca Tampico-Misantla y hacia la Sierra Madre Oriental es asignada a una edad Coniaciano-Santoniano por la presencia de los foraminíferos planctónicos *Dicarinella concavata* y *D. asymerica*. Esta unidad representa un ambiente de aguas someras bajo ambientes de plataforma (Sohl *et al.*, 1991).

Formación Méndez

Definida por Jeffrey (1910) ubicada a 300 metros (m) de la estación Méndez, en el estado de Veracruz, sobre el ferrocarril Tampico– San Luis Potosí. Consiste de lutita limosa gris-azul, negras, café-rojizo (Padilla y Sánchez, 1982). La Formación Méndez es asignada a una edad Campaniano-Maestrichtiano por la presencia de foraminíferos planctónicos y bivalvos (Padilla y Sánchez, 1982; Sohl *et al.*, 1991). Esta unidad representa un ambiente de baja energía en ambientes de plataforma o de cuenca (Sohl *et al.*, 1991)

3. EVENTOS DEL CRETÁCICO “MEDIO” EN EL NORESTE DE MÉXICO

3.1. Cretácico “medio”: Definición y eventos principales

Se conoce Cretácico “medio” al intervalo informal que comprende aproximadamente los 120 millones de años (Ma) (Aptiano-Medio) hasta los 89 Ma (Turoniano), aunque algunos autores consideran a este tiempo desde el Barremiano (Kuijpers, 2001). El Cretácico “medio” es caracterizado por una serie de acontecimientos paleoclimáticos bien registrados los cuales llevaron a condiciones inusuales en la estructura global de la superficie del planeta y en las aguas oceánicas profundas en ese momento (Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006).

El Cretácico “medio” es un tiempo de reorganización tectónica que dio inicio desde el Jurásico. Esta reorganización de placas condujo a la formación de áreas epicontinentales lo que propició el desarrollo de circulaciones oceánicas restringidas (Duque-Botero, 2006; Núñez-Useche *et al.*, 2014). Al mismo tiempo, se estaba generando una gran actividad volcánica que dio lugar a erupciones basálticas masivas y que posiblemente contribuyeron a la producción de corteza oceánica y de grandes provincias ígneas. Este vulcanismo también pudo haber contribuido a desarrollar mayores suministros de nutrientes en el océano y al incremento de dióxido de carbono atmosférico, el cual fue de doce a trece veces mayor que en la actualidad (Caldeira y Rampino, 1991; Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006; Reolid *et al.*, 2016). Todas estos eventos condujeron a condiciones tipo invernadero provocando mayores temperaturas y consecuentemente, el aumento en el nivel del mar.

Estas condiciones ambientales en el océano dieron la apertura para que se desarrollaran una serie de sucesos denominados eventos de anoxia oceánica (OAE por sus siglas en inglés), caracterizados por la acumulación de sedimentos negros ricos en materia orgánica (mayores a 1% de carbón orgánico) y, que representan condiciones empobrecidas de oxígeno disuelto en el océano en todo el mundo (Schlanger y Jenkyns, 1976; Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006).

Al menos cinco OAE´s en el registro sedimentario del Cretácico “medio” son reconocidos (Figura 3.1), sin embargo, los dos más documentados son los que ocurrieron cerca de la transición Barremiano-Aptiano (OAE 1a evento Selli) y el del Cenomaniano-Turoniano (OAE 2 evento Bonarelli) (Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006; Núñez-Useche *et al.*, 2014).

Años (Ma)	Piso	Biozonación de foraminíferos planctónicos	Evento Anóxico Oceánico (OAE)
93.5	Turoniano		
	Cenomaniano	<i>W. archaeocretacea</i>	OAE2 (Bonarelli)
<i>R. cushmani</i>			
<i>R. reicheli</i>			
<i>R. brotzeni</i>			
98.9	Albiano	<i>R. appenninica</i>	OAE1d (Breistroffer)
		<i>R. ticinensis</i>	
<i>B. breggiensis</i>		OAE1c	
<i>T. primula</i>			
112.2	Aptiano	<i>H. planispira</i>	OAE1b (Paquier)
		<i>T. bejaouaensis</i>	
		<i>H. trocoidea</i>	
		<i>G. algerianus</i>	
		<i>G. ferreolensis</i>	
		<i>L. cabri</i>	OAE1a (Selli)
121.0	Barremiano	<i>G. blowi</i>	

Figura 3.1. Posición cronoestratigráfica y bioestratigráfica de los Eventos de Anoxia Oceánica (OAE´s) del Cretácico (modificada de Kuijpers, 2001).

3.2. El Cretácico “medio” en el noreste de México

El registro sedimentario del Cretácico “medio” en el noreste de México indica que las condiciones ambientales permanecieron relativamente constantes. Esto, debido a la depositación de facies ricas en carbonatos que se desarrollaron en un mar epicontinental poco profundo que cubrió el área desde el Jurásico hasta el Cretácico. Estas condiciones ambientales también permitieron el establecimiento de secuencias ricas en materia orgánica como consecuencia de los OAE’s que también afectaron al noreste de México durante este tiempo (Duque-Botero, 2006; Delgado-Ángeles, 2011).

El área de estudio se encuentra situada al sur de lo que en el Cretácico “medio” comprendió lo que es la región sur del Golfo de Sabinas. En ese tiempo esta unidad morfotectónica fue limitada al norte y noreste por el levantamiento Burro Peyotes, hacia el sur y suroeste por la parte emergida del Bloque de Coahuila y hacia el sureste con la Cuenca de Burgos, aunque para fines del Cretácico “medio” (Turoniano) estos elementos ya se encontraban sumergidos (Padilla y Sánchez, 1982; Santiago *et al.*, 1984; Villarreal-Barragán, 2006). El Golfo de Sabinas está generalmente representado por rocas carbonatadas bordeando paleoelementos positivos, evaporitas y carbonatos de aguas profundas que fueron depositadas desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Padilla y Sánchez, 1982).

Al comienzo del Cretácico “medio” (Hauteriviano al Aptiano) la velocidad de subsidencia de las plataformas de tipo rampa aumentó, lo que favoreció el depósito de secuencias grandes de carbonatos durante este tiempo (Padilla y Sánchez, 2007; Eguiluz de Antuñano, 2011). En la mayoría de las áreas del Golfo de Sabinas se dio un extenso depósito de calizas, evaporitas y limos de la Formación La Virgen, siendo estas depositadas detrás de las barreras y de los parches arrecifales de rudistas de la Formación Cupido, la circulación de agua en esta cuenca arrecifal era poco profunda de manera que estos depósitos de evaporitas y parches arrecifales ocupaban un área extensa (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; McFarlan y Menes, 1991) (Figura 3.2).

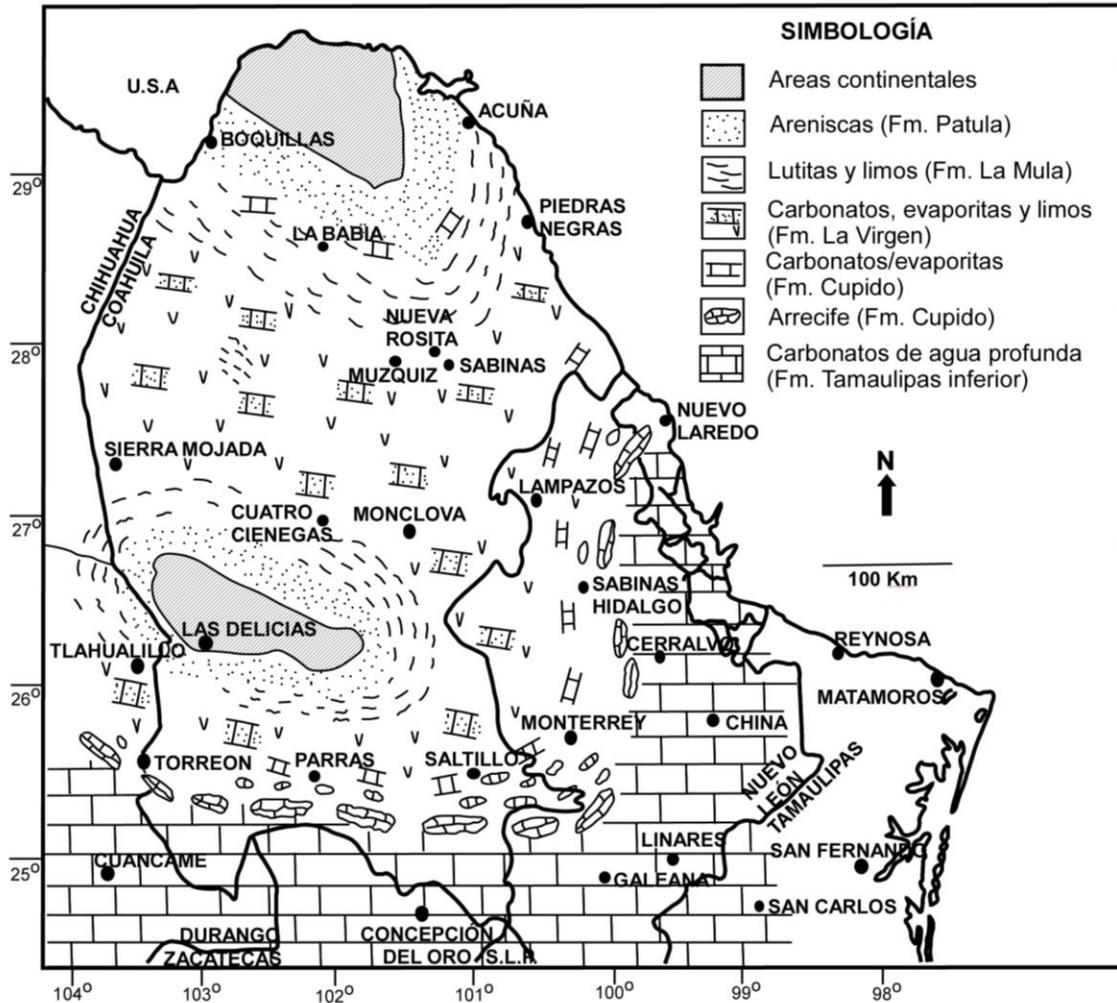


Figura 3.2. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Hauteriviano-Aptiano (modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

Por otra parte, que hacia el este y sureste del arrecife en aguas más profundas se estaba dando el depósito continuo de carbonatos de la Formación Tamaulipas Inferior la cual probablemente puede coincidir con el OAE 1a (evento Selli) (Núñez-Useche *et al.*, 2014).

Al inicio del Aptiano la subsidencia fue mayor que la sedimentación, originando que áreas enteras fueran cubiertas por aguas más profundas. Esta elevación rápida del mar cubrió definitivamente los altos de basamentos durante el Aptiano Tardío lo que hizo que la depositación de carbonatos y el desarrollo de arrecifes cesaran rápidamente; sin embargo, la afluencia de sedimentos clásticos

de lutitas y calizas de la Formación La Peña fueron depositadas en la Cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986, 2007; Santiago *et al.*, 1984; McFarlan y Menes, 1991).

Durante todo el Albiano y Cenomaniano Temprano la subsidencia continuó en toda la cuenca a una velocidad aproximadamente constante. El nuevo desarrollo de arrecifes de barrera alcanzó su máximo desarrollo durante este tiempo. En el noreste de México estos arrecifes pertenecientes a la Formación Aurora fueron depositados en los bordes de lo que habían sido los altos basamentos el Bloque de Coahuila, y el Burro Peyotes, haciendo que detrás de ellos la circulación de agua fuera restringida permitiendo el desarrollo de carbonatos y evaporitas de la Formación Acatita en estas zonas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986, 2007; Wilson, 1990; McFarland y Menes, 1991) (Figura 3.3). En el Cenomaniano Tardío el Golfo de Sabinas fue cubierto por carbonatos con pedernal que se depositaron en aguas profundas pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior y por capas de calizas con bandas de pedernal y caliza arcillosa de la Formación Cuesta del Cura (Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

Es posible que la ocurrencia de los eventos de anoxia oceánica tales como el OAE 1b (Evento Paquier) y el OAE 1c también pudieron haber quedado registrados en unidades litológicas del Albiano-Cenomaniano en México como son en las formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura, ya que estas son coetáneas con el depósito de estos eventos. Sin embargo hasta el momento estos OAE's en México han sido poco estudiados.

Hacia el Turoniano Temprano la región entera estaba totalmente cubierta por aguas profundas que conectaban el Golfo de Sabinas con el mar Interior del oeste de los Estados Unidos de América (*Western Interior Seaway*) lo que hizo que las plataformas persistentes hasta el Albiano fueran inundadas (Sohl *et al.*, 1991). Durante el Turoniano ocurre un cambio importante en la depositación de carbonatos los cuales disminuyeron considerablemente, para dar paso a un periodo de mayor depositación de material arcilloso (Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

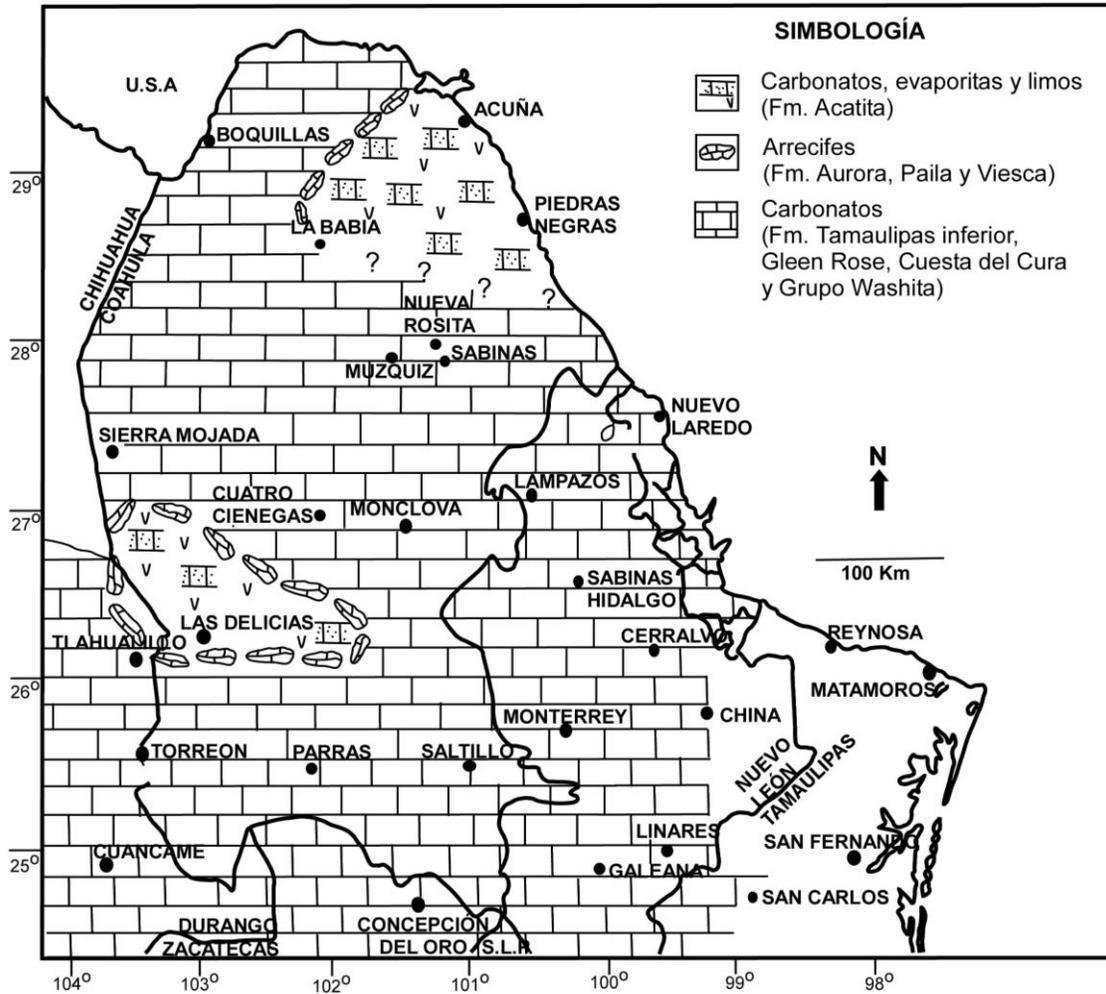


Figura 3.3. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano (modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

Hacia lo que fue el antiguo bloque de Coahuila una secuencia de carbonatos y lutitas pertenecientes a la Formación Indidura fue depositada, mientras que hacia el sureste del Golfo de Sabinas se depositó una secuencia de carbonatos con pedernal y lutitas pertenecientes a la Formación Agua Nueva, acumuladas durante el nivel máximo transgresivo. A principios del depósito de esta unidad, se acumularon capas negras asociadas a un tiempo de deficiencia de oxígeno, las cuales de acuerdo con Blanco (2003), Blanco *et al.* (2011), Blanco-Piñón *et al.* (2013, 2014) y Núñez-Useche *et al.* (2016) el Evento de Anoxia Oceánica 2 (Evento Bonarelli) (Figura 3.4). Finalmente para fines del Turoniano se

dio una fase regresiva la cual está representada por una depositación clástica lo que dio características más arcillosas a las unidades del Turoniano Tardío.

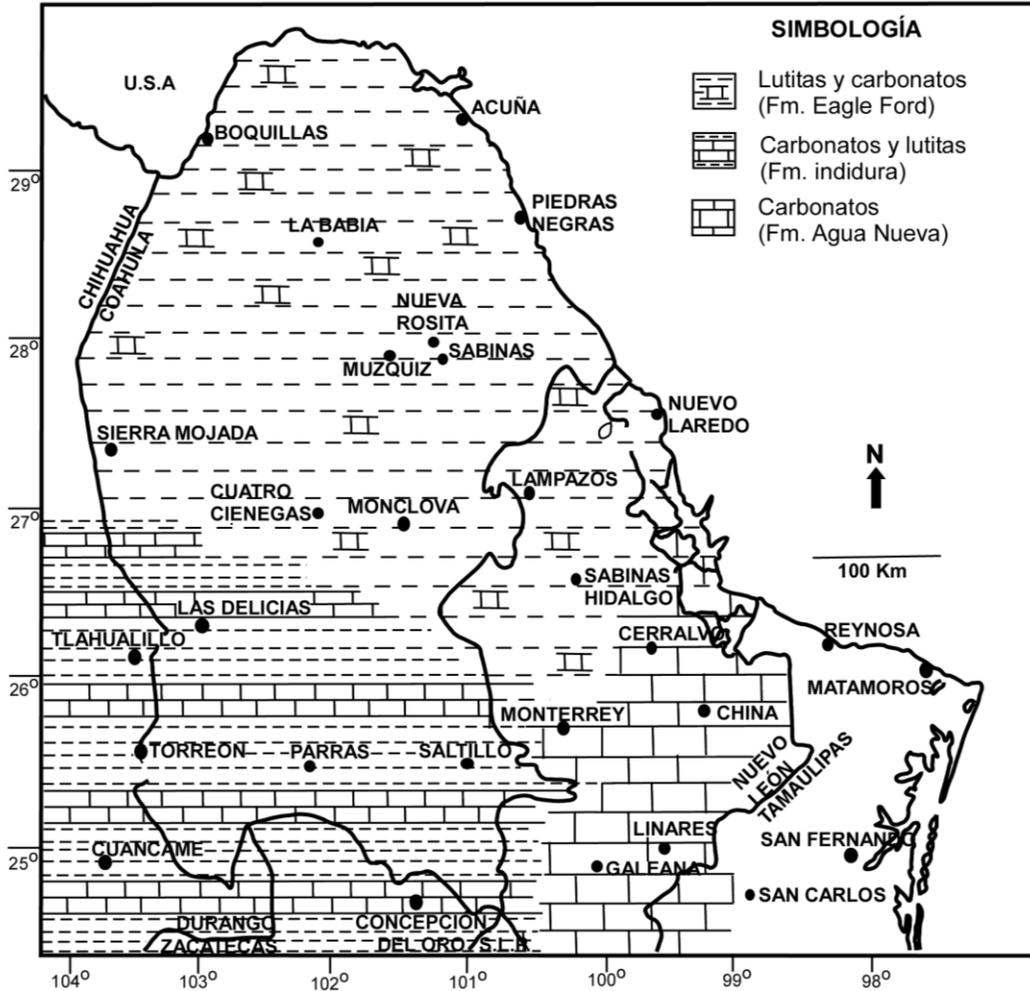


Figura 3.4. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Turoniano (modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

4. RESULTADOS: ANÁLISIS DE MICROFACIES

4.1. Descripción litológica de la Formación Agua Nueva en el área de estudio

En el área de estudio, la Formación Agua Nueva aflora en dos secciones de al menos 10 m y 6 m respectivamente, las cuales consistieron predominantemente en capas de caliza gris con bandas y nódulos de pedernal, pirita sedimentaria dispuesta en nódulos y láminas milimétricas así como capas negras de materia orgánica. La caliza alterna de forma intermitente con capas de material calcáreo blanco deleznable tipo “chalk” y ocasionalmente con capas centimétricas de material margoso y arcilloso (Figura 4.1, 4.2 y 4.3).

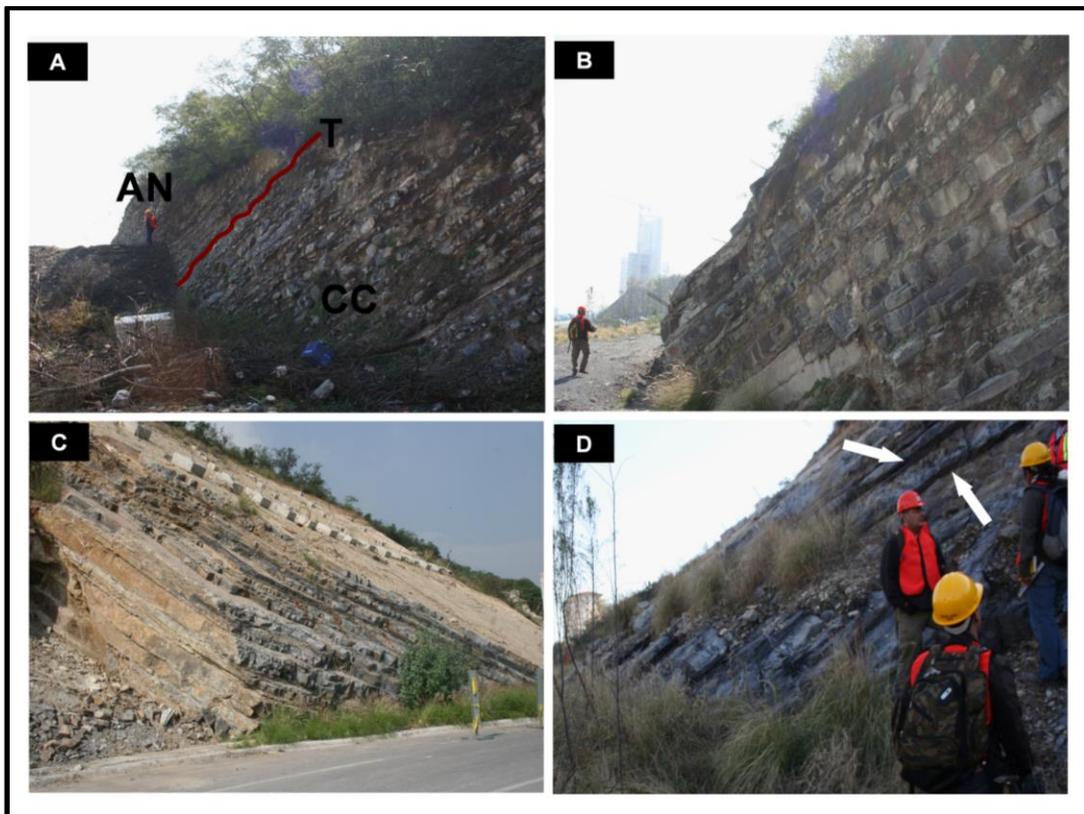


Figura 4.1. Vista del afloramiento en el área de estudio. A) Contacto entre la Formación Cuesta del Cura y Agua Nueva. AN, Agua Nueva; T, Transición; CC, Cuesta del Cura. B) Vista general del afloramiento sección 1. C) Vista general del afloramiento sección 2. D) Vista de la sección 2 en donde se observan las capas negras señaladas con flechas.

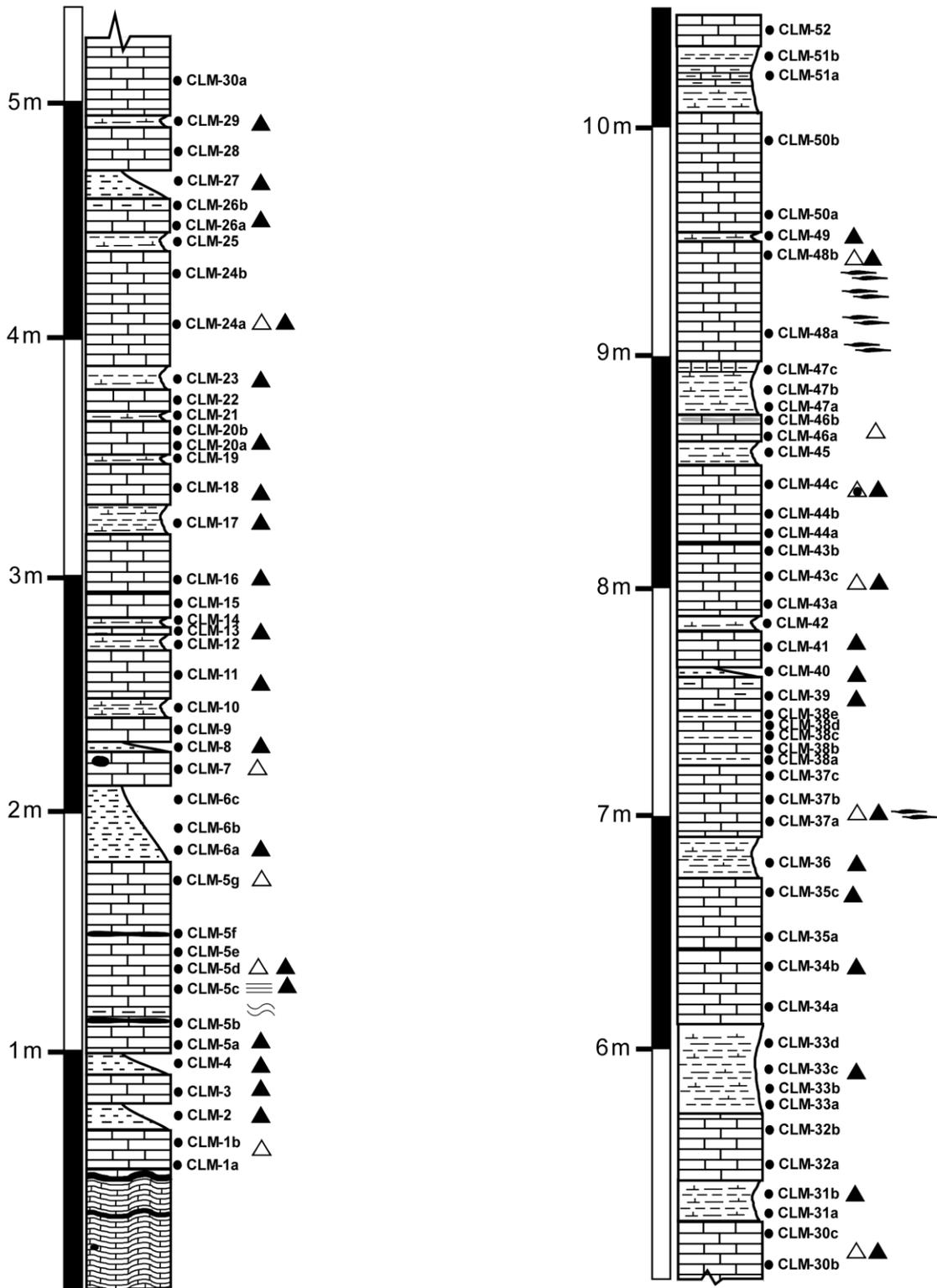


Figura 4.2. Perfil estratigráfico de la Formación Agua Nueva (Sección 1). (Ver Figura 4.3 para simbología)

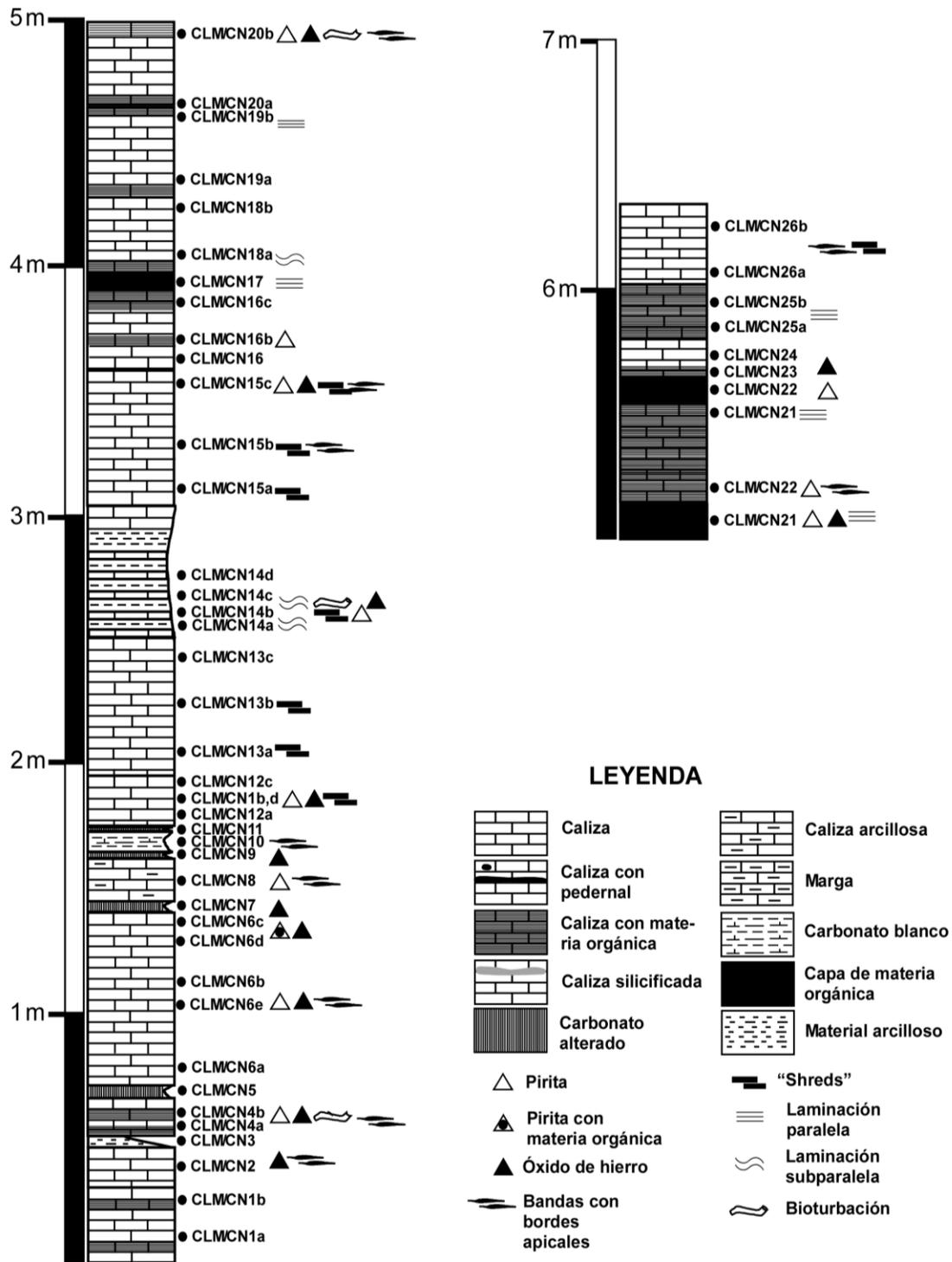


Figura 4.3. Perfil estratigráfico de la Formación Agua Nueva (Sección 2).

Las capas de caliza presentan una coloración gris oscuro en muestra fresca (Figura 4.4A), mientras que en muestra intemperizada exponen una coloración gris claro; sin embargo, algunos estratos exhiben un color gris con tonos café en muestra intemperizada (Figura 4.4B). Además, estas capas presentan espesores heterogéneos que varían de centimétricos a decimétricos; en la mayoría de éstas su espesor oscila entre 14 y 35 centímetros (cm), sin embargo, existen capas con estratificación delgada con espesores de 2 hasta 11 cm; mientras que algunas capas presentan espesores mayores que alcanzan hasta 80 cm (Figura 4.4C), mientras que otras posiblemente representan agrupaciones de estratos medianos (Figura 4.4D).

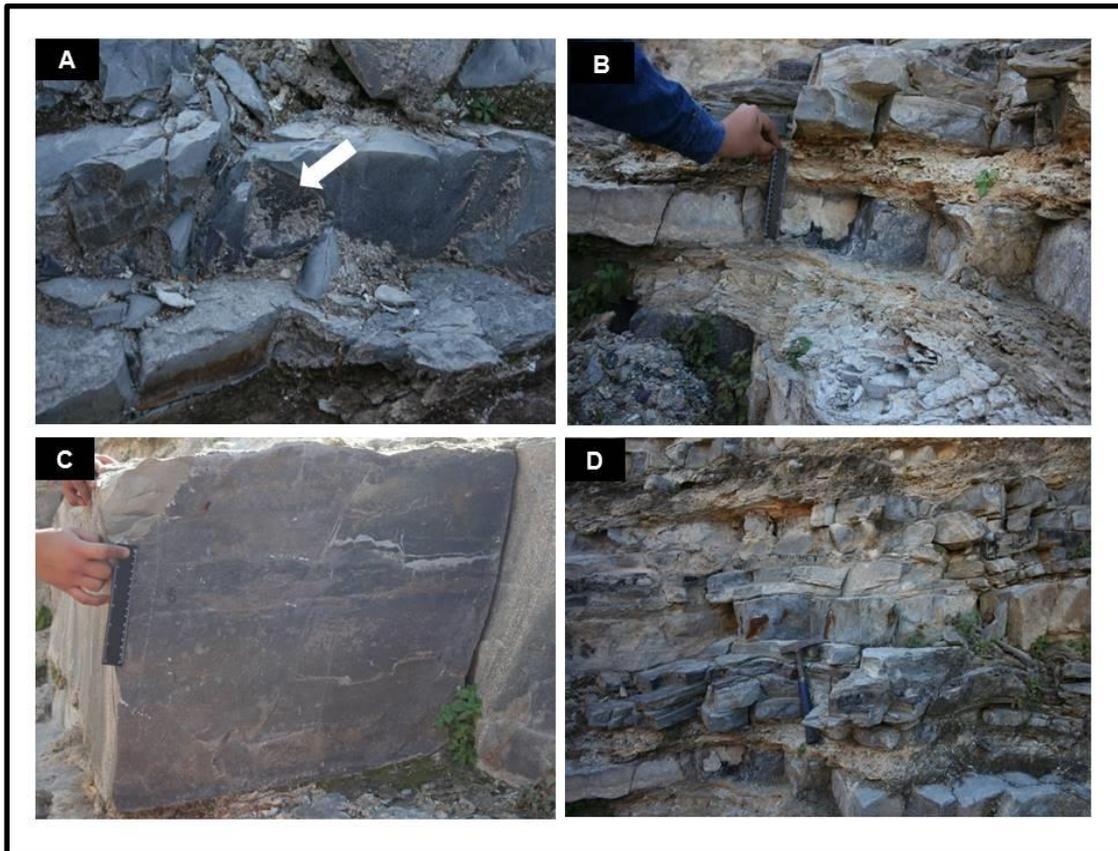


Figura 4.4. Capas de caliza de la Formación Agua Nueva en el área de estudio. A) Calizas decimétricas con coloración gris oscuro en muestra fresca señalada con flecha; B) Calizas centimétricas con coloración en tonos cafés en muestra intemperizada; C) Caliza con espesor hasta de 80 cm; D) Capas de calizas en agrupaciones de estratos medianos.

El análisis de Difracción de Rayos X (XRD por sus siglas en inglés) realizado a la capa de caliza CLM-46a reveló picos de minerales como cuarzo y calcita como componente principal, aunque en ocasiones la caliza también puede presentar algunos otros minerales como clinocloro que es comúnmente asociado con la pirita (Figura 4.5).

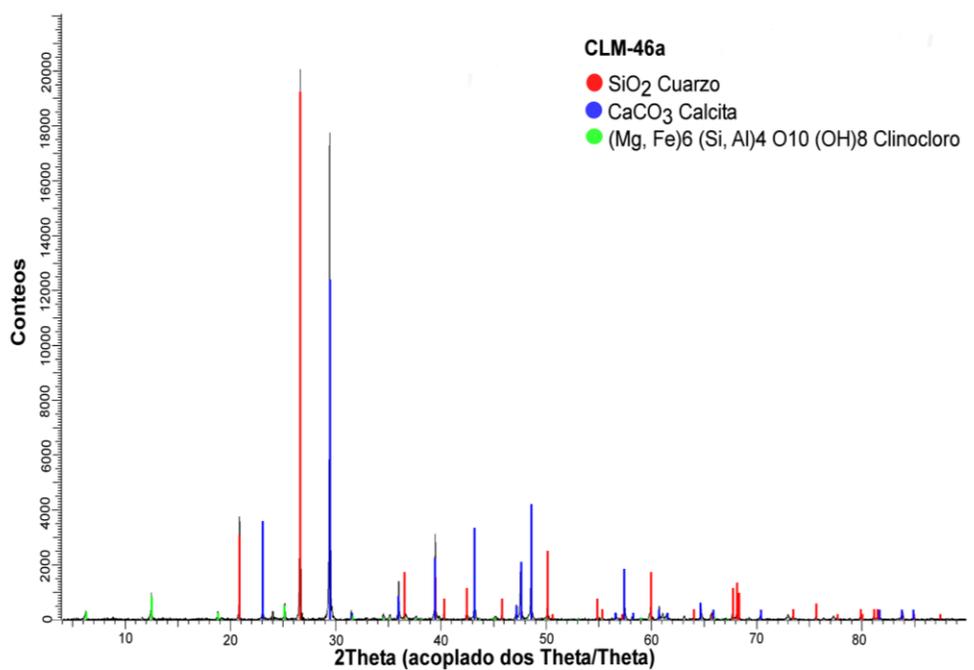


Figura 4.5. Diffractograma mostrando la composición mineralógica de la capa de caliza CLM-46a.

Generalmente, la caliza no presenta estructura interna. Sin embargo, en algunas capas se observa laminación o posible laminación paralela a subparalela al plano de estratificación (CLM-5 y CLM/CN-14, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 25) (Figura 4.6A), este tipo de laminación también es principalmente observada en capas negras ricas en materia orgánica (Figura 4.6B). En otros niveles la caliza presenta estructuras internas en forma de bandas discontinuas con bordes apicales a escala milimétrica de color gris oscuro a negro que contrastan con la matriz que no manchan al contacto producto de bioturbación (CLM-37, 39, 44, 46, 48 y CLM/CN-2, 4, 6, 8, 13, 14, 24) (Figura 4.6C), mientras que otras capas de calizas se observan estructuras que consisten en aglutinaciones de materia orgánica de aproximadamente 2 a 3 milímetros (mm) de longitud y de 1 a 2 mm de espesor,

las cuales pueden manchar la piel al contacto y que han sido llamadas por Sur *et al.* (2006) como “shreds” (CLM/CN-12, 14, 15, 20, 22, 26) (Figura 4.6D).

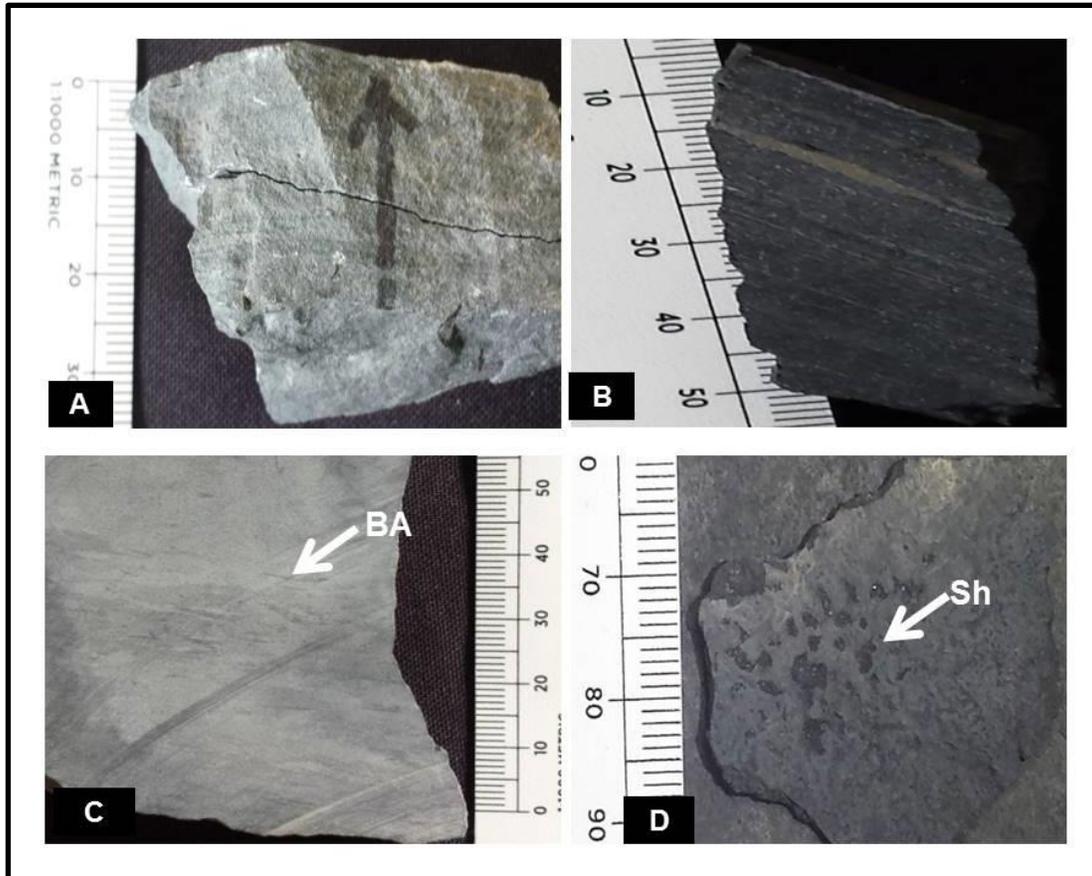


Figura 4.6. Organización interna de calizas en muestras de mano. A) Muestra de mano donde se observa laminación subparalela; B) Muestra de mano de capas negras ricas en materia orgánica donde se muestra laminación; C) Muestra de mano donde se muestran bandas con bordes apicales de color negro con flecha. D) Muestra de mano con aglutinaciones de materia orgánica “shreds” señalados con flecha. BA, bandas apicales; Sh, “shreds”.

En ocasiones, en la caliza ocurren estructuras tubulares de forma sinuosa las cuales posiblemente representen bioturbación tipo *Thalassinoides* (CLM/CN-14) (Figura 4.7A), mientras que otros tipos de bioturbación de forma sinuosa rellenas de pirita bordeadas por calcita posiblemente sean el fragmento de una concha de un bivalvo o por producto de acción de un poliqueto (CLM/CN-20) (CLM/CN-4) (Figura 4.7B, C).

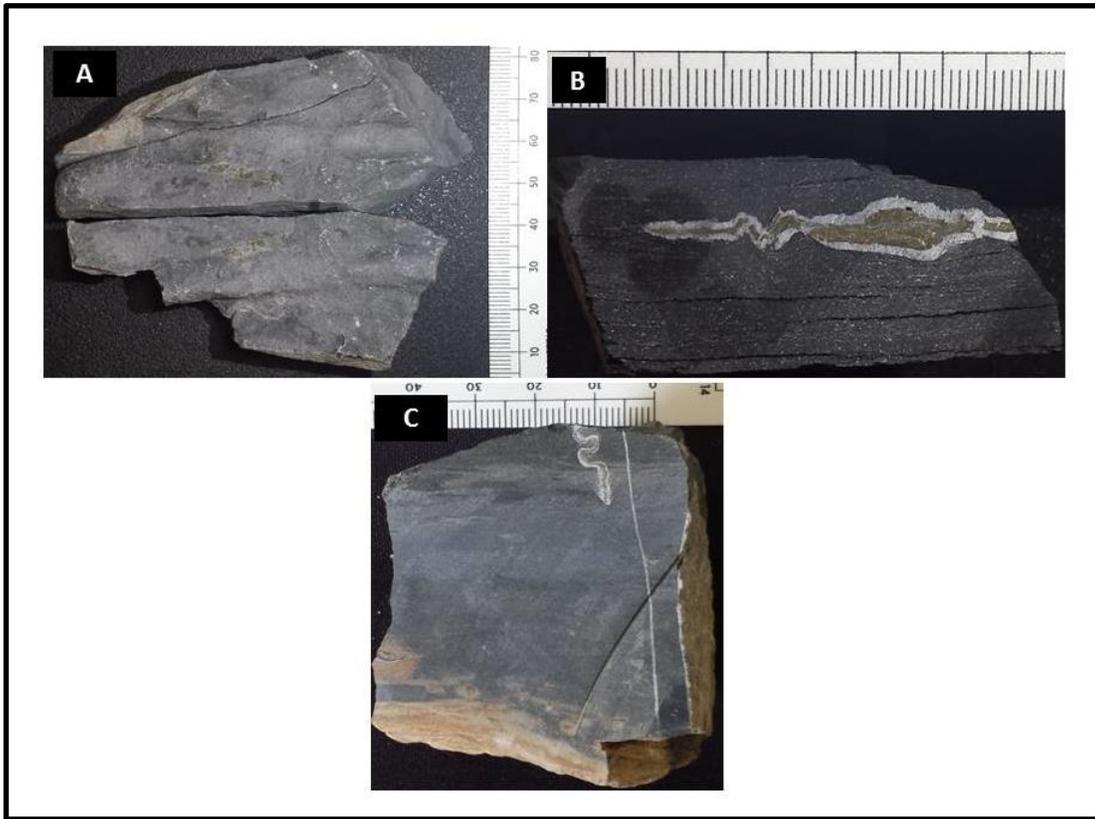


Figura 4.7. Muestras de mano de calizas mostrando bioturbación. A) Muestra de mano mostrando bioturbación tipo *Thalassinoides*; B y C) Muestras de mano mostrando bioturbación rellena de pirita.

Por otro lado, algunas capas de caliza presentan sulfuros de hierro, que de acuerdo a análisis de XRD corresponden a pirita (Figura 4.8). Ésta se encuentra presente de forma amorfa o en nódulos que varían de 0.5 a 2 cm de diámetro (CLM-1, 5, 24, 37, 43, 44, 46, 48 y CLM/CN- 6, 12, 14, 15, 16, 21, 22, 23) (Figura 4.9A, B). Además, algunas capas de calizas también presentan óxido de hierro dispuestos en forma de nódulos (CLM-3, 11, 13, 16, 18, 24, 26, 30, 34, 35, 37, 39, 41, 43, 44, 48 y CLM/CN-2, 3, 6, 12, 14, 15, 20, 21, 22, 24), que oscilan entre 2 a 8 cm de espesor y de 7 a 11 cm de longitud (Figura 4.9C, D). El análisis de XRD (Figura 4.10), revelan que dichos óxidos corresponden a goethita.

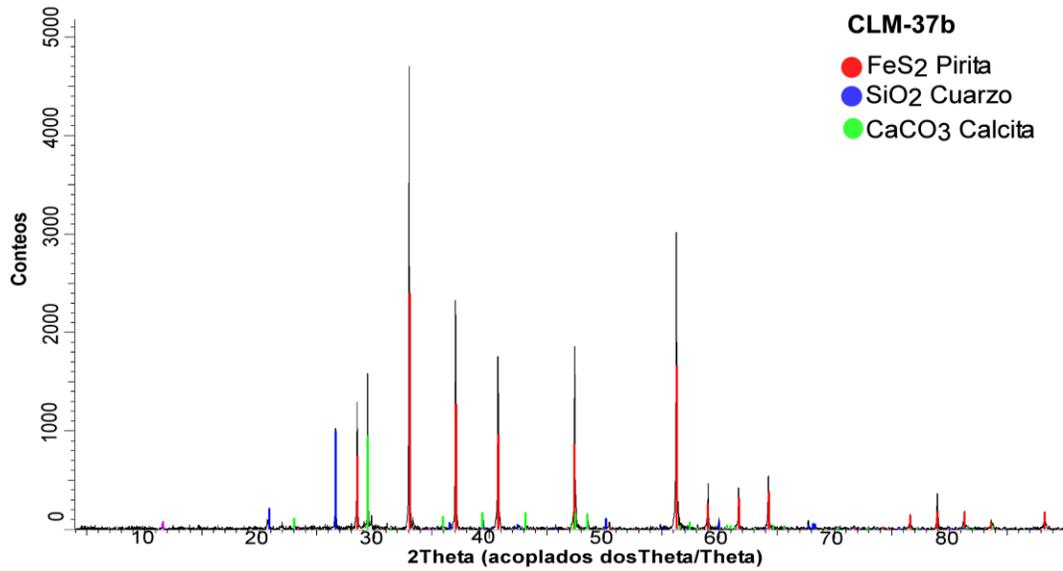


Figura 4.8. Difractograma donde se muestra la presencia de pirita en la capa de caliza CLM-37b.

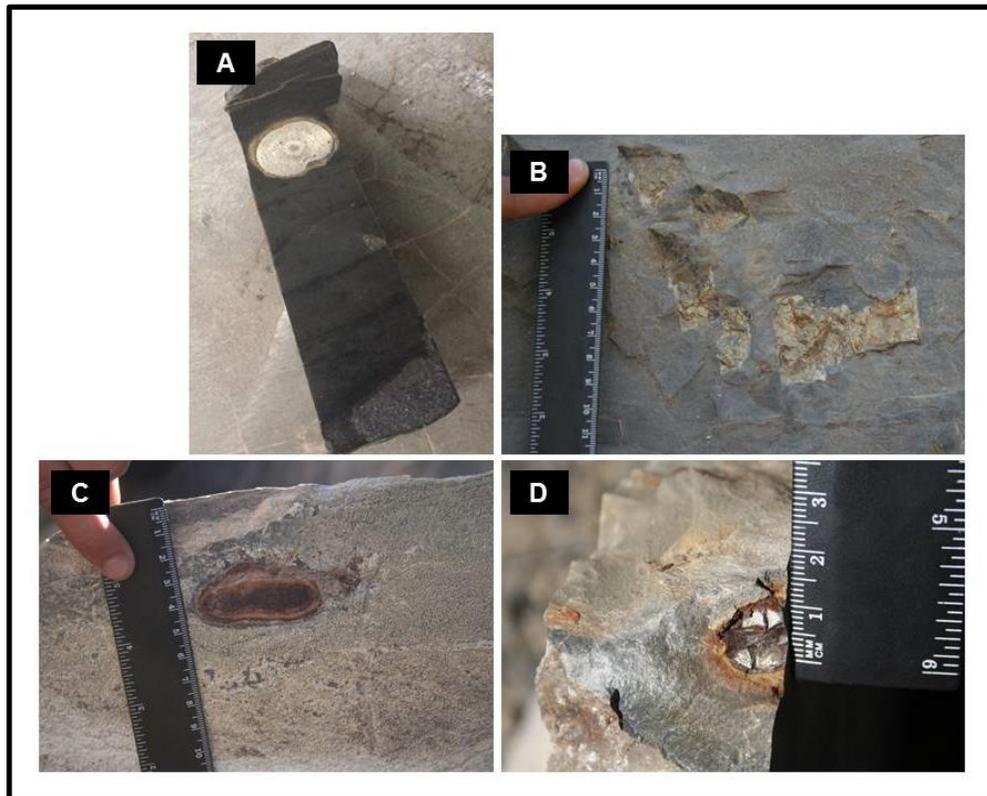


Figura 4.9. Disposición de pirita y goethita en las calizas. A) Muestra de mano con pirita en forma de nódulo; B) Capa que expone la pirita de forma amorfa; C) y D) Capas de caliza con nódulos de goethita.

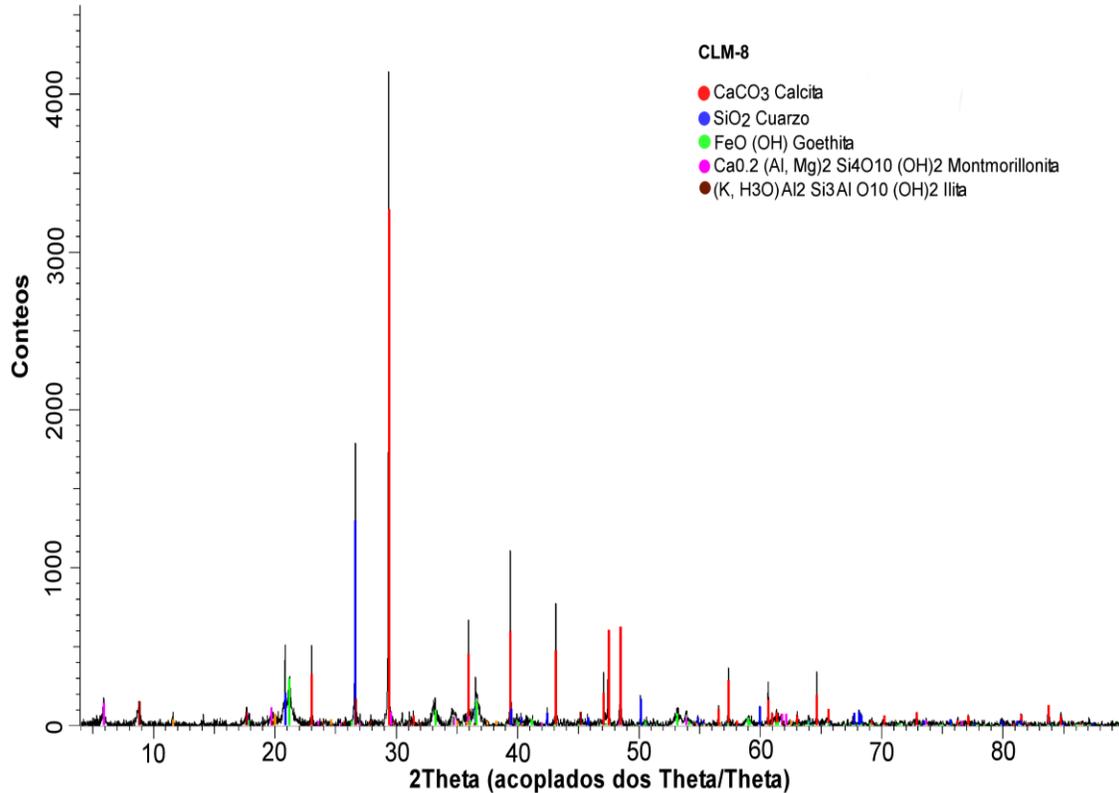


Figura 4.10. Difractograma donde se muestra la presencia de goethita en la capa de caliza CLM-8.

En ocasiones la caliza presenta nódulos y bandas de pedernal color negro. Las bandas de pedernal oscilan entre 2.5 cm y 7.8 cm de espesor, las cuales se encuentran dispuestas de forma paralela al plano de estratificación y no presentan estructura interna aparente (Figura 4.11A). Por su parte, los nódulos de pedernal presentan 2 cm de espesor y 3 cm de longitud (Figura 4.11B), algunas veces exhiben pirita diseminada alrededor de éstos (CLM-5, 7, 46).

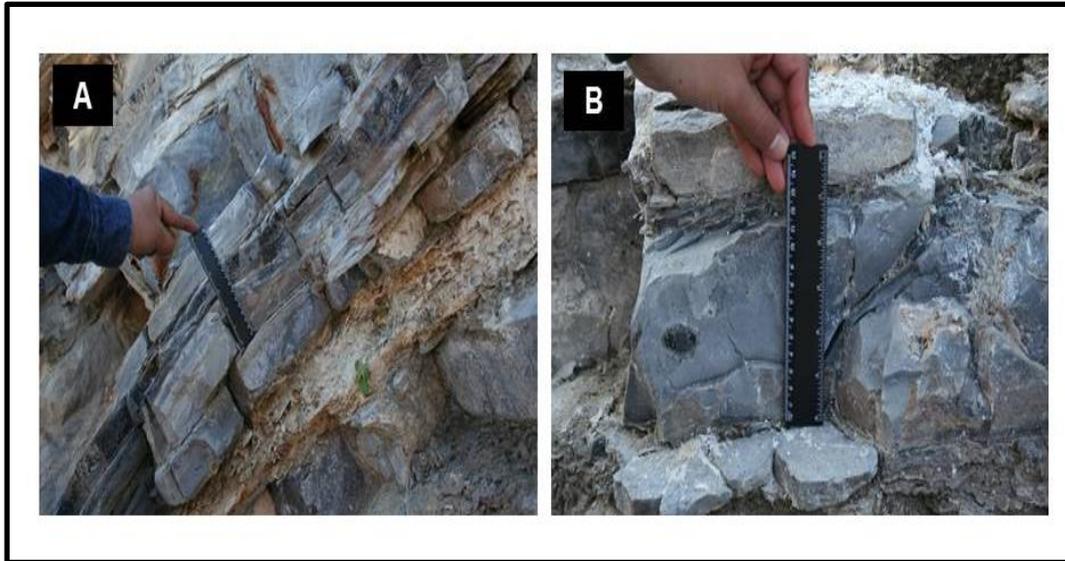


Figura 4.11. Disposición del pedernal en capas de caliza en el área de estudio. A) Banda de pedernal dispuesta de forma paralela al plano de estratificación; B) Nódulo de pedernal presente en la caliza.

Por otra parte, las calizas exhiben horizontes de color negro hacia la base o techo del estrato y ocasionalmente de forma intermitente aparecen horizontes independientes también de color negro posiblemente de materia orgánica (CLM/CN-17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 25) (Figura 4.12A). Estas capas negras tienen un espesor que varía entre 7 a 21 cm, presentan laminación a escala milimétrica dispuesta de forma paralela a subparalela al plano de estratificación (Figura 4.12B). Además, estas capas reaccionan con ácido clorhídrico mediante efervescencia moderada a fuerte, despiden un olor fétido (“huevo podrido”) como consecuencia de esta reacción y manchan la piel al contacto. En ocasiones estas capas presentan pirita y goethita, las cuales se presentan de forma diseminada o en bandas (Figura 4.12C).

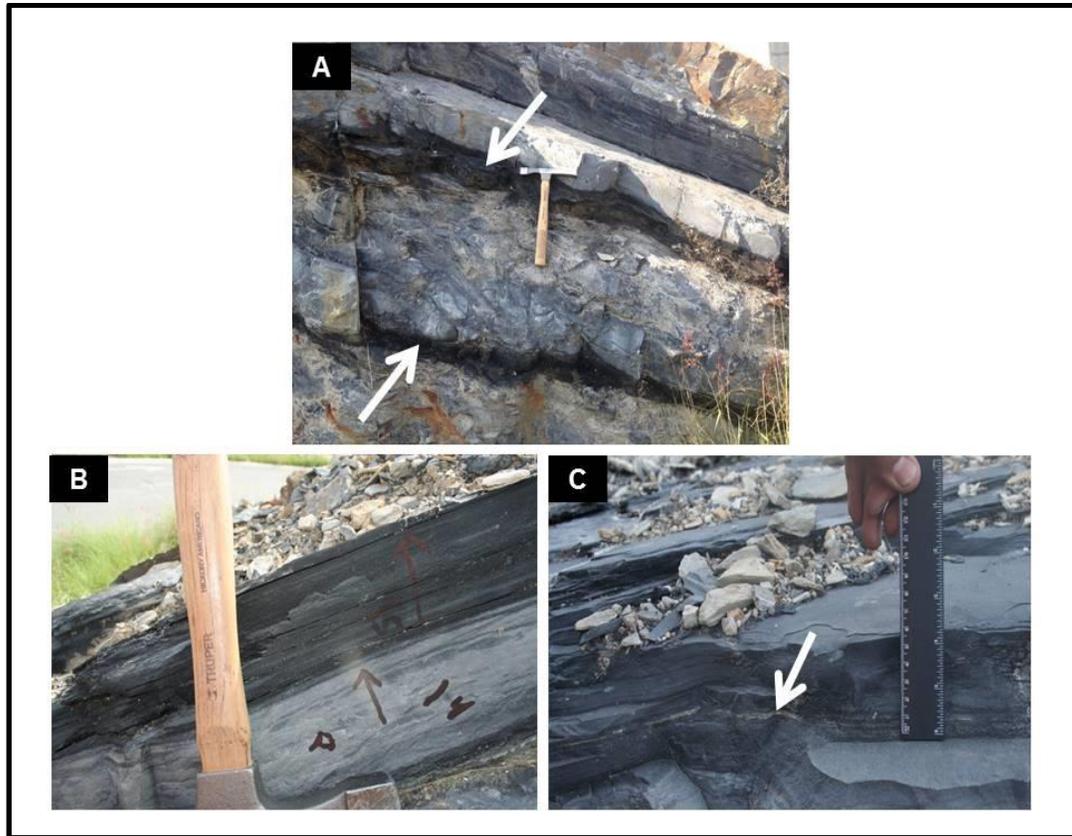


Figura 4.12. Capas negras con materia orgánica. A) Vista general de las capas negras intercaladas con calizas. Las capas negras son señaladas con flechas; B) Capa negra con laminación; C) Banda de pirita indicada con flecha dentro de la capa negra con materia orgánica.

La caliza alterna con capas de material de carbonato de calcio deleznable el cual fue denominado tentativamente como “chalk” por sus características texturales, y ocasionalmente las calizas también alternan con capas de material calcáreo margoso.

Las capas de “chalk” (CLM-10, 12, 14, 17, 19, 21, 23, 25, 29, 31, 33, 36, 42, 45, 47) presentan una coloración blanca a crema en muestra fresca (Figura 4.13A), mientras que en muestra intemperizada presentan una coloración café a tonos más oscuros, su espesor varía de centimétrico (4-9 cm) a decimétrico (10-15 cm), sin embargo algunas capas de este material alcanzan un espesor mayor de 41 a 43 cm, las cuales representan un conjunto de estratos. Estas capas no presentan estructura interna aparente. Ocasionalmente, presentan óxido de hierro

dispuesto en horizontes milimétricos a centimétricos o en forma de nódulos (Figura 4.13B).



Figura 4.13. Disposición de las capas de “Chalk”. A) Capa de “chalk” intercalada con calizas; B) óxido de hierro en forma de nódulo presente en las capas de “chalk”.

Por su parte las capas margosas (CLM/CN-3, 5, 7, 9, 10, 11) presentan una coloración gris oscuro en muestra fresca y café a rojizo en muestra intemperizada. Estas capas exhiben espesores centimétricos que oscilan entre los 3 a 9 cm. Generalmente, no presentan estructura interna aparente, sin embargo, en algunas capas se observa laminación y bandas de color negro de un milímetro de espesor subparalelas al plano de estratificación. En ocasiones, estas capas presentan óxido de hierro diseminado y en forma de nódulos, además de que también reaccionan con ácido clorhídrico (Figura 4.14).



Figura 4.14. Vista general de las capas margosas. Estas capas de margas muestran una coloración café rojiza en muestra intemperizada y se encuentran intercalando con capas de calizas decimétricas.

Por otra parte, las calizas también alternan ocasionalmente con capas arcillosas (CLM-2, 4, 6,8, 27, 40) las cuales presentan un color gris oscuro con tonalidades café-rojizas y en ocasiones verdosas en muestra fresca, mientras que en muestra intemperizada presentan una coloración gris clara. Las capas arcillosas presentan espesores centimétricos que oscilan entre los 5 a 12 cm, además no reaccionan con ácido clorhídrico (Figura 4.15A).

Estas capas arcillosas no presentan estructura interna aparente, sin embargo se observa goethita dispuesta en forma de nódulos que pueden alcanzar 5 cm de espesor y 15 cm de longitud, y en horizontes que alcanzan hasta los 12 cm en zonas de mayor espesor (Figura 4.15B). Ocasionalmente, existen niveles en lo que la sección expone alternancia de material calcáreo con material margoso y/o arcilloso que alcanzan más de los 40 cm de espesor.

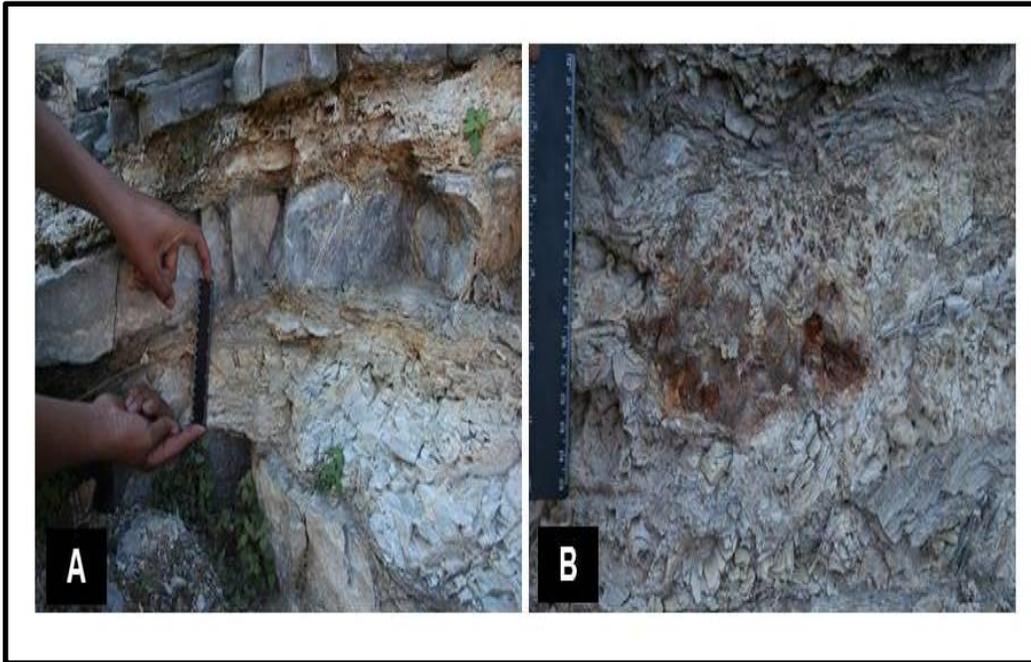


Figura 4.15. Disposición de las capas de arcillas. A) Capas de arcilla intercalada con caliza; B) óxido de hierro en forma de nódulos presente en las capas de arcillas.

En cuanto a su composición, el análisis de difracción de Rayos X realizado a las arcillas, muestran picos de minerales como calcita, cuarzo, montmorillonita, illita y moscovita (Figura 4.16), así como albita y anortita (no ilustrados). El significado de estos minerales aún se encuentra bajo discusión. Sin embargo, de forma preliminar, su presencia sugiere que la fuente del material arcilloso fue de naturaleza granítica. La illita, por ejemplo, está relacionada a etapas tempranas de la meteorización de la moscovita. Con base en esto, se sugiere que el origen de las arcillas probablemente fue detrítico, proviniendo de material reabajado de rocas que existieron en áreas circunvecinas.

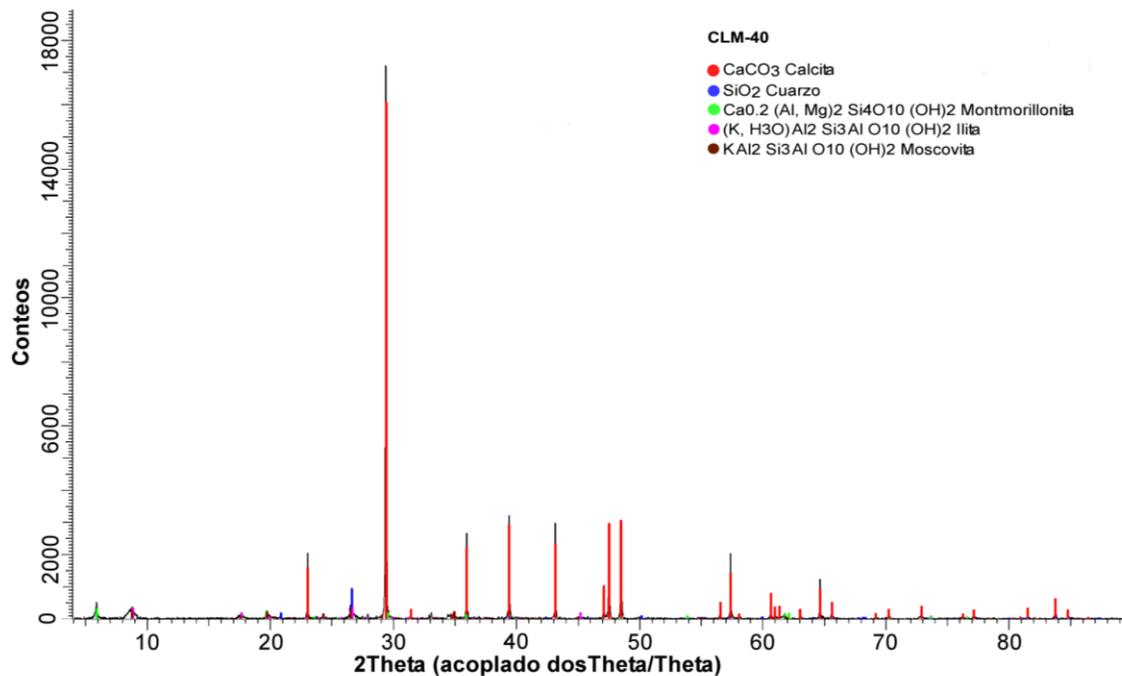


Figura 4.16. Difractograma mostrando la composición mineralógica de la capa de arcilla CLM-40.

Finalmente, cabe mencionar que la sección se encuentra alterada y tectonizada en algunas partes del corte, así como también se encuentra plegada.

4.2. Análisis Petrográfico

Para el análisis petrográfico se analizaron un total de 42 láminas delgadas correspondientes a dos secciones de calizas levantadas en el área de estudio.

Para el análisis petrográfico se tomaron en cuenta los siguientes componentes: matriz, cemento y granos esqueléticos los cuales son descritos a continuación.

4.2.1. Matriz

De acuerdo al glosario de Neuendorf *et al.* (2005) la matriz es un lodo calcáreo formado por cristales de carbonato de calcio con un diámetro menor a 4 micras (μm) y es considerada como el componente primario en la formación de calizas. Esta es llamada comúnmente como micrítica (Folk, 1959) y es formada dentro de la cuenca de sedimentación principalmente por la desintegración de algunas partes esqueléticas de organismos en ambientes de sedimentación tranquila de baja energía.

En el análisis petrográfico las láminas analizadas pertenecientes a las capas de calizas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras exhiben como componente principal una matriz micrítica que varía de color a gris claro-gris oscuro a negro (Figura. 4.17). Esta matriz consiste en cristales de carbonato de calcio, en la cual se pueden observar embebidos restos de organismos como son foraminíferos, calciesferas, braquiópodos, radiolarios, filamentos, etc.

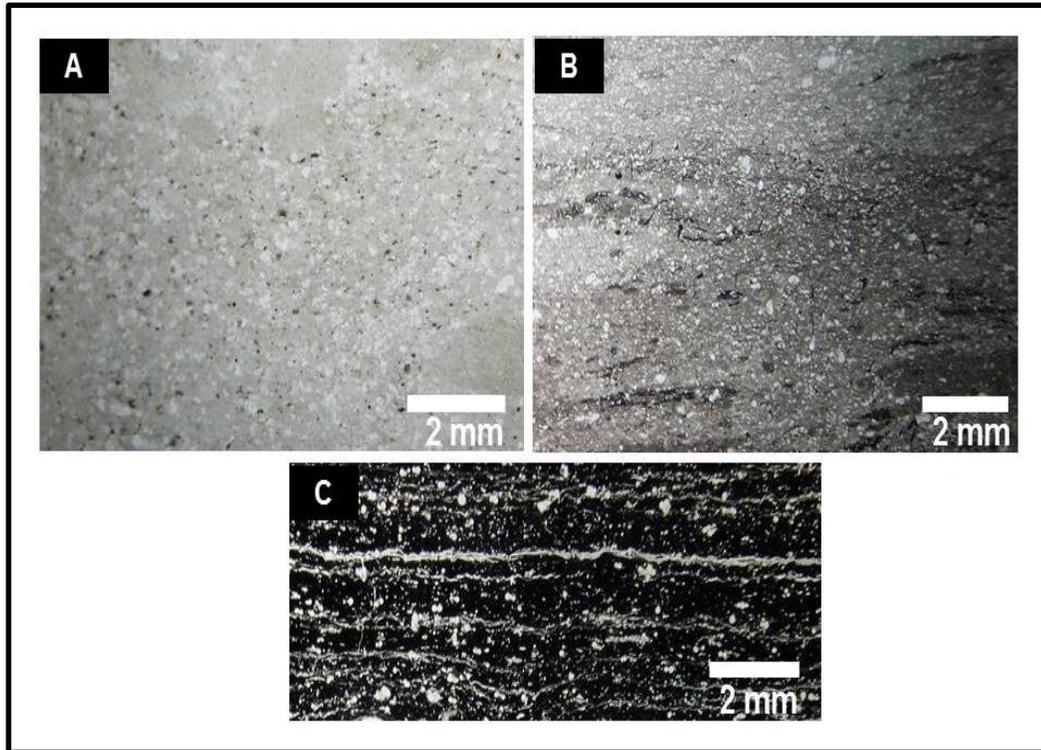


Figura 4.17. Tonalidades de la matriz de las calizas en lámina delgada. A) Matriz micrítica con tonalidad gris claro (CLM-1a); B) Matriz micrítica con tonalidad gris oscura (CLM/CN-14c); C) Matriz micrítica con tonalidad negra (CLM/CN-20b).

La matriz puede estar interrumpida por bioturbación y ocasionalmente por laminación. Dentro de la matriz, también se puede observar la presencia de estructuras sedimentarias primarias, como son: materia orgánica, pirita sedimentaria y óxido de hierro (goethita).

La bioturbación o ichnofósiles son definidos como estructuras sedimentarias (madrigueras, perforaciones) producidas por la actividad biológica o por el desplazamiento de organismos, que pueden homogenizar, modificar o transformar las texturas de los sedimentos aún no litificados, y que sirven para interpretar procesos deposicionales, paleoambientales y paleoceanográficos (Flügel, 2004; Pemberton *et al.*, 2007; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009). Los criterios utilizados para diferenciar tipos de bioturbación o ichnofósiles son: la forma de las estructuras o tubos, el tamaño y la textura (Flügel, 2004).

En las láminas estudiadas la matriz se encuentra interrumpida por varios tipos de bioturbación los cuales fueron diferenciados y asignados a tres formas diferentes:

Forma 1. Ichnogénero cf. *Planolites*. Este tipo de bioturbación consiste en estructuras de forma oval menores a un milímetro, con una textura tipo *mudstone* de color gris oscuro que contrasta con la matriz (Figura 4.18A, B) y que asemeja en morfología a lo reportado por MacEachern *et al.* (2007) y Rodríguez-Tovar *et al.* (2009) para Ichnogénero *Planolites*.

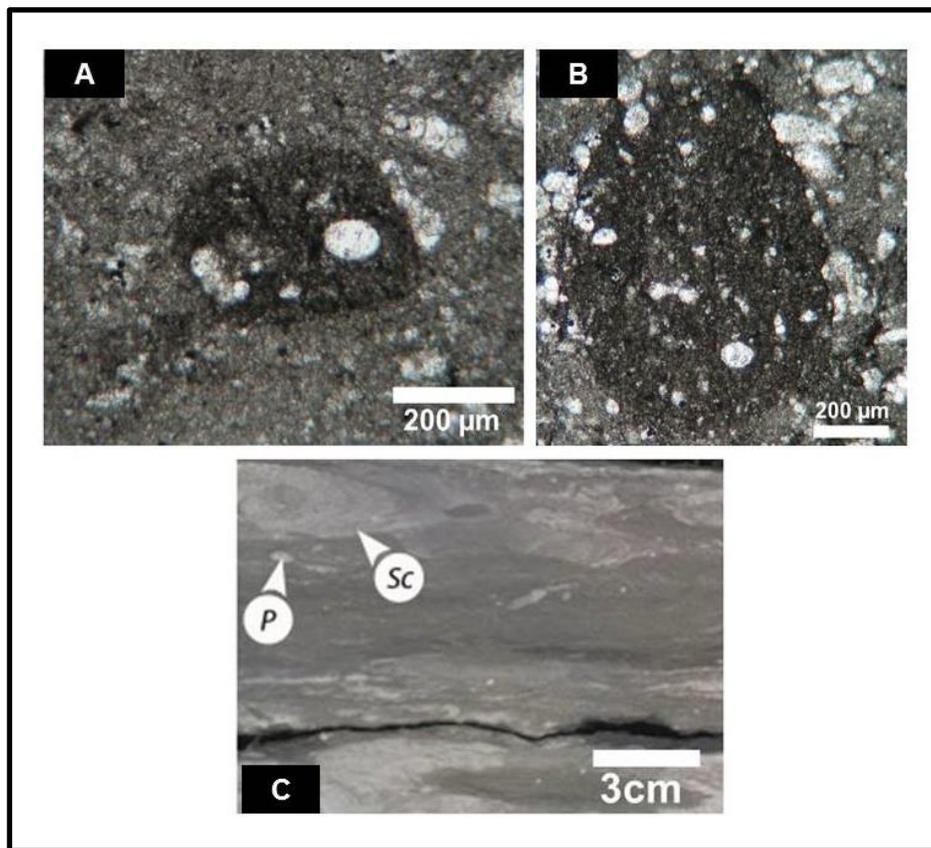


Figura 4.18. Bioturbación cf. *Planolites*. A y B) Espécimen en lámina delgada con textura tipo *mudstone* (CLM/CN-6A y CLM/CN-2); C) Ichnogénero *Planolites* reportado por MacEachern *et al.* (2007) a nivel macroscópico en depósitos de la Formación San Miguel, Texas del Cretácico Superior, (P) *Planolites*, (Sc) *Scolicia*.

Forma 2. Ichnogénero cf. *Thalassinoides*. Este tipo de bioturbación consiste en estructuras tabulares de forma irregular o lenticular que llegan a medir 2 o más cm de longitud. Estas estructuras presentan una coloración gris claro que contrasta con la matriz con una textura tipo *mudstone/wackstone* (Figura 4.19A, B). Estas estructuras asemejan, en lámina delgada, a lo reportado por Löwemark (2007) y Rodríguez-Tovar *et al.* (2009) por lo que fueron asignados tentativamente a este ichnogénero.

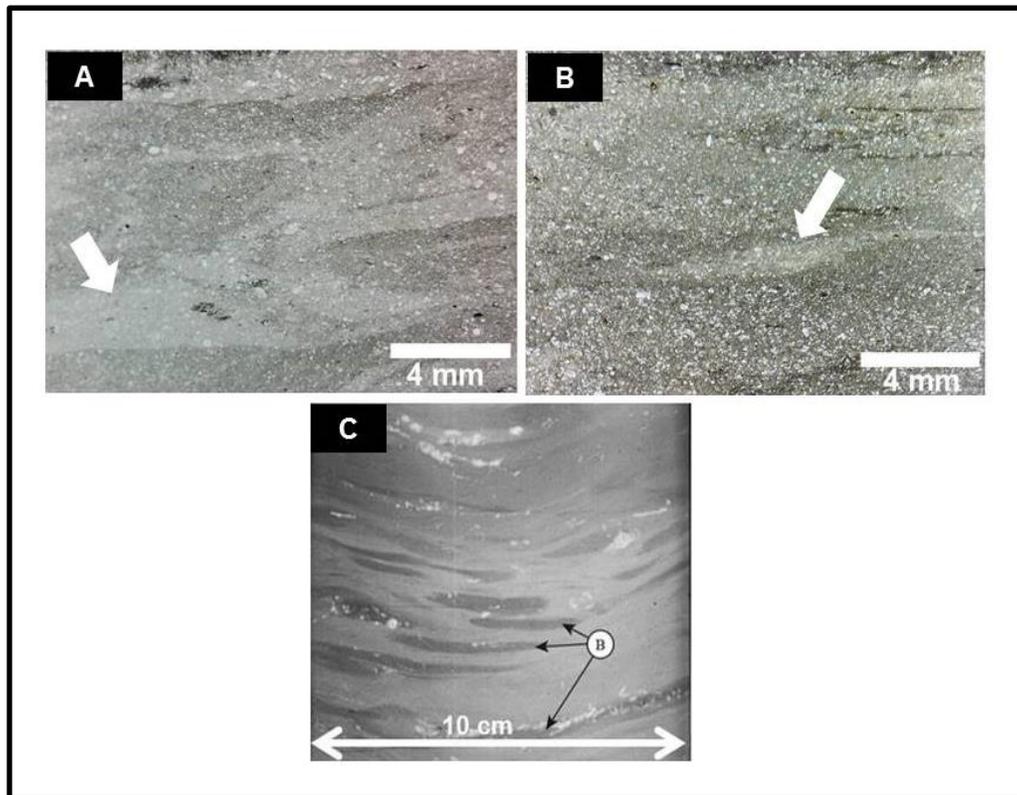


Figura 4.19. Bioturbación cf. *Thalassinoides*. A) Espécimen con textura tipo *mudstone* señalado con flecha blanca (CLM-37B); B) Espécimen con textura tipo *wackstone* señalado con flecha blanca (CLM/CN-4A, B); C) Estructuras tipo *Thalassinoides* reportados por Löwemark (2007) en radiografía de Rayos-X del núcleo M39029 del margen Portugués.

Forma 3. Ichnogénero cf. *Zoophycos*. Este tipo de bioturbación consiste en estructuras de forma tubular que llegan a medir de 5 a 7 cm de longitud en lámina delgada (Olivero y Gaillard, 2007), aunque ocasionalmente pueden tener longitudes menores como en el caso de las muestras analizadas en este trabajo,

ya que llegan a medir 4 mm o un poco más de longitud. Son de color gris oscuro que contrastan poco con la matriz con una textura tipo *mudstone* (Figura 4.20A, B). Dentro del tubo se observan tenuemente unas estructuras de forma perpendicular al tubo que asemejan a estrías arqueadas llamadas por Olivero y Gaillard (2007) “lamelas” o “laminas” y sus respectivas estructuras de relleno las cuales son muy características en este tipo de bioturbación (Figura 4.20C). Con base a lo anterior se asigna la forma 3 a este ichnogénero, aunque se requieren de más especímenes y características más evidentes para corroborar dicha determinación.

Con base a la presencia de estas formas de ichnofósiles se sugiere de forma tentativa que las muestras analizadas pudieron acumularse dentro de la ichnofacies *Zoophycos*, la cual tiene amplia importancia paleoambiental.

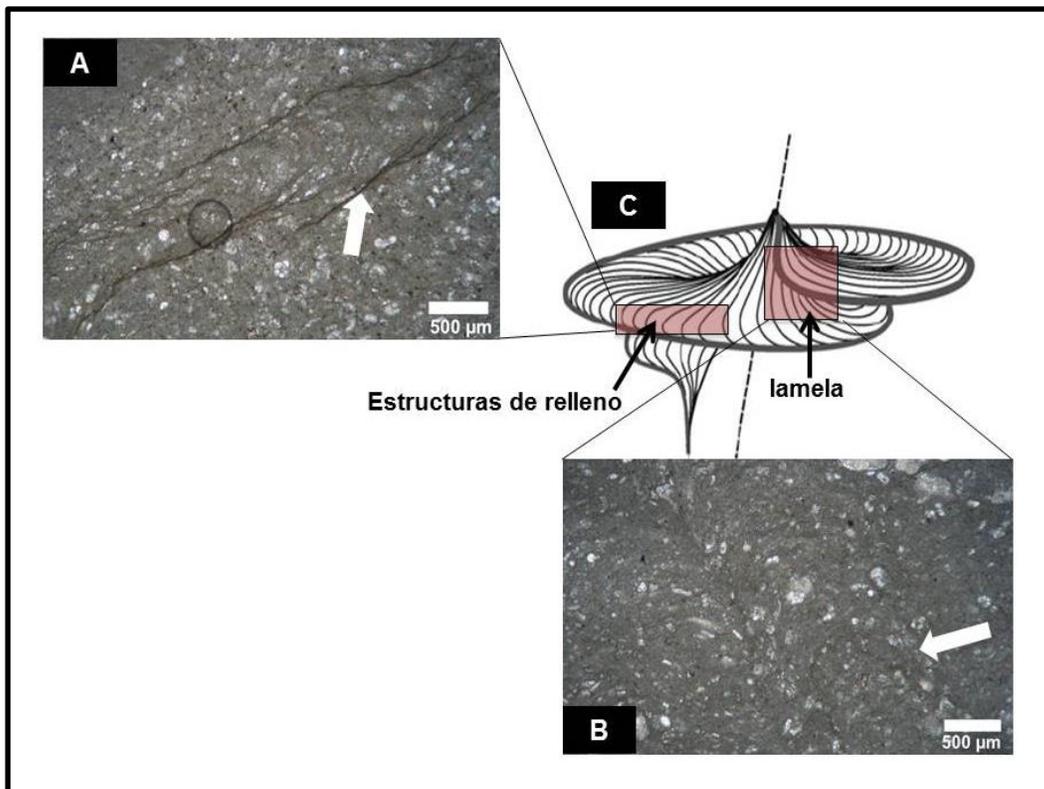


Figura 4.20. Bioturbación cf. *Zoophycos*. A) Especimen que muestra textura tipo *mudstone* en vista lateral señalado con flecha (CLM-28); B) Ichnogénero cf. *Zoophycos* con textura tipo *mudstone* en vista frontal señalado con flecha (CLM-28); C) Esquema en donde se muestran las estructuras de relleno y las lamelas del Ichnogénero *Zoophycos*.

Un rasgo textural también observado en las láminas analizadas es la presencia de laminación, la cual es consecuencia de un ordenamiento interno dentro de los estratos a escala milimétrica o como la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato. La laminación también puede ser causada debido a cambios (disminución o aumento) en el depósito controlado por actividad biológica (cianobacterias, algas entre otros) (Tucker y Wright, 1990; Vera-Torres, 1994). En las láminas estudiadas la laminación se encuentra presente debido a actividad biológica principalmente. Esta se encuentra principalmente en capas negras ricas en materia orgánica debido a las bandas de filamentos que se disponen sucesivamente dentro del sedimento. Estas bandas de filamentos se extienden a todo lo largo de la lámina y se encuentra de manera paralela o subparalela al plano de estratificación (Figura 4.21).

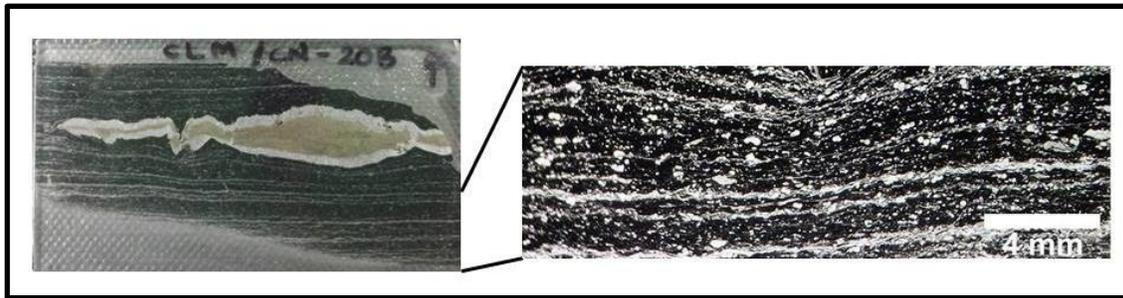


Figura 4.21. Lámina delgada CLM/CN-20b mostrando laminación dispuesta de forma subparalela al plano de estratificación producto de filamentos de color blanco que se extienden a lo largo de toda la lámina.

La pirita es definida como un mineral compuesto por Fe y S (FeS_2) con un arreglo cristalino ya sea cúbico, octaédrico, piritoédrico o diploide. Para formar pirita se necesita la presencia de materia orgánica, un ambiente reductor y bacterias sulfuroductoras que degradan la materia orgánica para producir monosulfuro de hierro, que posteriormente reacciona con iones de hierro libre para formar pirita (Berner, 1984; Canfield y Raiswell, 1991; Rojas-León, 2008; Rojas-León *et al.*, 2008; Ángeles-Trigueros, 2012 y 2015). Este mineral se encuentra dispuesto de varias formas dentro del sedimento ya sea como pirita diseminada, en láminas o lentes milimétricos, en framboides o remplazando fósiles (Canfield y

Raiswell, 1991; Rojas-León, 2008; Ángeles-Trigueros, 2015). En las láminas analizadas la pirita se encuentra dispuesta dentro de la matriz como opacos negros que presentan brillo metálico con luz reflejada, en forma de cubos (Figura 4.22A), en opacos mayores (Figura 4.22B), de forma amorfa (Figura 4.22C), disseminada (Figura 4.22D), dentro y/o rellenando cámaras de algunos granos esqueléticos (Figura 4.22E, F).

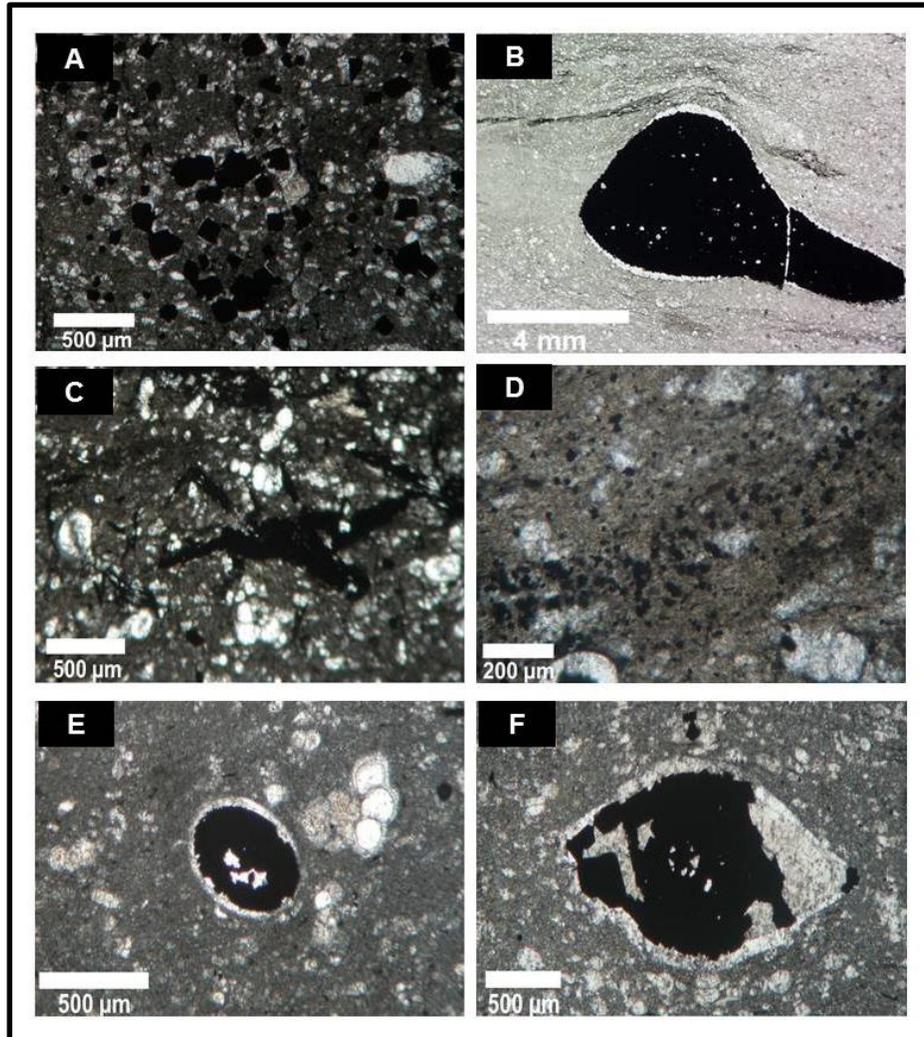


Figura 4.22. Arreglo de la pirita dentro de la matriz. A) Pirita dispuesta en cubos en capas con matriz gris oscuro (CLM/CN-4A,B); B) Pirita dispuesta como opaco mayor en capas con matriz gris claro (CLM-46A); C) Pirita dispuesta de forma amorfa en capas con matriz gris oscuro (CLM/CN-14); D) Pirita dispuesta de forma disseminada dentro de la matriz de color gris oscuro; E y F) Pirita rellenando cámaras de granos esqueléticos de calciesferas y foraminíferos (CLM/CN-14B; CLM-39).

La pirita es considerada como precursor para la formación de óxidos de hierro como producto de su oxidación en rocas sedimentarias (Ángeles-Trigueros, 2015). El óxido de hierro es definido como un compuesto químico que asocia el hierro con el oxígeno. Su origen secundario dentro de rocas sedimentarias consiste en la alteración de minerales ferruginosos preexistentes, donde el elemento que acompaña al Fe es reemplazado por oxígeno, conservando las características morfológicas y texturales del mineral precursor (Ángeles-Trigueros, 2015). El óxido de hierro en las láminas analizadas de la Formación Agua Nueva en La Sierra Las Mitras se encuentra dispuesto como opacos rojizos con forma de cubos, triángulos (Figura 4.23A, B), y dentro de cámaras de algunos granos esqueléticos (Figura 4.23C, D).

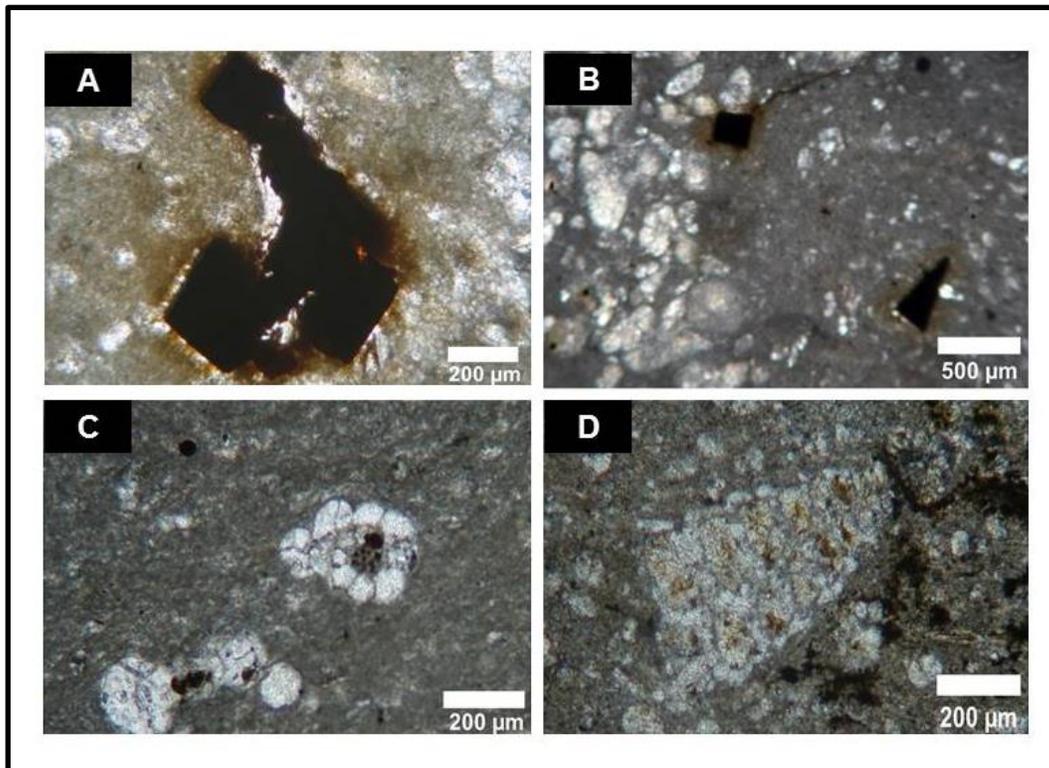


Figura 4.23. Óxidos de hierro dentro de la matriz. A) Óxido de hierro dispuesto en cubos en capas con matriz gris claro (CLM-26B); B) Óxido de hierro dispuesto en triángulos y cubos en capas con matriz gris claro (CLM-28); C) Óxido de hierro relleno de cámaras de granos esqueléticos de foraminíferos planctónicos y bentónicos (CLM-5C; CLM/CN-12A).

En las láminas estudiadas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, la materia orgánica se dispone a manera amorfa, de “shreds” (Figura 4.24A), en acumulaciones grandes (Figura 4.24B) en bandas sinuosas con terminaciones apicales que varían en tamaño, algunas alcanzan hasta 1 mm de longitud (Figura 4.24C, D). En las capas negras la materia orgánica representa el total de la masa básica de la muestra analizada. En cuanto a su origen, en ambientes marinos ésta puede provenir de organismos planctónicos y nectónicos como, cutículas de plantas, paredes celulares de bacterias y algas así como de conchas en menores cantidades, aunque también se ha visto que en menor proporción esta puede tener un origen terrestre (Logan *et al.*, 1991; Blanco-Piñón *et al.*, 2014). Dentro del registro fósil la materia orgánica se puede encontrar dispuesta de varias formas, ya sea amorfa, en láminas o bandas con terminaciones apicales, en “shreds” o en grandes cantidades (Sur *et al.*, 2006; Blanco-Piñón *et al.*, 2014).

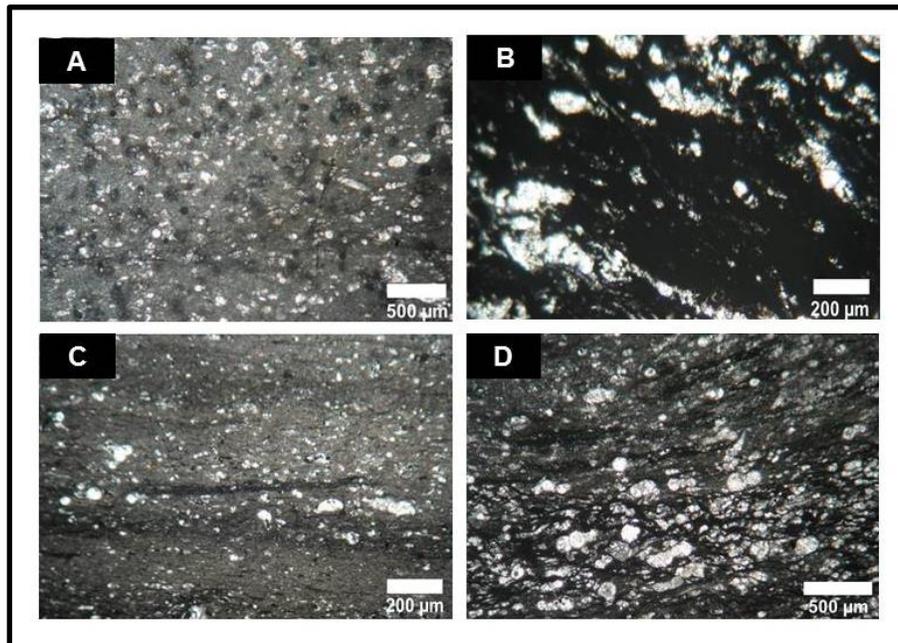


Figura 4.24. Disposición de la materia orgánica en lámina delgada. A) Materia orgánica dispuesta en “shreds” en capas con matriz gris oscuro (CLM-46); B) Materia orgánica dispuesta en acumulaciones grandes en capas con matriz negra (CLM/CN-20C); C y D) Materia orgánica dispuesta en bandas con terminaciones apicales que varían en tamaño, dentro de capas con matriz de color gris oscuro (CLM/CN23; CLM/CN-16C).

4.2.2. Cemento

Por definición el cemento calcáreo es un conjunto de cristales de carbonato de calcio precipitados químicamente entre los espacios de los granos de una roca o sedimento (Neuendorf *et al.*, 2005). En calizas el cemento más común es la esparita, la cual consiste en cristales de calcita mayores a 10 o 20 μm de naturaleza transparente o traslúcida depositados *in situ* (Tucker y Wright, 1990).

En las láminas delgadas analizadas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras el cemento es esparítico el cual consistió en cristales de carbonato de calcio traslúcidos que se encuentran rellenando huecos de los granos esqueléticos. En todos los casos, el cemento presenta un arreglo tipo mosaico (Figura 4.25)

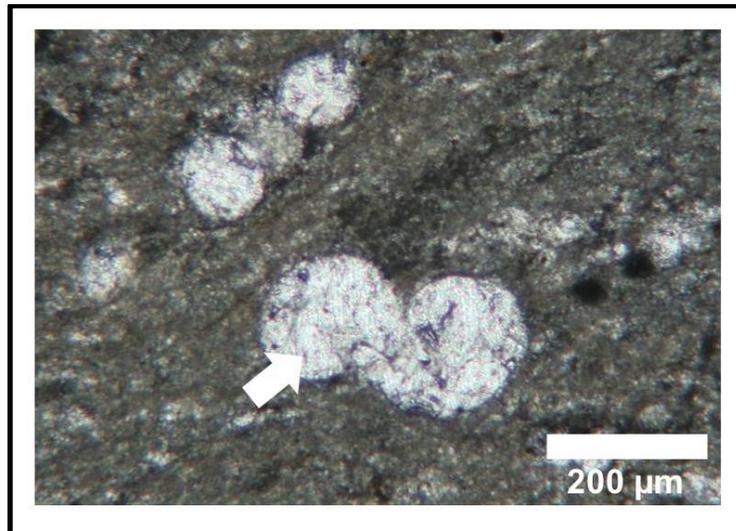


Figura 4.25. Cemento esparítico en forma de mosaico rellenando cámaras de granos esqueléticos.

4.2.3. Granos

Los granos a también llamados como aloquímicos son agregados de carbonato, producto de la fragmentación de esqueletos de organismos o de partículas no biológicas los cuales han sido formados dentro de la cuenca de sedimentación (Adams *et al.*, 1984; Mackenzie y Adams, 1996). Los granos pueden ser divididos en esqueléticos los cuales provienen de esqueletos de organismos, tales como fragmentos de bivalvos, braquiópodos, equinodermos, foraminíferos, algas, etc.

(Tucker y Wright, 1990; López-Doncel, 2004) y en no esqueléticos los cuales provienen de fragmentos de rocas preexistentes, o de estructuras que son producto de actividad biológica tales como pellets, oncoides; o por procesos mecánicos en ambientes costeros, como los ooides (Tucker y Wright, 1990).

En las láminas estudiadas todos los granos observados fueron esqueléticos, menores a 2 mm representados por organismos con conchas principalmente calcáreas y que corresponden a varios grupos los cuales serán descritos a continuación.

Calciesferas

Las calciesferas son microfósiles calcáreos de forma esférica, ovoidal o elipsoidal con o sin aberturas, que pueden tener paredes simples o dobles (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004; Omaña *et al.*, 2014). Las calciesferas han sido atribuidas a diferentes grupos taxonómicos (foraminíferos bentónicos, dinoflagelados), pero en la mayoría de los casos han sido atribuidas a un origen algal que pueden estar presentes en ambientes costeros, de plataforma o en depósitos pelágicos oceánicos (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Omaña *et al.*, 2014). En las láminas estudiadas se reconocieron dos formas de calciesferas:

Forma 1. Esta forma consiste en calciesferas de forma esférica que miden aproximadamente 200 μm de diámetro y que presentan una sola pared las cuales se encuentran rellenas por cemento esparítico (Figura 4.26A)

Forma 2. Esta forma consiste en calciesferas de forma ovoidal de mayor tamaño que llegan a medir aproximadamente 400 μm en su eje de mayor tamaño y 300 μm en su eje de menor tamaño las cuales presentan doble pared motivo por el cual han sido asignadas como cf. *Phitonella* (Figura 4.26B)

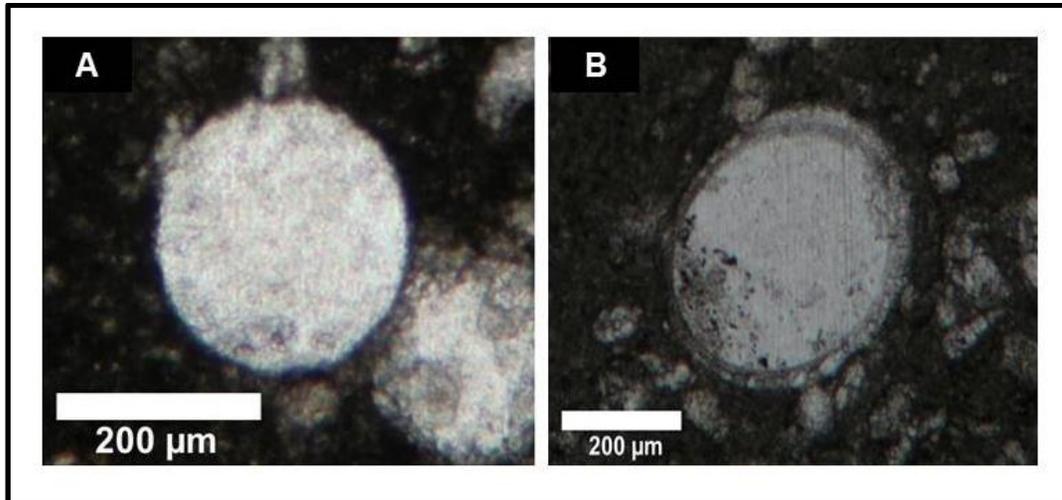


Figura 4.26. Calciesferas. A) Calciesfera de una sola pared rellena de cemento esparítico en capas con matriz gris oscuro (CLM-37B); B) Calciesfera de doble pared rellena de cemento esparítico en capas con matriz gris oscuro (CLM/CN-14C).

Filamentos

Los filamentos son estructuras elongadas cuya longitud excede varias veces su espesor. De acuerdo a varios autores, estas estructuras pueden ser atribuidas a restos de las conchas de bivalvos (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004), o a restos de larvas planctónicas en diferentes fases de crecimiento en el ciclo de vida de los bivalvos (Kedzierski *et al.*, 2012) o a cianobacterias (Blanco-Piñón *et al.*, 2008; Negra *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2014). En las láminas estudiadas los filamentos son de color blanco con diferentes morfologías y tamaños de los cuales se reconocen tres formas:

Forma 1. Este filamento consiste en un solo espécimen, el cual presenta una estructura de forma sinuosa con menos de 1mm de longitud. Este filamento se encuentra dentro de la capa con matriz de color gris claro (Figura 4.27A).

Forma 2. Estos filamentos consisten en estructuras de forma sinuosa que presentan engrosamientos en algunas zonas y que pueden medir 2 a 4 cm de longitud. Estos filamentos son abundantes dentro de capas negras ricas en materia orgánica (Figura 4.27B).

Forma 3. Estos filamentos consisten en estructuras de forma sinuosa que se encuentran trenzados entre sí y que ocasionalmente presentan estructuras que pueden representar septos. Estos filamentos son centimétricos ya que pueden alcanzar 3 o 4 cm de longitud y son encontrados también dentro de capas negras ricas en materia orgánica (Figura 4.27C, D).

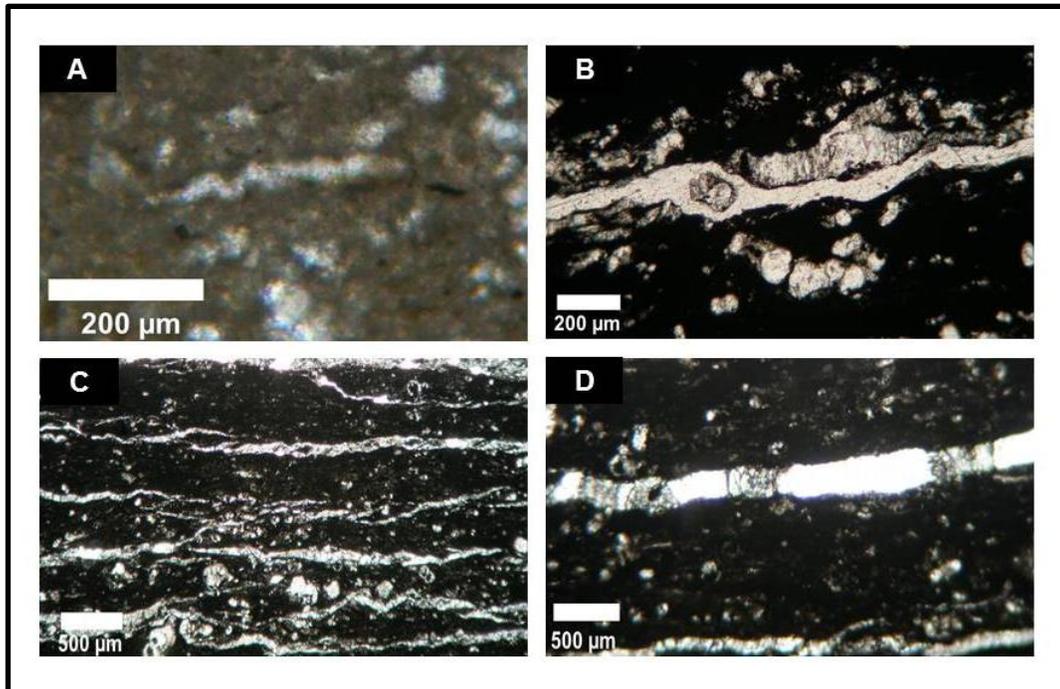


Figura 4.27. Filamentos. A) Filamento de forma sinuosa en capas con matriz de color gris claro (CLM-44); B) Filamento de forma sinuosa mostrando engrosamientos, presente en capas con matriz negra rica en materia orgánica (CLM/CN-20B); C) Filamento mostrando un arreglo trenzado, presente en capas con matriz negra rica en materia orgánica (CLM/CN-23); D) Filamento mostrando estructuras referidas como septos, presente en capas con matriz negra rica en materia orgánica (CLM/CN-23).

Foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos bentónicos son caracterizados por presentar testas ya sea aglutinadas de cuarzo u otras partículas inorgánicas unidas por calcita o por cemento, o secretadas compuestas principalmente de calcita u aragonito (BouDagher-Fadel, 2008). Las testas de los foraminíferos bentónicos varían en tamaño, en general, estas llegan a medir alrededor de 100 µm de diámetro,

aunque algunas formas pueden alcanzar hasta varios centímetros (Flügel, 2004; BouDagher-Fadel, 2013). Los foraminíferos bentónicos pueden llegar a vivir a profundidades grandes dando información de ecosistemas de mar profundo, es por eso que son utilizados principalmente en estudios paleobatimétricos o paleoceanográficos (Alegret y Thomas, 2013; Holbourn *et al.*, 2013). En las láminas estudiadas se reconocieron cinco formas, de las cuales se determinaron los géneros cf. *Nodosaria*, cf. *Cilsalveolina* y cf. *Lenticulina*, así como dos formas no determinadas con testas biseriales y trocospirales.

Forma 1. Esta forma presenta testas de forma trocospiral, en forma de roseta, la cual llega a medir aproximadamente 500 μm (Figura 4.28A).

Forma 2. Esta forma presenta testas de forma biserial, la cual llega a medir 1500 μm (Figura 4.28B).

Forma 3. cf. *Nodosaria*: Esta forma presenta testas elongadas uniseriales, ligeramente curvadas, con una pared lisa. Las cámaras van aumentando en tamaño y llega a medir aproximadamente 2 mm de longitud (Figura 4.28C), que asemeja a lo reportado por Cushman (1949) y Tibert y Leckie (2013).

Forma 4. cf. *Cilsalveolina*: Estas formas presentan testas planispirales, con cámaras divididas en septos largos de manera perpendicular (Figura 4.28D). Estos foraminíferos bentónicos varían en tamaño de 1500 μm a 200 μm y asemejan a lo reportado por Flügel (2004) y BouDagher-Fadel (2008).

Forma 5. cf. *Lenticulina*: Estas formas presentan testas planispirales, biconvexas y con forma lenticular. Presentan cámaras con terminaciones en punta y con paredes lisas (Figura 4.28E, F). Estas formas varían en tamaño de 600 μm a 700 μm y asemejan a lo reportado por Jendryka-Fuglewicz (1975). Estos foraminíferos son buenos indicadores paleobatimétricos ya que pueden ser depositados entre 714 a 4000 m de profundidad.

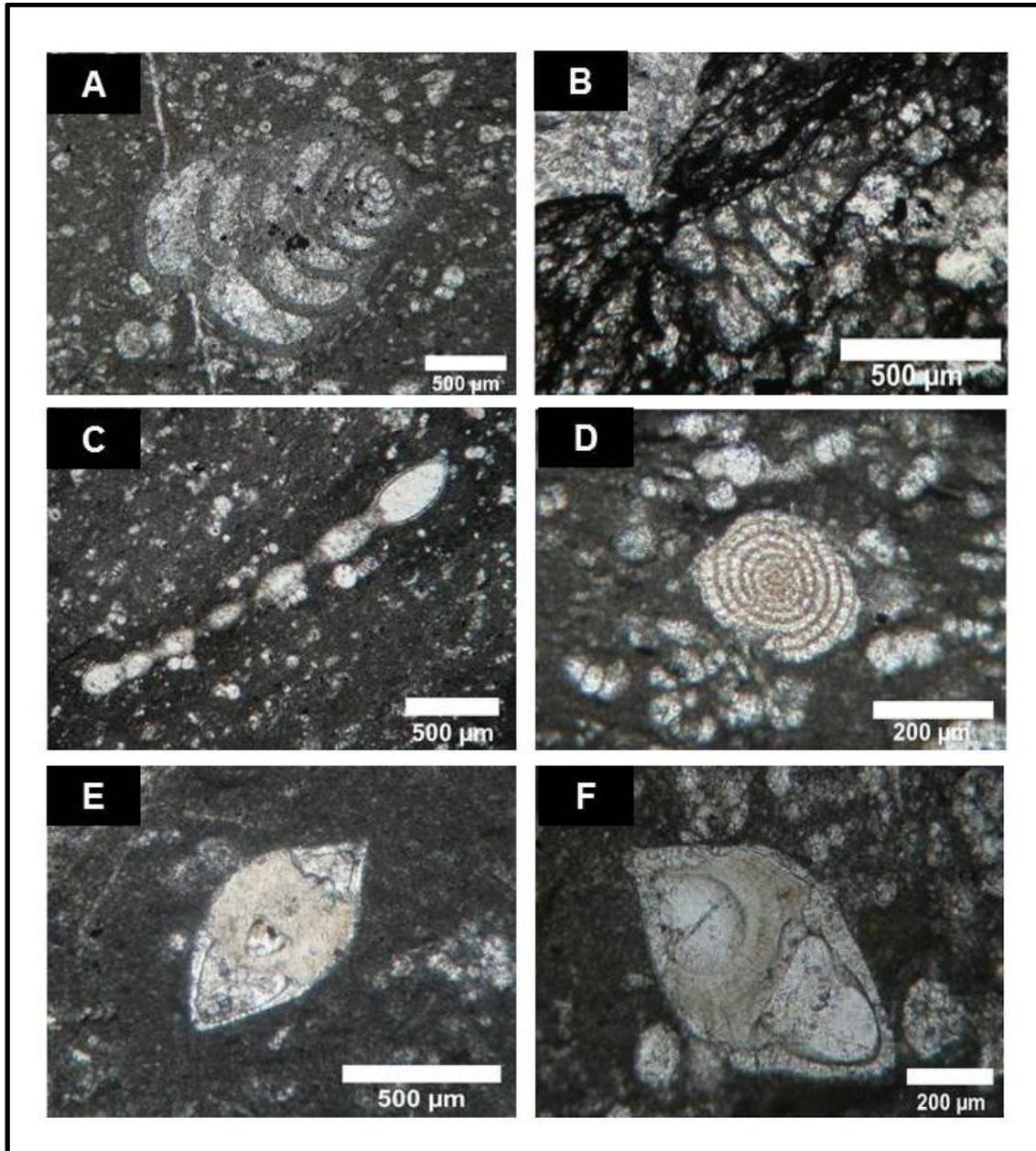


Figura 4.28. Foraminíferos bentónicos. A) Foraminífero con forma trocospiral en capa con matriz gris oscura (CLM/CN-12D); B) Foraminífero con forma biserial en capa con matriz gris oscura (CLM/CN-6C); C) Foraminífero cf. *Dentalina* en capa con matriz gris oscura (CLM/CN-16C); D) Foraminífero cf. *Cilsalveolina* en capa con matriz gris oscura (CLM/CN-18A); E y F) Foraminíferos cf. *Lenticulina* en capas con matriz claro (CLM-15; CLM-20A).

Foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son caracterizados por presentar testas con cámaras globosas compuestas por calcita u aragonito. Las testas de los foraminíferos planctónicos varían en tamaño, pero generalmente no exceden los 600 μm de diámetro (Flügel, 2004; BouDagher-Fadel, 2013). La mayoría de ellos flotan libremente en varias partes de la columna de agua entre los 50 a 100 m de profundidad cerca de la zona fótica, pero nunca van más allá de los 200 m de profundidad. Son principales constituyentes de calizas marinas profundas de tal manera que también son buenos indicadores paleobatimétricos, paleoceanográficos y en especial bioestratigráficos (Flügel, 2004). En las láminas estudiadas los foraminíferos planctónicos representan el tipo de grano más abundante de las cuales se reconocieron cinco formas. cf. *Globigerinelloides*, cf. *Hedbergella* y cf. *Praeglobotruncana*, así como dos formas que fueron asignadas a especie *Rotalipora* cf. *cushmani* y *Thalmanninella* cf. *greenhornensis*. La presencia de estas dos últimas especies de foraminíferos planctónicos es muy importante debido a que nos ayudan a determinar la edad de la Formación Agua Nueva en el área de estudio, la cual será discutida más adelante.

Forma 1. cf. *Globigerinelloides*: Estas formas presentan testas planispirales, con cámaras globulares siendo las cámaras centrales más pequeñas que las que de las orillas. Su pared es calcárea y gruesa, estos foraminíferos planctónicos llegan a medir aproximadamente 300 μm (Figura 4.29A) y asemejan a lo reportado por Flügel (2004) y BouDagher-Fadel (2013).

Forma 2. cf. *Hedbergella*: Estas formas presentan testas trocospirales bajas, con cámaras ovaladas, una de sus cámaras es ligeramente más pequeña. El arco umbilical es angosto y profundo. Su pared es calcárea, no muy gruesa, estas formas de foraminíferos planctónicos llegan a medir aproximadamente entre 400 μm 450 μm (Figura 4.29B) y asemejan a lo reportado por BouDagher-Fadel (2013).

Forma 3. cf. *Praeglobotruncana*: Estas formas presentan testas trocospirales poco elevadas. Las cámaras presentan una forma oval, siendo una de ellas de menor tamaño. El arco umbilical es angosto y profundo. Su pared es

calcárea y gruesa. Estas formas de foraminíferos llegan a medir aproximadamente 550 a 600 μm (Figura 4.29C).

Forma 4. *Thalmaninella* cf. *greenhornensis*: Estas formas presentan testas trocospirales bajas a poco elevadas, con cámaras romboidales y angulosas. El arco umbilical es amplio y profundo. Su pared es calcárea y gruesa. Estas formas de foraminíferos llegan a medir aproximadamente 600 μm (Figura 4.29D) y asemejan a lo reportado por BouDagher-Fadel (2013).

Forma 5. *Rotalipora* cf. *cushmani*: Estas formas presentan testas trocospirales poco elevadas, con cámaras ligeramente infladas de forma romboidal y angulosas. El arco umbilical es amplio poco profundo. Su pared es calcárea y gruesa. Estas formas llegan a medir aproximadamente 500 μm a 600 μm (Figura 4.29E, F) asemejando a lo reportado por BouDagher-Fadel (2013).

En este trabajo, la presencia de *Thalmaninella* cf. *greenhornensis* y *Rotalipora* cf. *cushmani* es notable, ya que de acuerdo a BouDagher-Fadel (2013) permite asignar a las capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras al Cenomaniano Tardío, lo cual se aborda en el apartado correspondiente a la discusión.

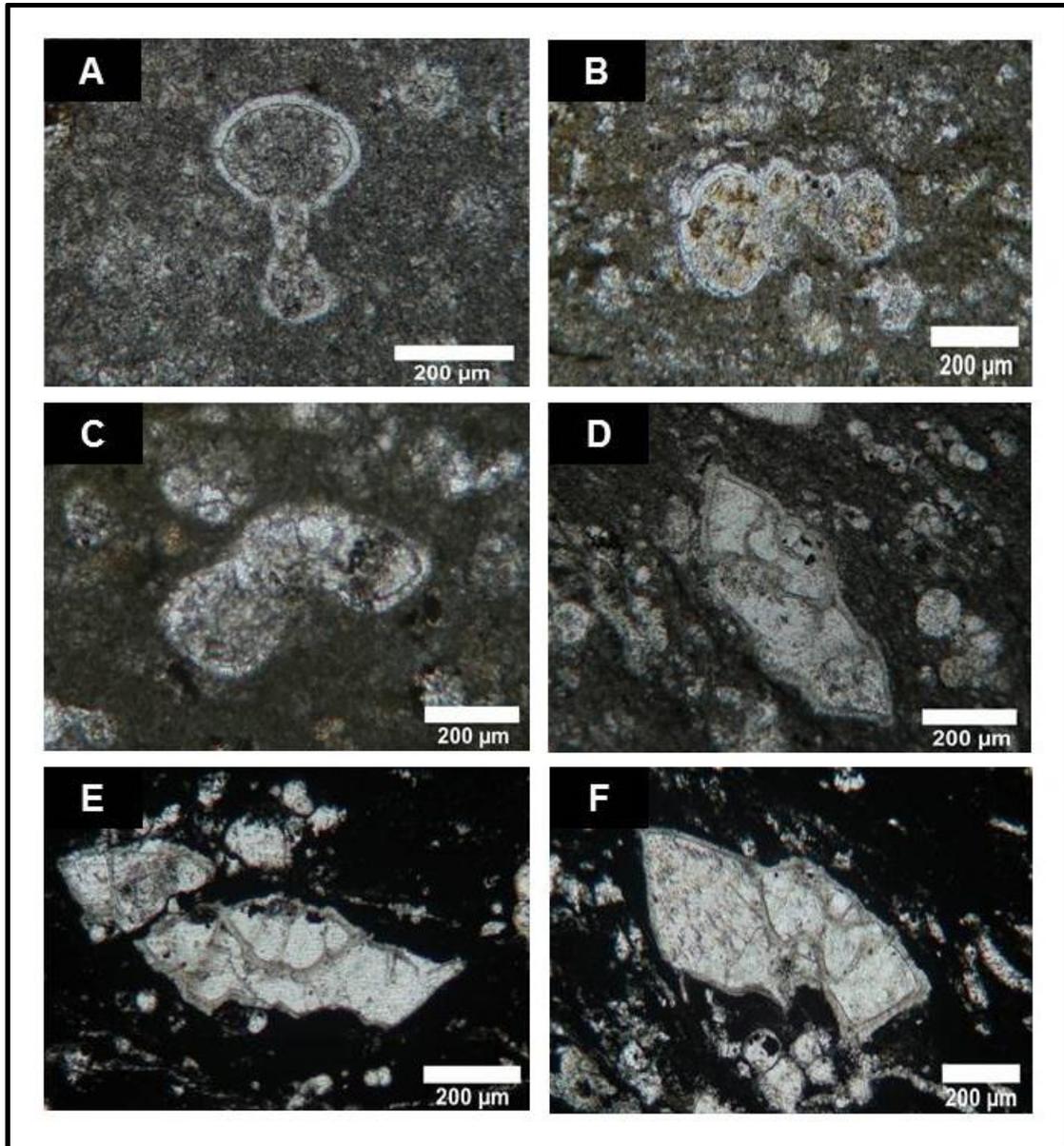


Figura 4.29. Foraminíferos planctónicos. A) Foraminífero cf. *Globigerinelloides* en capa con matriz gris claro (CLM-3); B) Foraminífero cf. *Hedbergella* en capa con matriz gris claro (CLM/CN-12A); C) Foraminífero cf. *Praeglobotruncana* en capa con matriz gris obscuro (CLM-26B); D) Foraminífero asignado como *Thalmanninella cf. greenhornensis* en capa con matriz obscuro (CLM/CN-16C); E y F) Foraminíferos asignados como *Rotalipora cf. cushmani* en capas con matriz negra rica en materia orgánica (CLM/CN-20B; CLM/CN-20C).

Radiolarios

Los radiolarios son microfósiles marinos con esqueletos internos formados por barras sólidas y enrejados dispuestos en varias formas, estos están constituidos de sílice (opalina) y pueden llegar a medir menos de 100 μm o hasta más de 2 mm. Son clasificados en dos grupos: los Spumellaridos que presentan una simetría radial y los Nassellaridos que presentan simetría axial (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004). Ambas formas son constituyentes comunes de sedimentos pelágicos. En las láminas analizadas fueron reconocidas ambas formas.

Forma 1. Estas formas miden aproximadamente 400 μm de diámetro y presentan una simetría radial (Figura 4.30A, B). Con base en estas características, estos especímenes fueron asignados al grupo de los Spumellaridos.

Forma 2. Estas formas miden aproximadamente 300 μm de longitud y presentan una simetría axial (Figura 4.30C, D), la cual es característica del grupo de los Nassellaridos

Espículas de esponjas

Las espículas de esponjas son particularmente estudiadas ya que su forma y composición son importantes para la identificación y clasificación de esponjas. Las espículas pueden ser clasificadas según su número de ejes como: monoaxónicas (un solo eje), triaxónicas (tres ejes que se extienden en ángulo recto desde un punto central), tetraaxónicas (cuatro ejes que se extienden desde un punto central) y poliaxónicas (varios rayos de igual longitud que se extienden desde un punto central (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004). En las láminas analizadas se reconocieron dos formas.

Forma 1. Esta forma presenta un solo eje con los extremos en forma de punta que varían en tamaño de 200 μm a 300 μm de longitud, las cuales fueron asignadas como monoaxónicas (Figura 4.31A).

Forma 2. Esta forma presenta cuatro ejes con uno de ellos más alargado los extremos en forma de gancho la cual mide aproximadamente 1cm de longitud siendo asignada como tetraaxónica (Figura 4.31B).

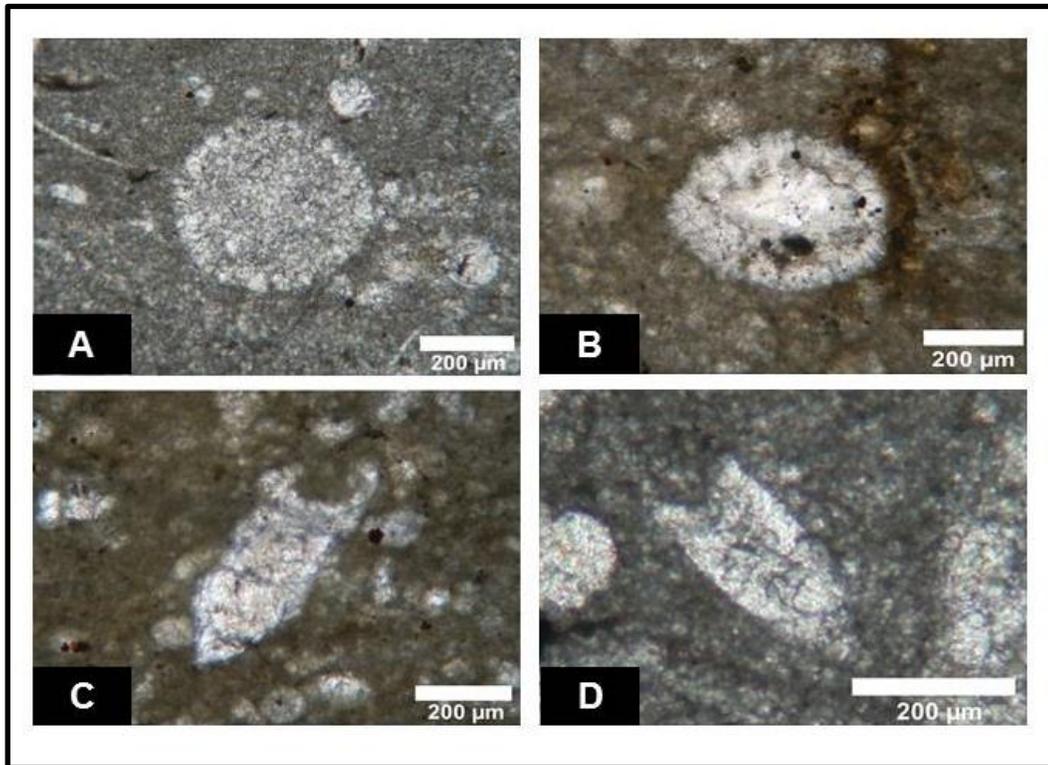


Figura 4.30. Radiolarios. A y B) Radiolarios con simetría radial en capas con matriz gris claro y oscura (CLM-15; CLM-37A); C) Radiolarios con simetría axial en capas con matriz gris oscuro y claro (CLM/CN-6C; CLM-20).

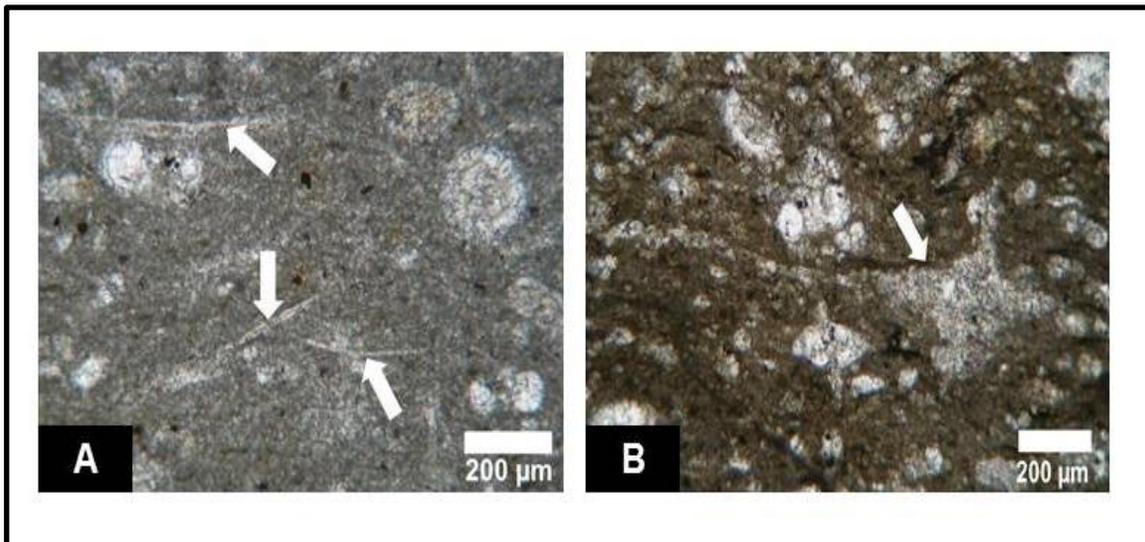


Figura 4.31. Espículas de esponjas. A) Espículas de tipo monoaxónicas en capas con matriz gris claro señaladas con flechas (CLM-15); B) Espícula de tipo tetraaxónica en capas con matriz gris oscuro señalada con flecha (CLM/CN-12A).

Braquiópodos

Los braquiópodos son organismos marinos, que presentan valvas curvadas bilateralmente simétricas, pero disimilares en forma y tamaño. Estas valvas envuelven el cuerpo dorsal y ventralmente excepto a él pedúnculo el cual le sirve para unirse al substrato. Los braquiópodos viven cerca de la plataforma aunque también han sido encontrados a profundidades grandes y son utilizados como indicadores paleoambientales de salinidad o temperatura (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004). En las láminas estudiadas se reconocieron formas de aproximadamente 300 μm de longitud con valvas ovales curvadas disimilares en tamaño, estas valvas presentan terminaciones de forma obtusa y se encuentran rellanas por cemento esparítico en forma de mosaico. El pedúnculo sobresale en uno de sus extremos, el cual es alargado en forma de tubo (Figura 4.32A), o con terminación en forma de punta (Figura 4.32B).

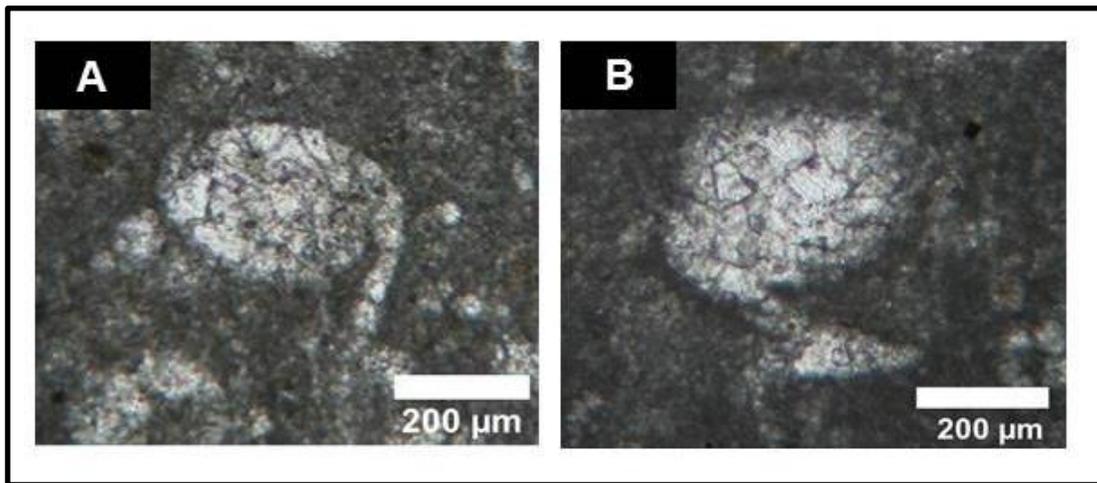


Figura 4.32. Braquiópodos. A) Braquiópodo con pedúnculo en forma de tubo (CLM-20A); B) Braquiópodos con pedúnculo con terminación en forma de punta (CLM-20A).

4.3. Variaciones texturales

El análisis petrográfico en conjunto permitió reconocer variaciones en el porcentaje de aloquímicos, así como reconocer variaciones de texturas a lo largo de toda la columna. En todas las láminas delgadas analizadas los granos esqueléticos no excedieron los 2 mm, por tal motivo se utilizó la clasificación de Dunham (1962) propuesta para la clasificación textural de rocas calcáreas para granos esqueléticos. (Figura 4.33).

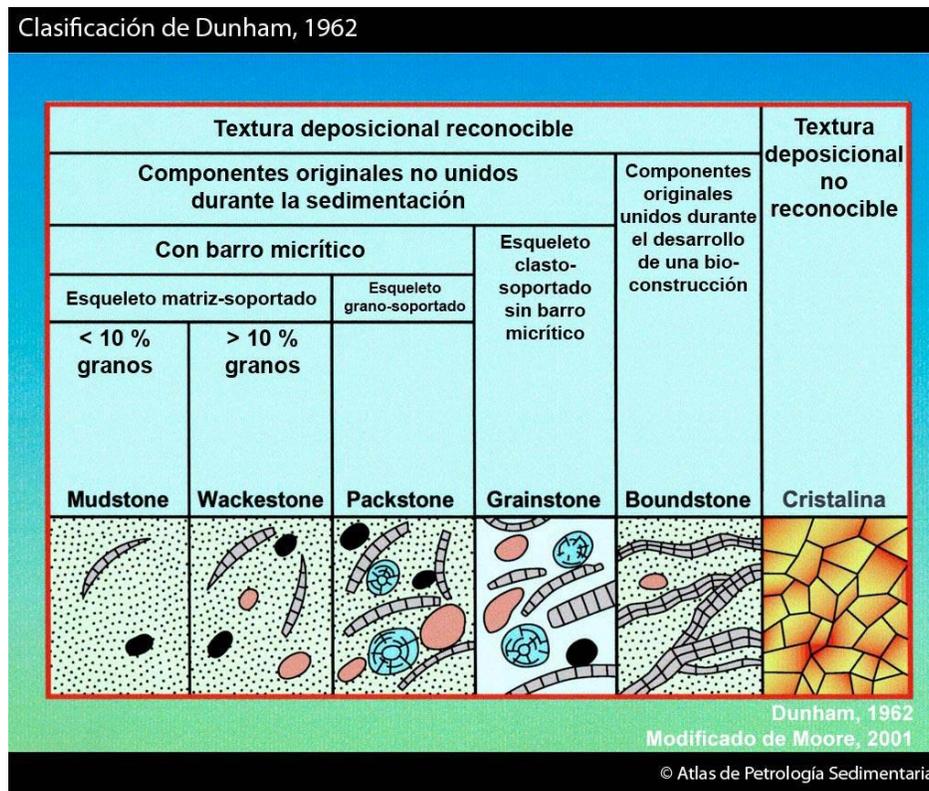


Figura 4.33. Clasificación de rocas calcáreas según Dunham (1962). (Tomada de Atlas de Petrología Sedimentaria ©2007-2015).

La textura predominante dentro de las láminas delgadas en la sección la Sierra Las Mitras es de tipo *wackestone*, sin embargo, a lo largo de toda la columna se observan variaciones texturales (Figura 4.34 y 4.35).

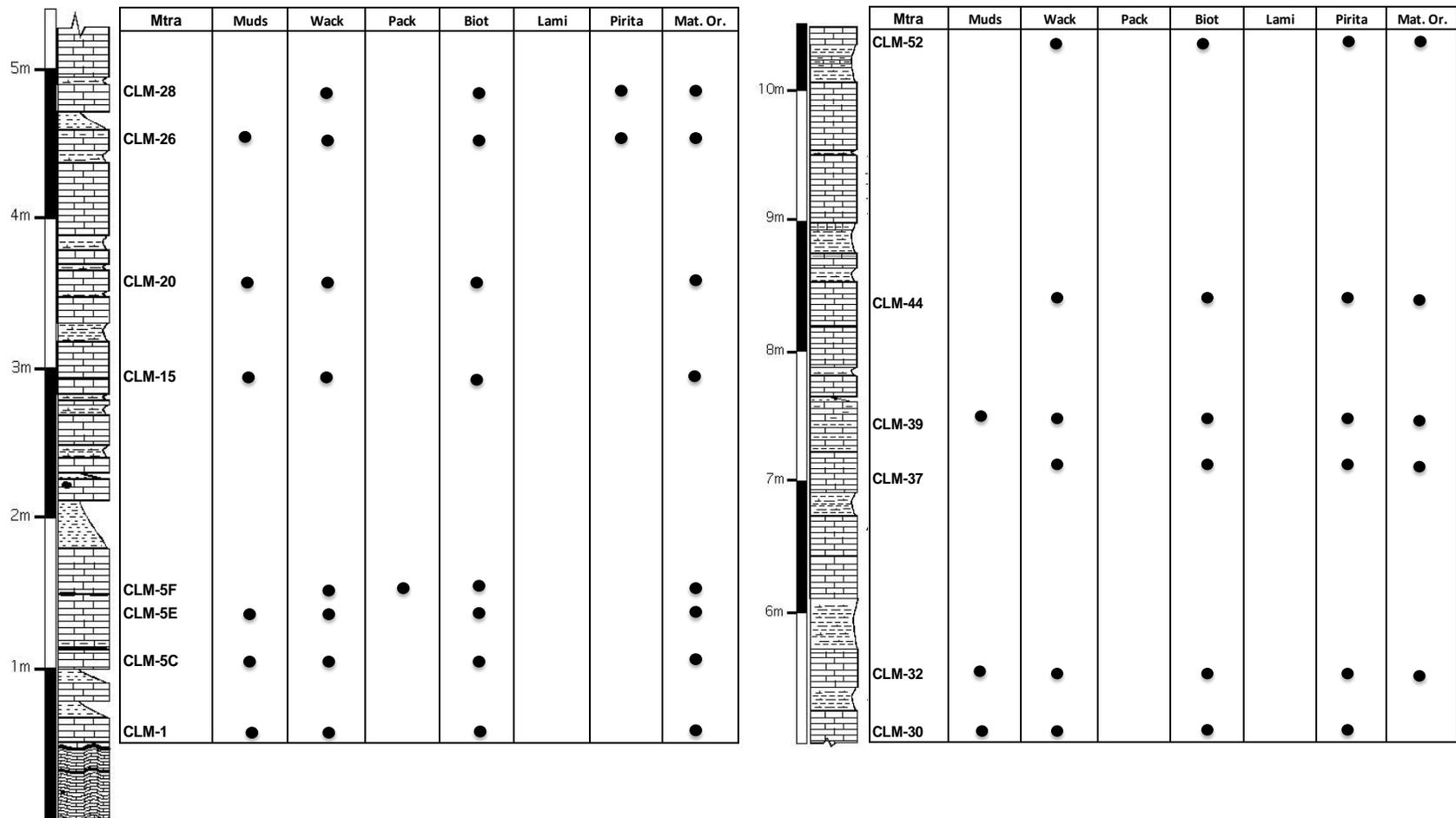


Figura 4.34. Distribución de estructuras primarias y texturas según la clasificación de Dunham (1962) dentro del perfil estratigráfico (Sección 1). Mtra, muestra; Muds, *mudstone*; Wack, *wackstone*; Pack, *packestone*; Biot, bioturbación; Lami, laminación; Mat. Or, materia orgánica.

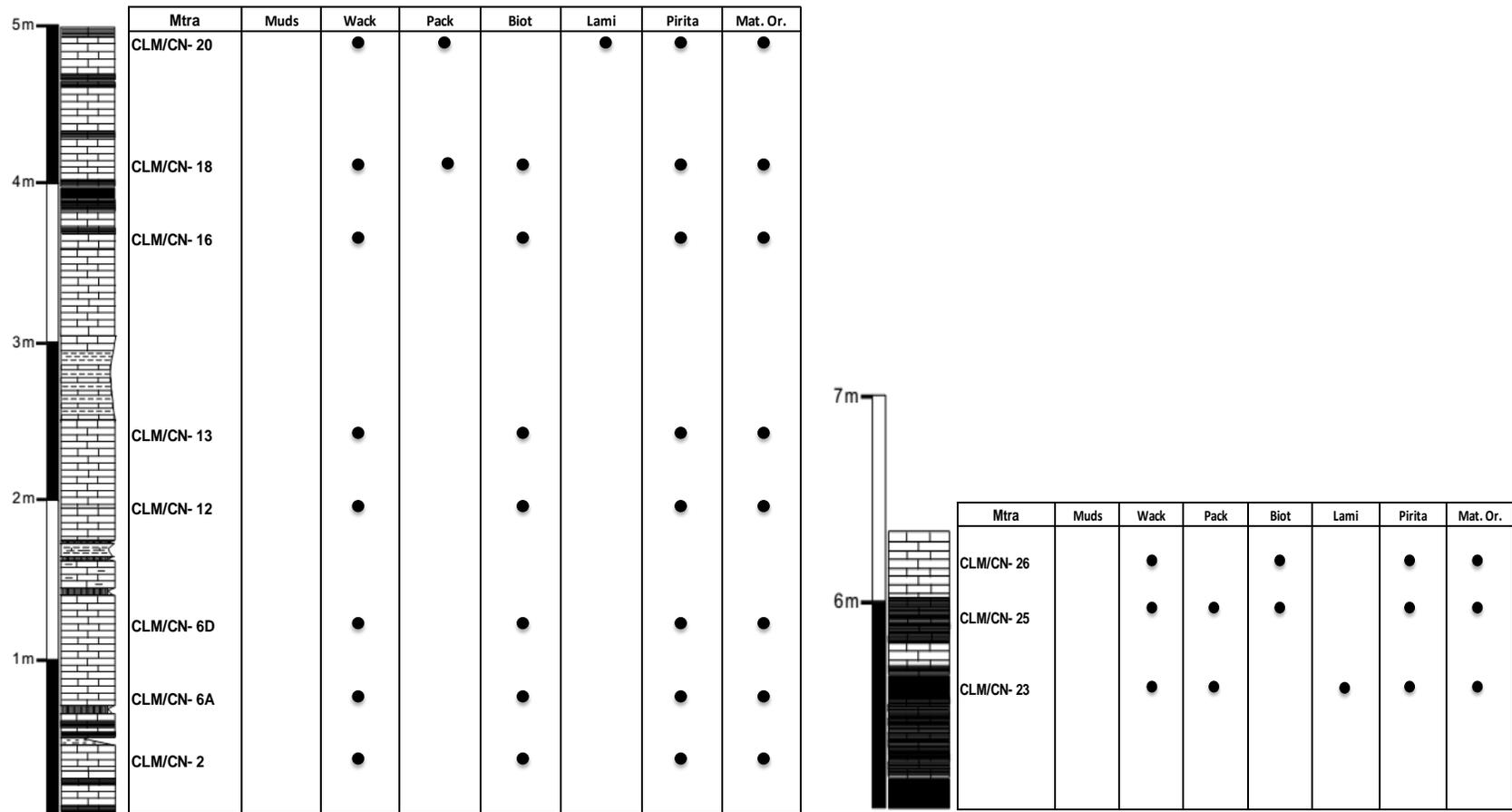


Figura 4.35. Distribución de estructuras primarias y texturas según la clasificación de Dunham (1962) dentro del perfil estratigráfico (Sección 2). Mtra, muestra; Muds, *mudstone*; Wack, *wackstone*; Pack, *packestone*; Biot, bioturbación; Lami, laminación; Mat. Or, materia orgánica.

La textura tipo *mudstone/wackstone* fue asignada a láminas que presentan una matriz micrítica de color gris claro/gris oscuro con menos del 10 % de granos esqueléticos embebidos en la matriz producto de bioturbación, mientras que en otras zonas los granos llegan a alcanzar más del 10 % (Figura 4.36A, B). Estos granos se encuentran representados en su mayoría por foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponjas, mientras que los foraminíferos bentónicos y braquiópodos son escasos. La matriz se encuentra interrumpida por bioturbación cf. *Thalassinoides*, este tipo de bioturbación es dominante y se encuentra de manera oblicua y paralela al plano de estratificación. Este tipo de textura contiene escasa materia orgánica y óxido de hierro, mientras que la pirita y la laminación están ausentes.

Por otro lado, la textura tipo *wackstone* fue asignada a láminas que presentan una matriz micrítica de color gris oscuro y/o negro con más del 10% de granos esqueléticos embebidos en la matriz (Figura 4.36C, D, E). Estos granos se encuentran representados en su mayoría por foraminíferos planctónicos, y calciesferas. La abundancia de foraminíferos bentónicos en capas de color gris oscuro es mayor. Los filamentos ocurren rara vez en capas de color gris oscuro, sin embargo, en capas negras ricas en materia orgánica estos son muy abundantes. Los radiolarios y espículas de esponjas están presentes pero estos no son muy abundantes. La bioturbación sólo se observa en capas de color gris oscuro siendo de tipo cf. *Thalassinoides*, cf. *Planolites*, y cf. *Zoophycos*. La materia orgánica en las capas gris oscuro se encuentra a manera de “shreds” y en bandas con terminaciones apicales, mientras que en las capas negras esta se encuentra en grandes cantidades. La pirita y la goethita se encuentran en cubos y de forma diseminada en capas de color gris oscuro, en estas capas la pirita también se puede encontrar como opacos mayores, mientras que en las capas negras es muy abundante. Algunas veces la matriz micrítica de color gris oscuro alterna con matriz micrítica gris claro.

Por último las láminas con textura tipo *packstone* presentan una matriz grano soportada de color negro. Los granos se encuentran representados por filamentos en su mayoría, así como de foraminíferos planctónicos y calciesferas

(Figura 4.36F). En este tipo de textura la laminación es muy notoria. La bioturbación se encuentra ausente. El contenido de materia orgánica es muy alto presentándose en grandes concentraciones. La pirita es muy abundante y se encuentra diseminada en toda la matriz.

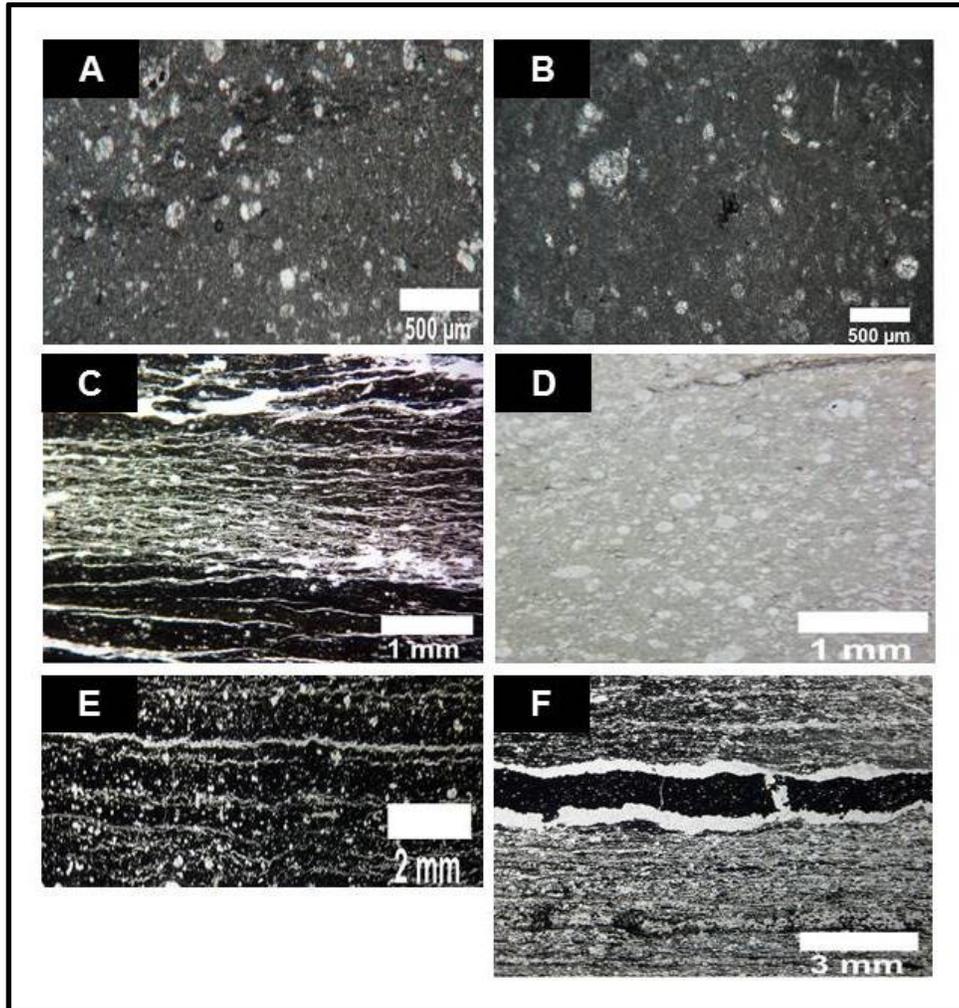


Figura 4.36. Variación de texturas en lámina delgada. A y B) Textura tipo *mudstone* (CLM-20; CLM-39); C) Textura tipo *wackstone/packstone* (CLM/CN-23); D y E) Textura tipo *wackstone* (CLM/CN-12D); F) Textura tipo *packstone/wackestone* (CLM/CN-20).

5. DISCUSIÓN

5.1. Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras: litología y edad

La Formación Agua Nueva en la sección de la Sierra Las Mitras consistió principalmente de caliza que alterna con material calcáreo deleznable tipo “chalk” y ocasionalmente con capas de material margoso y arcilloso, así como con capas negras de materia orgánica. Ocasionalmente, la caliza presenta pedernal y pirita sedimentaria. Esto es consistente con lo reportado por Muir (1934) y lo observado por Blanco-Piñón (*com. pers.* julio del 2016) en la localidad tipo, situada en las cercanías del poblado de Zaragoza, municipio de Llera, Tamaulipas. Una diferencia notable observada entre ambas localidades es que en la localidad tipo se ha observado que la presencia de pedernal es más abundante que en la Sierra Las Mitras (Blanco-Piñón, *com. pers.* julio 2016).

Otra característica que distingue a la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras de otras localidades, principalmente en el centro de México, es la ausencia de bentonita, la cual está presente en localidades como Xilitla, San Luis Potosí (Blanco-Piñón *et al.*, 2008; Rojas-León, 2008; Rojas-León *et al.*, 2008; Blanco *et al.*, 2011; Ángeles-Trigueros, 2012; Blanco-Piñón *et al.*, 2014; Fosado-Cazares, 2014; Cruz-Sampayo, 2015; Hernández-Flores, 2015; Núñez-Useche *et al.*, 2016), Xilitlilla (Delgado-Ángeles, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2013), así como en la localidad de Yahualica, Hidalgo (obs. Personal; Gutiérrez-Vázquez, 2016).

Un rasgo notable que se distingue en los cortes de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras es la presencia de capas negras. En regiones como en la localidad tipo, Xilitla, Xilitlilla y Yahualica la presencia de capas negras también ha sido observada, sin embargo, en estas localidades su posición estratigráfica aún no es conocida, por lo que su correlación con las capas en el área de estudio aún no puede ser establecida.

En cuanto a su edad (o piso como equivalente cronoestratigráfico), se ha reconocido, en distintas áreas del país, un rango de Cenomaniano Tardío al Turoniano (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Sohl *et al.*, 1991; Blanco, 2006; Blanco

et al., 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2008, 2014; Delgado-Ángeles, 2011; Santana-Salas, 2012; Hernández-Flores, 2014). Estas determinaciones han sido llevadas a cabo principalmente con base en la presencia de los foraminíferos plantónicos *Rotalipora cushmani* (Cenomaniano Tardío), *Whiteinella archaeocretacea* (Cenomaniano Tardío/Turoniano Temprano) y *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turoniano), o por la presencia del bivalvo *Inoceramus labiatus* (Turoniano). La edad propuesta para el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras fue establecida tentativamente como Cenomaniano Tardío con base en la presencia de los foraminíferos planctónicos *Rotalipora cf. cushmani* y *Thalmanninella cf. greenhornensis* (antes *Rotalipora greenhornensis*) siguiendo diferentes datos estratigráficos de diversos autores (Leckie, 1985; Huber *et al.*, 1999; Luciani y Cobianchi, 1999; Keller *et al.*, 2001; BouDagher-Fadel, 2013), lo cual se discute en este apartado.

En cuanto a una acepción cronoestratigráfica tradicional, la biozona de *Rotalipora cushmani* está definida por el intervalo de rango total (biozona de extensión de un taxón) de *Rotalipora cushmani* (Cenomaniano Superior), como lo sugieren Caron (1985), Keller *et al.* (2001) entre otros, y contiene dos subzonas: *Rotalipora greenhornensis* (inferior) y *Dicarinella algeriana* (superior). Por su parte, *Thalmanninella greenhornensis* (antes descrita como *Rotalipora greenhornensis*) dió el nombre a la subzona más basal de la biozona de *Rotalipora cushmani*. Esta subzona está definida por la primera aparición de *R. cushmani* y la primera aparición de *Dicarinella algeriana* (Keller *et al.*, 2001) por lo que es una subzona de intervalo (Figura 5.1).

Huber *et al.* (1999) y Keller *et al.* (2001) reportan la coexistencia de *R. greenhornensis* y *R. cushmani* (Cenomaniano Superior) en secciones de varias partes de Norte América y Europa. En localidades tales como Eastbourne en Inglaterra (Keller *et al.*, 2001), norte de España (Lamolda, 1997) y en Oued Mellegue en Túnez (Nederbragt y Fiorentino, 1999) *R. greenhornensis* desaparece en un nivel más abajo que *R. cushmani*. Sin embargo, hacia el norte (Luciani y Cobianchi, 1999) y centro de Italia (Premoli-Silva y Sliter, 1994) y en Pueblo, Colorado en Estados Unidos de América (Leckie, 1985; Huber *et al.*, 1999) la

extensión de *R. greenhornensis* ocurre hasta el límite de la biozona de *R. cushmani*.

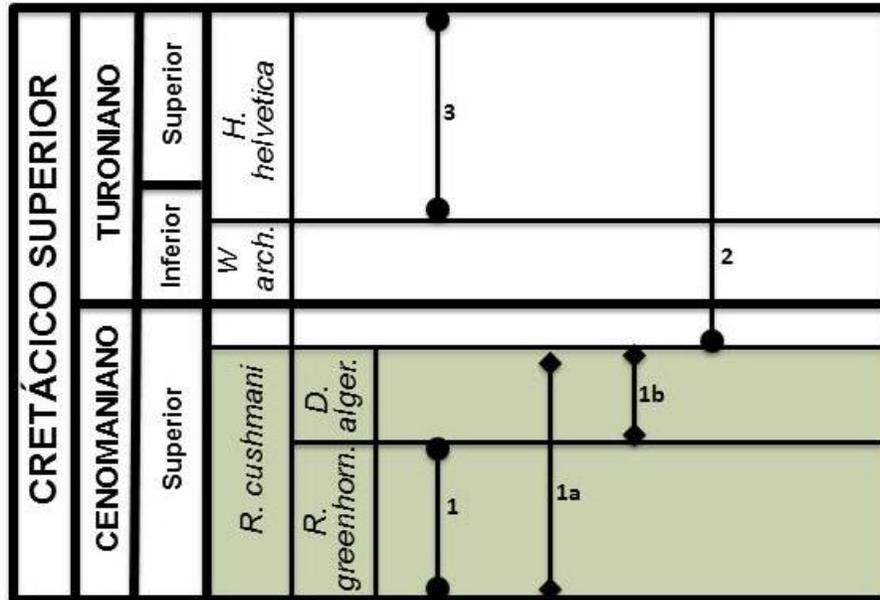


Figura 5.1. Rango estratigráfico de foraminíferos planctónicos del Cenomaniano-Turoniano basado en datos bioestratigráficos estándar. (1) *Rotalipora cushmani*; (1a) *Rotalipora greenhornensis*; (1b) *Dicarinella algeriana*; (2) *Whiteinella archaeocretacea*; (3) *Helvetoglobotruncana helvetica*.

En las capas de caliza en la Sierra Las Mitras, *Rotalipora* cf. *cushmani* se encuentra distribuida a lo largo de toda la columna desde la base (capa CLM-1) hasta el techo de la columna (Capa CLM/CN-26). Por su parte, *Thalmaninella* cf. *greenhornensis* está presente hacia los primeros tres metros en las capas de caliza gris (capa CLM-15), hasta casi al final de la sección dentro de las capas negras, coexistiendo con *R. cushmani* (Figura 5.2 y 5.3). Con base a lo anterior, la totalidad de la sección estudiada, incluyendo las capas negras de materia orgánica observadas en los últimos 3 metros de la sección son consideradas como Cenomaniano Tardío, en su acepción geocronológica, o Superior en su acepción cronoestratigráfica.

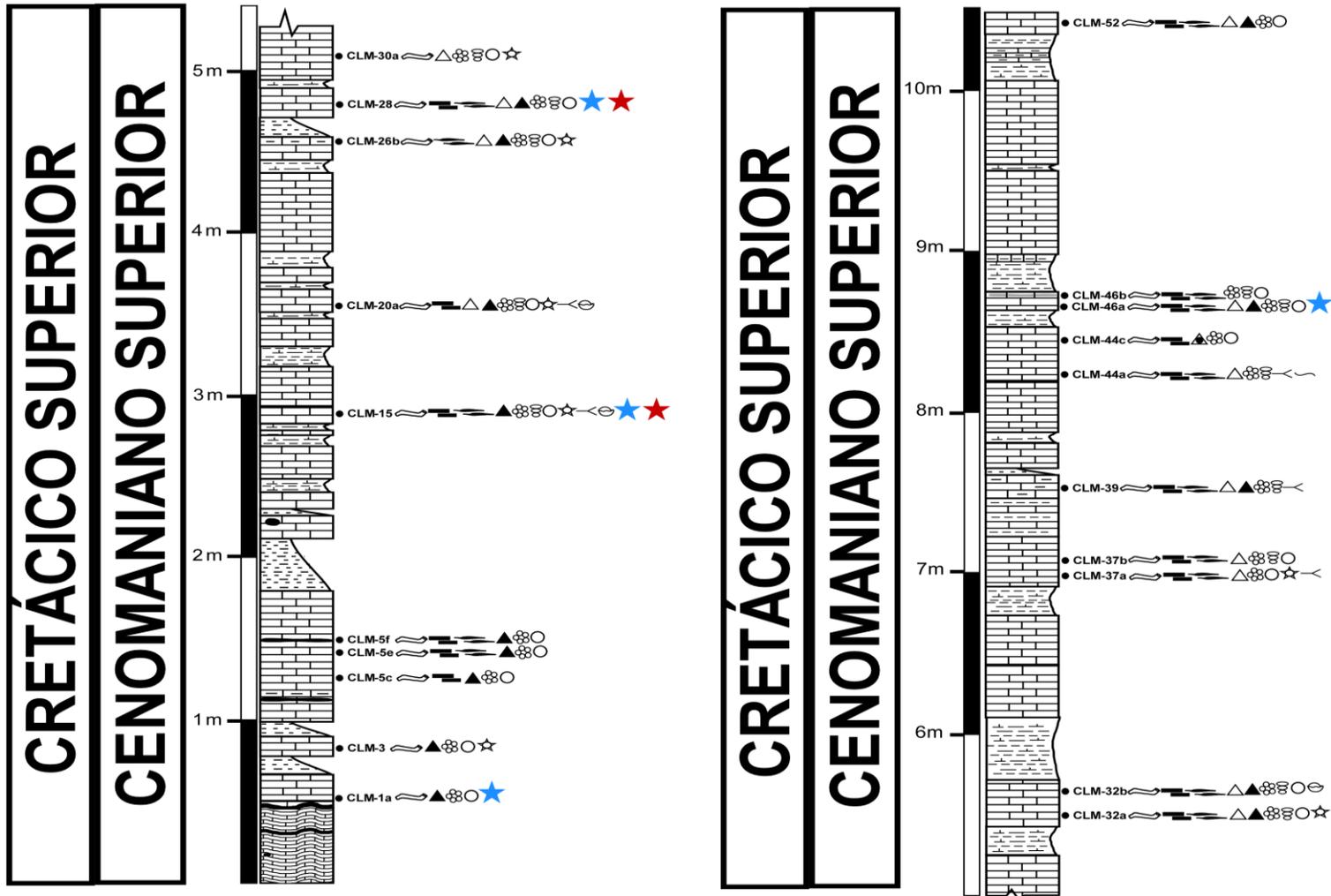


Figura 5.2. Distribución de *Rotalipora* cf. *cushmani* y *Thalmanninella* cf. *greenhornensis* dentro del perfil estratigráfico (Sección 1). Leyenda ilustrada en la figura 5.3

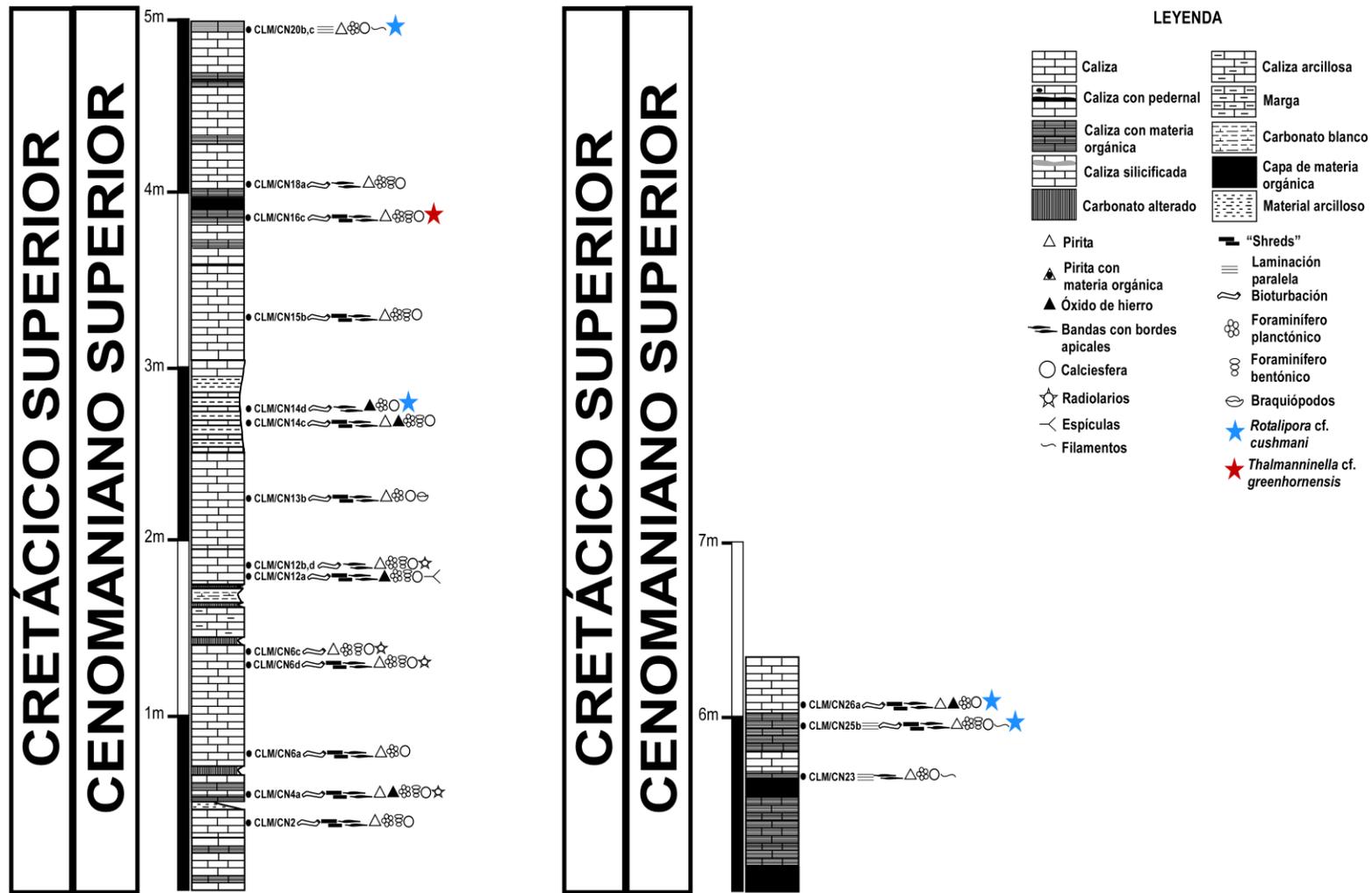


Figura 5.3. Distribución de *Rotalipora cf. cushmani* y *Thalmaninella cf. greenhornensis* dentro del perfil estratigráfico (Sección 2).

Asumiendo los criterios estándar, las capas estudiadas corresponden a la biozona de *R. cushmani*; probablemente hacia su parte superior, dentro de la subzona de *Dicarinella algeriana*. Esto es sugerido por la presencia de *Praeglobotruncana* cf. *delrioensis*, especie asociada con esta subzona y ausente en la subzona de *R. greenhornensis*.

La consideración de Cenomaniano Superior (en su acepción cronoestratigráfica) es consistente con lo reportado por BouDagher-Fadel (2013), quien considera la extensión total de *Thalmaninella greenhornensis* desde la parte media del Cenomaniano Inferior hasta el límite Cenomaniano Superior, coincidiendo con la extinción de *R. cushmani*. Cabe mencionar que este autor también extiende el rango de *Dicarinella algeriana* desde el Cenomaniano Medio hasta el techo del Turoniano Inferior. BouDagher-Fadel (2013) prescinde del uso de las biozonas y subzonas estándar y en su lugar utiliza números para las biozonas y letras para las subzonas (Figura 5.4). De acuerdo a este criterio, las capas de la sección de la Sierra Las Mitras corresponden al Cenomaniano Superior, específicamente la biozona 3.

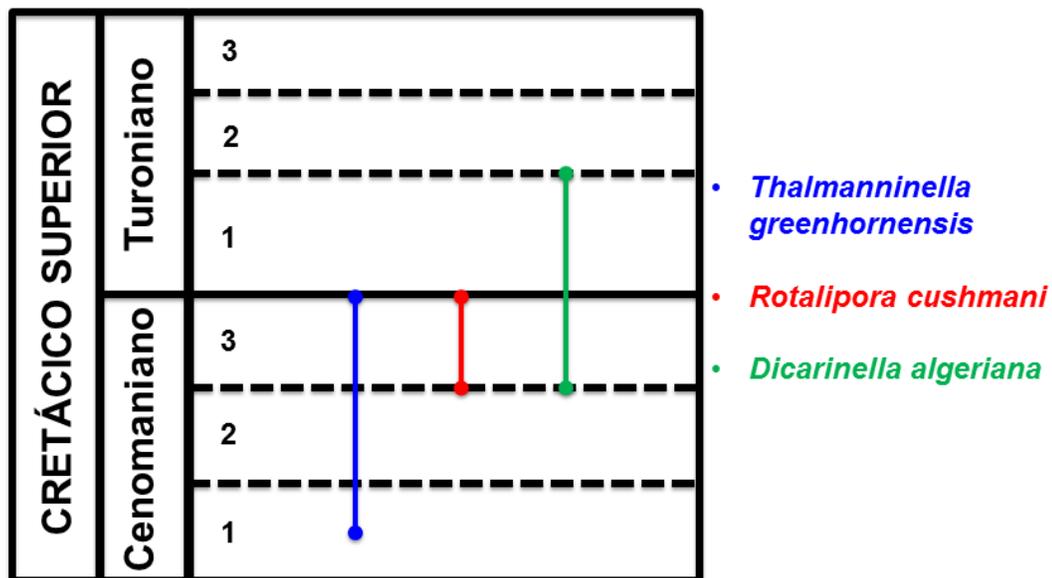


Figura 5.4. Rango estratigráfico de foraminíferos planctónicos del Cenomaniano-Turoniano basado en BouDagher-Fadel (2013).

5.2. Ambiente de depósito

El análisis de láminas delgadas en las capas calcáreas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras revela que éstas están conformadas principalmente por una matriz micrítica con una textura predominantemente *wackestone*, aunque ocasionalmente puede presentarse texturas tipo *mudstone* y *packstone*. La matriz generalmente se encuentra bioturbada y ocasionalmente laminada, sin evidencia de retrabajamiento. Los granos son esqueléticos y se encuentran bien preservados. Tanto foraminíferos planctónicos y calciesferas representan los granos esqueléticos más abundantes, aunque también se pueden encontrar radiolarios, braquiópodos, espículas de esponjas y filamentos. Todas estas características mencionadas concuerdan con la zona de microfacies de rampa carbonatada tipo tres (RMF3) propuesta por Flügel (2004), que corresponde a una zona de rampa externa, la cual se encuentra situada por debajo de la acción de olas en un ambiente profundo (Figura 5.5). Esto también coincide con características macroscópicas como la alternancia de caliza con capas de grano fino como lutitas y margas. Según Flügel (2004), en este tipo de ambientes la profundidad puede variar entre varios cientos de metros.

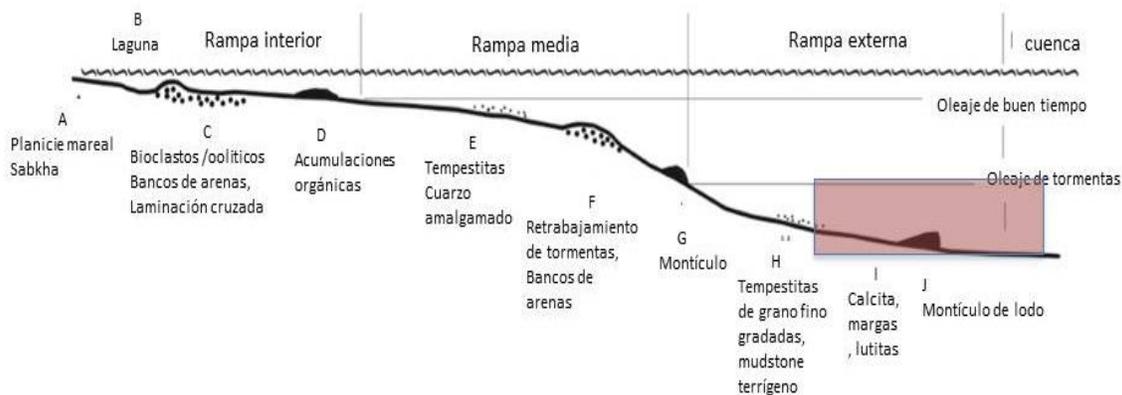


Figura 5.5. Modelo de Zona de Facies y de Microfacies de rampa carbonatada (RMF). Tomado y modificado de Burchette y Wright (1992) en Flügel (2004). El recuadro en color rojo corresponde al ambiente de depósito (RMF3) para la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras.

Este ambiente de depósito en las capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras es consistente con la asociación biótica observada en el análisis petrográfico, ya que las especies de foraminíferos planctónicos *R. cushmani* y *T. greenhornensis* han sido reportadas como típicas de ambientes profundos (Keller *et al.*, 2001; Reolid *et al.*, 2016). Asimismo el foraminífero bentónico cf. *Lenticulina* también ocurre en ambientes de rampa externa profunda en un amplio rango de profundidades que va desde los 714 a los 4000 m (Jendryka-Fuglewicz, 1975; Gräfe, 2005; Szinger, 2008).

Por su parte, la presencia tentativa de la ichnofacies *Zoophycos* es consistente con este ambiente de depósito, debido a que esta ichnofacies es característica de ambientes marinos de aguas profundas que corresponden más o menos en una posición entre el quiebre de la plataforma-talud más allá de la sedimentación turbidítica hasta la cuenca asociada a la ichnofacies *Nereites* (Gibert y Martinell, 1998; MacEachern *et al.*, 2007; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009) (Figura 5.6).

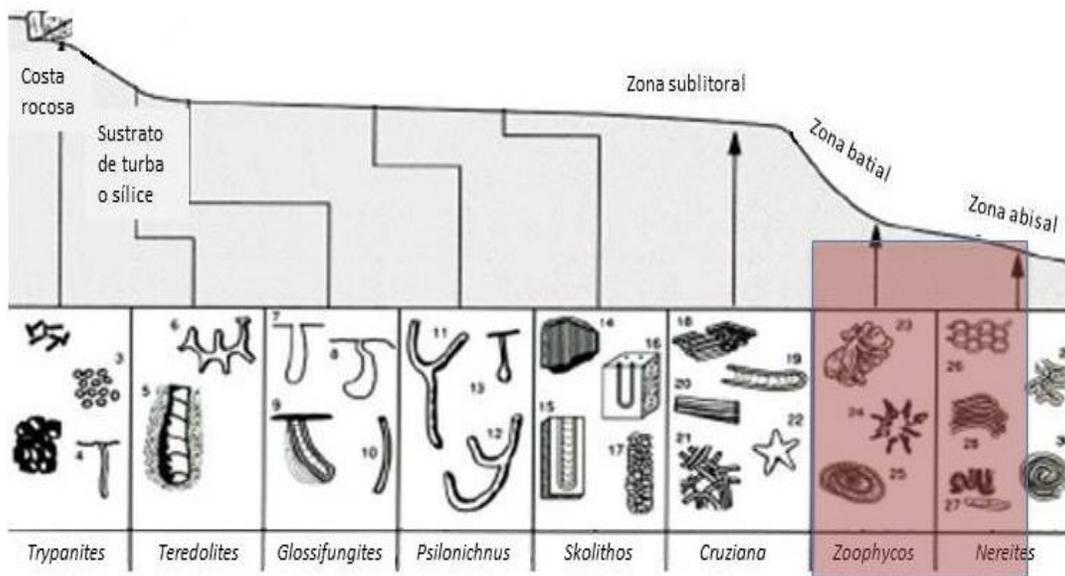


Figura 5.6. Modelo de distribución de Ichnofacies. Tomado y modificado de MacEachern *et al.* (2007). El recuadro en color rojo corresponde a la ichnofacies *Zoophycos* y parcialmente *Nereites*.

En cuanto a las espículas de esponjas y braquiópodos también han sido reportados para ambientes profundos y según Flügel (2004) son constituyentes típicos de ambientes de rampa externa profunda. Sin embargo, no se descarta la idea de que las espículas y los braquiópodos pueden venir transportados desde la plataforma hasta la rampa externa.

Paleogeográficamente, al comienzo del Cretácico “medio” (Aptiano) en la Cuenca de Sabinas se formó una plataforma de tipo rampa la cual, durante el Cenomaniano-Turoniano fue totalmente inundada (Sohl *et al.*, 1991; Eguiluz de Antuñano, 2011). Esto permitió, hacia el sureste, la depositación de carbonatos con pedernal y lutitas pertenecientes a la Formación Agua Nueva (Padilla y Sánchez, 1982, 1986) y que de acuerdo al modelo de la (Figura 5.7) representó un depósito de zona de rampa externa profunda en la Cuenca de Sabinas durante el Cenomaniano Tardío. Esto es consistente con lo reportado en la Sierra Las Mitras en Monterrey.

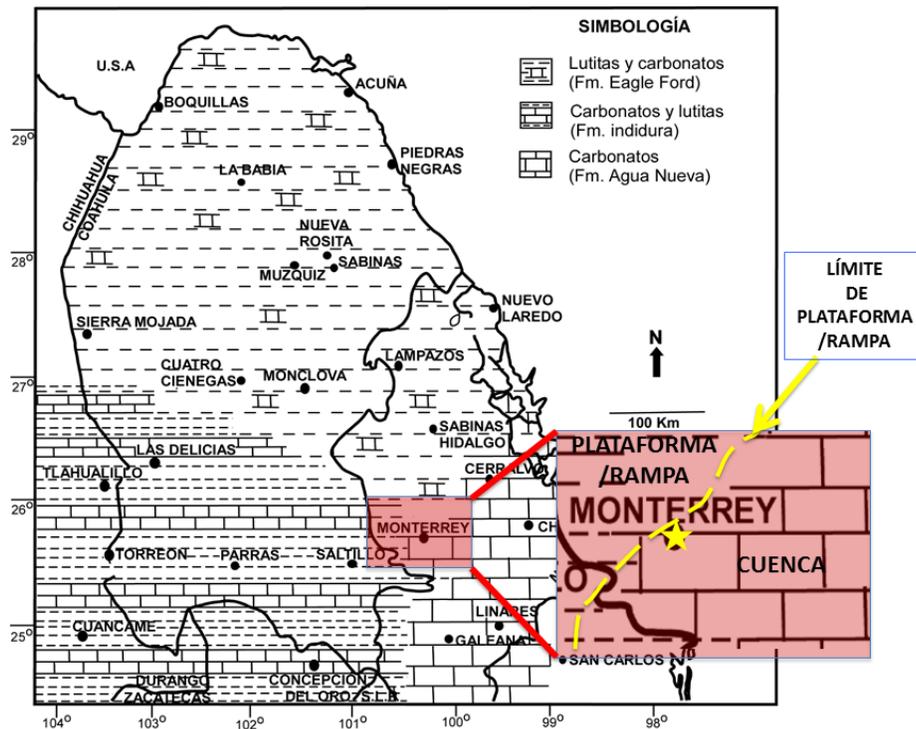


Figura 5.7. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano-Turoniano mostrando la ubicación del ambiente de depósito para la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras. Mapa modificado de Padilla y Sánchez (1986).

Generalmente, la Formación Agua Nueva ha sido considerada ampliamente como una unidad de cuenca profunda, tal como lo sugieren diversos estudios entre los que destacan Sohl *et al.* (1991), Santana-Salas (2012) entre otros para la Cuenca de Burgos, y los realizados por Sohl *et al.* (1991), Blanco-Piñón *et al.* (2008), Rojas-León (2008), Rojas-León *et al.* (2008), Blanco *et al.* (2011), Ángeles-Trigueros (2012), Blanco-Piñón *et al.* (2014), Fosado-Cazares (2014), Cruz-Sampayo (2015), Hernández-Flores (2015), en la Cuenca Tampico Misantla. Sin embargo, en zonas transicionales entre rampa a plataforma, la Formación Agua Nueva puede representar los sedimentos más profundos ubicados en la parte más externa de la rampa, tal como ocurre en el límite externo de la Cuenca de Sabinas en el Cenomaniano y Turoniano.

5.3. Variaciones en las condiciones de oxígeno dentro del ambiente de depósito y su comparación con eventos coetáneos

La oxigenación marina es un parámetro oceanográfico muy importante, ya que es uno de los factores que más influyen en la diversidad, abundancia y en las actividades de los organismos (Flügel, 2004; Savrda, 2007).

Los niveles de paleoxigenación están basados en modelos de facies reductoras donde se establece la relación entre la concentración de oxígeno mililitro/litro (ml/l) en los sedimentos y la respuesta de la biota (Oschman, 1991; Flügel, 2004).

Con base en las variaciones texturales observadas en las láminas delgadas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, se sugiere que variaciones en las condiciones de oxígeno (oxia-disoxia-anoxia) estuvieron presentes durante la depositación de la Formación Agua Nueva en el área de estudio. De tal manera, se proponen tres modelos de reconstrucción de la oxigenación durante la depositación de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras con base en lo propuesto por Oschman (1991).

Modelo 1. Sedimento y Columna de agua óxicos.

La presencia de una matriz micrítica de color gris claro en los primeros metros de la Formación Agua Nueva en la Sierra las Mitras es importante, ya que de acuerdo con Flügel (2004), Blanco *et al.*, (2011), Blanco-Piñón *et al.*, (2014), este tipo de coloración es indicativo de una buena oxigenación en el sedimento. La alta bioturbación de tipo cf. *Thalassinoides*, la ausencia de materia orgánica, pirita sedimentaria y la ausencia de laminación sugieren un sedimento y consecuentemente una columna de agua bien oxigenados (Flügel, 2004; Rodríguez-Tovar, *et al.*, 2009) y es consistente con lo observado en capas de color gris claro de la Formación Agua Nueva en Xilitla (Blanco *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2014, Hernández-Flores, 2015) y Xilitlilla (Delgado-Ángeles, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2013) (Figura 5.8).

Por otra parte, la presencia de foraminíferos planctónicos como *Rotalipora* cf. *cushmani*, *Thalmaninella* cf. *greenhornensis* (comunes en aguas profundas) y cf. *Globigerinelloides* (especialistas de aguas superficiales) (Keller *et al.*, 2001; Keller *et al.*, 2004; Reolid *et al.*, 2016) y su asociación con radiolarios, espículas de esponjas y braquiópodos, indican que la columna de agua se encontraba bien oxigenada. Los foraminíferos bentónicos como *Lenticulina* son formas que toleran grandes profundidades en la columna de agua y sustrato, algunas especies como *Lenticulina muensteri* son característica de medios aerobios en el sustrato donde la cantidad de oxígeno disuelto en las aguas es mayor 0.5 ml/l (Alegret, *et al.*, 2002). Por esto, la presencia de foraminífero planctónico cf. *Lenticulina* en estas capas con coloración gris no debe considerarse rara.

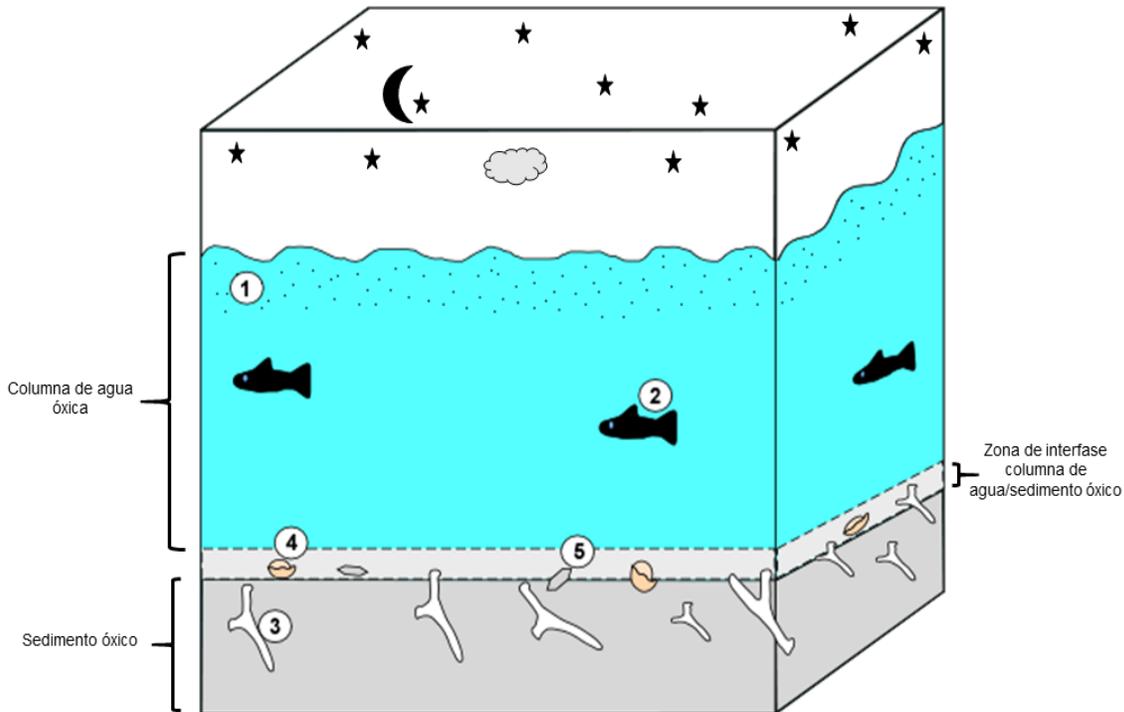


Figura 5.8. Modelo propuesto para sedimento y columna de agua óxicos durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras. (1) Biota planctónica; (2) Biota nectónica; (3) bioturbación tipo *Thalassinoides*; (4) Braquiópodos; (5) *Lenticulina*.

Modelo 2. Columna de agua óxica y sedimento pobremente oxigenado (disóxico)

Este modelo, es propuesto para la mayor parte de la sección, aproximadamente de los 4 a los 14 m, aunque ocasionalmente este intervalo puede estar interrumpido por condiciones óxicas. Un sedimento posiblemente disóxico es propuesto con base en la presencia de una matriz micrítica de color gris oscuro, la presencia ocasional de materia orgánica, pirita sedimentaria, así como la ocurrencia de bioturbación tipo *Planolites*, y cf. *Zoophycos* (Figura 5.9).

En estas capas, la materia orgánica se encuentra dispuesta a manera de “shreds” y en bandas con terminaciones apicales. Según Schieber (1999), Sur (2006), Blanco *et al.*, (2014), la materia orgánica es acumulada en ambientes con deficiencia de oxígeno (disoxia/anoxia) y puede estar dispuesta de forma diseminada, a manera de “shreds” y láminas sub milimétricas. La materia orgánica

puede originarse como producto de la actividad bacteriana, algas unicelulares, o por restos de organismos macroscópicos.

Otro rasgo asociado a la materia orgánica y que es claro indicador de condiciones deficientes de oxígenos es la presencia de la pirita sedimentaria, la cual se encuentra de forma ocasional en las capas estudiadas. Es sabido que la pirita sedimentaria se forma por la descomposición de materia orgánica y la actividad de bacterias sulfo-reductoras en presencia de hierro reactivo, todo esto bajo condiciones deficientes de oxígeno (Berner, 1984; Canfield y Raiswell, 1991; Rojas-León *et al.*, 2011; Ángeles-Trigueros, 2012, 2015). La pirita encontrada dentro de granos esqueléticos y en láminas sugiere un origen diagenético,

La presencia de bioturbación tipo cf. *Zoophycos*, cf. *Planolites*, y, cf. *Thalassinoides* ha sido reportada en sedimentos disóxicos (Kemp, 1995; Rodríguez-Tovar, *et al.*, 2009), dentro de escenarios de plataforma externa (MacEachern, *et al.*, 2007). La presencia de estos elementos en la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras es consistente con condiciones deficientes de oxígeno, pero con concentraciones suficientes del mismo en los niveles más profundos de la columna de agua para permitir la actividad de los organismos productores de la bioturbación, los cuales son aerobios. Por otro lado, la ocurrencia de la asociación de los foraminíferos *Rotalipora* cf. *cushmani*, *Thalmaninella* cf. *greenhornensis*, cf. *Praeglobotruncana* (especialistas de aguas bien oxigenadas) entre otros grupos sugieren condiciones óxicas al menos en los primeros 200 m de la columna de agua (Keller *et al.*, 2001; Omaña *et al.*, 2014; Reolid *et al.*, 2016) en la cual la biota planctónica es común.

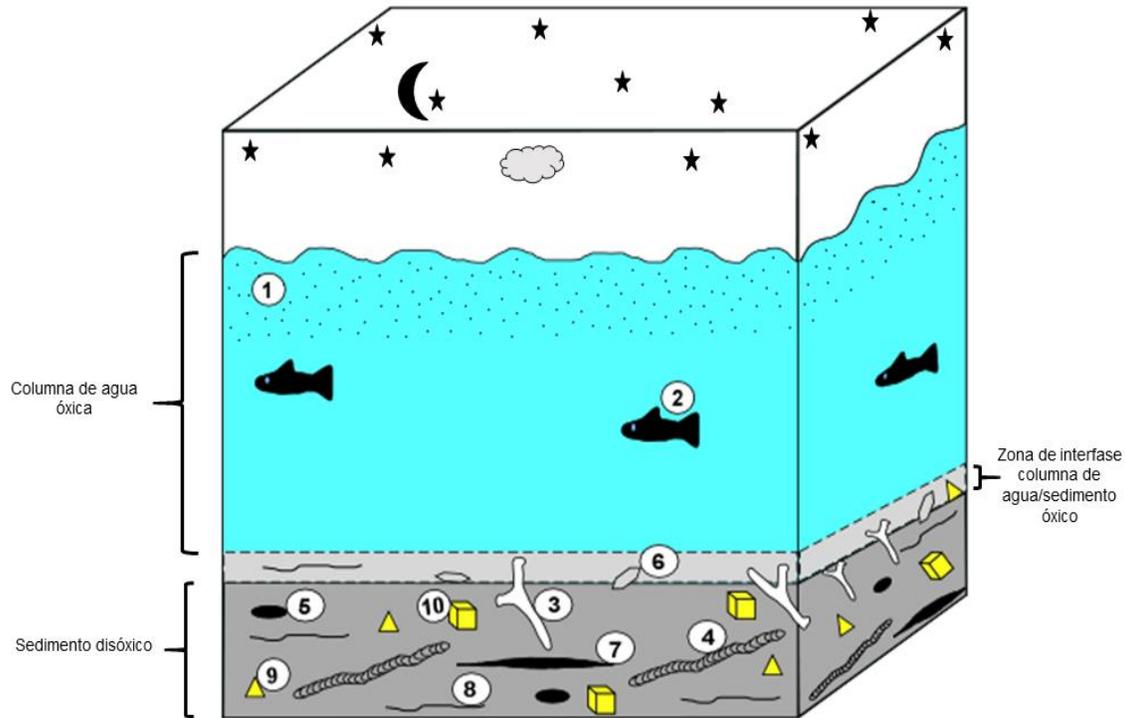


Figura 5.9. Modelo propuesto para sedimento pobremente oxigenado (disódico) y columna de agua óxica durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras. (1) Biota planctónica; (2) Biota neotónica; (3) bioturbación tipo *Thalassinoides*; (4) Bioturbación tipo *Zoophycos*; (5) Bioturbación tipo *Planolites*; (6) *Lenticulina*; (7 y 8) Materia orgánica en bandas; (9) Piritita diseminada; (10) Piritita en cubos.

Modelo 3. Sedimento anódico, columna de agua cercana al fondo marino pobremente oxigenado (disódica/anódica) y parte fótica de columna de agua óxica

Este modelo fue propuesto basado en la presencia de matriz micrítica totalmente de color negro. La coloración negra es debido al alto contenido de materia orgánica en las capas, lo que sugiere condiciones de anoxia en la interfase de agua-sedimento (Flügel, 2004; Oschman, 1991; Rodríguez-Tovar, *et al.*, 2009; Uchman *et al.*, 2009; Blanco *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2014). Otros rasgos que permitieron definir este modelo fueron la presencia de laminación paralela fina a escala milimétrica, la presencia abundante de piritita sedimentaria, así como la ausencia total de bioturbación. De acuerdo a Oschman

(1991) todas estas características permiten sugerir condiciones anóxicas en el sedimento.

La laminación en estas capas probablemente fue producida por la fuerte abundancia de filamentos que se disponen sucesivamente dentro del sedimento, algunos autores han reportado la presencia de abundantes filamentos dentro de capas negras ricas en materia orgánica el cual han sido llamado “Evento Filamento” (Negra *et al.*, 2011; Kedzierski *et al.*, 2012). El origen de estos filamentos ha sido atribuidos a restos de las conchas de bivalvos (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2004; Negra *et al.*, 2011), a restos de larvas planctónicas en diferentes fases de crecimiento en el ciclo de vida de los bivalvos (Robaszynski *et al.*, 2010; Kedzierski *et al.*, 2012) o a cianobacterias (Blanco-Piñón *et al.*, 2008, 2014; Fosado-Cazares, 2014). Los filamentos presentes en estas capas no han sido atribuidos hasta el momento a un origen en particular, aunque un origen de tipo bacteriano no ha sido descartado. La abundancia de pirita dentro de cámaras de foraminíferos y diseminada evidencia condiciones anóxicas en la columna de agua y sedimento (Figura 5.10).

La total ausencia de bioturbadores y organismos bentónicos (como foraminíferos) sugiere una deficiente concentración de oxígeno no sólo en el sedimento (Flügel, 2004; Rodríguez-Tovar, *et al.*, 2009; Blanco *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2014), sino también en los primeros metros de columna de agua cercanos al sedimento. Esta condición impidió el establecimiento y supervivencia de organismos metazoarios productores de la bioturbación. Además, la presencia de laminación paralela fina a escala milimétrica es consecuencia de la ausencia de bioturbación, lo que es consistente con anoxia en el fondo oceánico (Flügel, 2004; Blanco *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2014).

Por otra parte, la presencia de foraminíferos planctónicos como, *Rotalipora* cf. *cushmani* entre otras formas sugiere que al menos los primeros metros de la columna de agua (zona fótica) pudieron existir condiciones bien oxigenadas. Sin embargo, la presencia de cf. *Hedbergella*, cf. *Globigerinelloides*, géneros tolerantes a aguas pobremente oxigenadas (Keller *et al.*, 2001; Mort, 2007; Reolid

et al., 2016) así como algunos grupos de calciesferas (*Phitonnella*) pudieron permanecer en caso de pobre oxigenación de columna de agua.

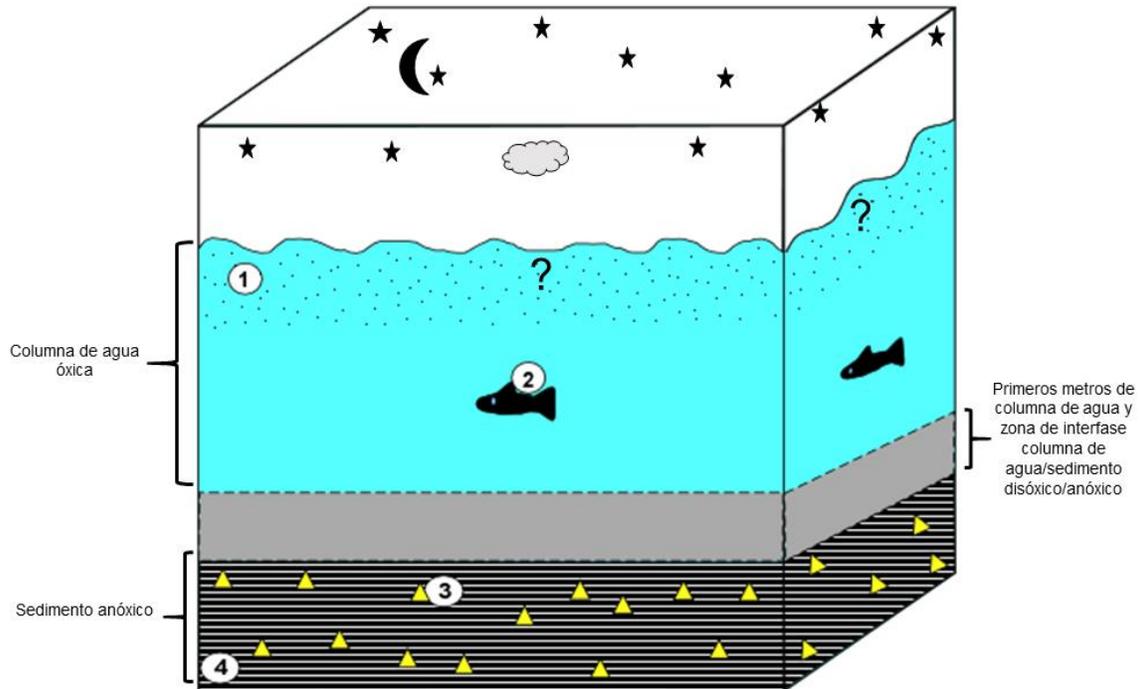


Figura 5.10. Modelo propuesto para sedimento anóxico, columna de agua cercana al fondo marino disóxica/anóxica y parte fótica de columna de agua óxica, durante el depósito de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras. (1) Biota planctónica; (2) Biota nectónica; (3) Pirita diseminada; (4) Sedimento laminado anóxico.

5.4. Relación de la Formación Agua Nueva en la Sierra de las Mitras con eventos de anoxia oceánica

Los intervalos de tiempo donde existieron condiciones deficientes de oxígeno libre en la columna de agua y en el sedimento son conocidos como Eventos de Anoxia Oceánica, los cuales están caracterizados por la depositación de sedimentos negros ricos en materia orgánica (Schlanger y Jenkyns, 1976; Kuijpers, 2001; Duque-Botero, 2006; Mort *et al.*, 2007; Reolid *et al.*, 20016), laminación paralela fina a escala milimétrica, y total ausencia de elementos bentónicos. Al depósito de estos sedimentos durante el límite

Cenomaniano/Turoniano se le conoce como Evento de Anoxia Oceánica (OAE 2) o evento Bonarelli, el cual ocurre dentro de la biozona de *W. archaeocretacea* (Keller *et al.*, 2001; Kuijpers, 2001; Mort *et al.*, 2007; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009; Reolid *et al.*, 2016). Sin embargo, en capas de las secciones Furlo, Italia; Eastbourn, Inglaterra; Oued Mellegue, Túnez y Oued Smara, Túnez (Keller *et al.* 2001), se han registrado periodos anóxicos cortos, también llamados primeros niveles negros o primeras facies ricas orgánicas; las cuales están registradas por debajo de la biozona *W. archaeocretacea* dentro de la biozona de *R. cushmani*, siendo asociadas a ciclos de productividad de origen astro-climático tipo Milankovitch (20 ky) (Beudoin *et al.*, 1966; Keller *et al.*, 2001; Turgeon y Brumsack, 2006; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009).

Con base a la edad de Cenomaniano Tardío (biozona de *Rotalipora cushmani*) asignada a las capas negras de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, se sugiere que éstas son coetáneas a estos periodos anóxicos cortos y que incluso podrían corresponder a las primeras facies ricas orgánicas registradas en la biozona de *Rotalipora cushmani*, previas el OAE2. Sin embargo, un análisis bioestratigráfico más detallado así como análisis de Carbono Orgánico Total, análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son necesarios para complementar los resultados obtenidos a través de petrografía y microfacies.

CONCLUSIONES

La Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras, consistió principalmente de caliza que alterna con material calcáreo deleznable tipo “chalk” y ocasionalmente con capas de material margoso y arcilloso, así como con capas negras de materia orgánica. Estas características son consistentes con lo reportado para la Formación Agua Nueva en la localidad tipo, Xilitla y Xilitlilla.

Con base en la presencia de los foraminíferos planctónicos *Rotalipora* cf. *cushmani* y *Thalmaninella* cf. *greenhornensis* se sugiere que la edad de las capas de la Formación Agua Nueva en la Sierra Las Mitras es de Cenomaniano Tardío, dentro de la biozona de *Rotalipora cushmani*.

El análisis petrográfico y de microfacies indica que la Formación Agua Nueva en la sección de la Sierra Las Mitras fue depositada bajo un ambiente de rampa carbonatada externa (RMF3) de ambiente profundo. Además, condiciones de oxidación-reducción alternaron durante su depositación, esto basado en variaciones texturales observadas en lámina delgada.

Con base en la edad de Cenomaniano Tardío asignada a las capas negras de la Formación Agua Nueva en La Sierra Las Mitras, se sugiere que éstas pueden corresponder a las primeras facies ricas orgánicas registradas en la biozona de *Rotalipora cushmani*, previas el OAE2 observadas en otras regiones del mundo.

REFERENCIAS

- Adams, A. E., Mackenzie, W.S., Guilford, C., 1984, Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope, Longman, Harlow, 104.
- Alegret, L., Thomas, E., 2013, Benthic foraminifera across the Cretaceous/Paleogene boundary in the Southern Ocean (ODP Site 690): Diversity, food and carbonate saturation: Marine Micropaleontology, 105, 40-51.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E., 2002, Eventoestratigrafía del límite Cretácico/Terciario en Aïn Settara, Tunicia: ¿disminución de la productividad y/o de la oxigenación oceánicas?: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19 (2), 121-136.
- Ángeles-Trigueros, S. A., 2012, Bioformas microscópicas en pirita sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas: Hidalgo, México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de licenciatura, 75 p.
- Ángeles-Trigueros, S. A., 2015, Evidencias petrográficas del reemplazamiento de sulfuros de hierro por óxidos de hierro en margas de la Formación Eagle Ford (Cretácico Superior) en las cercanías de Múzquiz, norte de Coahuila, México: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de maestría, 125 p.
- Atlas de petrología sedimentaria 2007-2015 (<http://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/>).
- Barragán-Manzo, R., Díaz-Otero, C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del

- Rosario, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 247-259.
- Berner, R. A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An update: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.
- Beudoin, B., M'Ban, E. P., Montanari, A., Pinault, M., 1996, Lithostratigraphic haute resolution (< 20 ka) dans le Cénoomanien du bassin d'Ombrie-Marches (Italie): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes* 323, 689–696.
- Blanco, A., 2003, Lithographic marls from Vallecillo, N.L. México: Agua Nueva Formation or a new lithologic unit? (resumen), *en Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 35 (6), 87.
- Blanco, A., Cavin, L., 2003, New Teleostei from the Agua Nueva Formation (Turonian), Vallecillo (NE Mexico): *Comptes Rendus Palevol*, 2, 299-306.
- Blanco, A., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J. G., Frey, E., Adatte, T., González, A. H., 2001, Vallecillo, Nuevo León: una nueva localidad fosilífera del Cretácico Tardío en el noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2), 186-199.
- Blanco, A., Alvarado-Ortega, J., Porras, H. M., 2004, A new fish assemblage from Upper Cretaceous Múzquiz: *GEOS*, 24 (2).
- Blanco, A., Duque-Botero, F., Alvarado-Ortega, J., 2006, Lower Turonian Fossil Lagerstätten in Mexico: their relationship to OAE-2 (resumen), *en Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 38 (7), 148.
- Blanco, A., Maurrasse, F. J., Duque, F., Delgado, A., 2011, Anoxic-dysoxic-oxic conditions in the Cenomanian Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous) in central Mexico, and their relation to Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2)

- (resumen), *en* Geological Society of America, Abstracts with Programs, 43(5), 421.
- Blanco-Piñón, A., 2003, Peces fósiles de la Formación Agua Nueva (Turoniano) en el municipio de Vallecillo, Nuevo León, NE-México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de doctorado, 345 p.
- Blanco-Piñón, A., Alvarado-Ortega, J., 2005, Fishes from La Mula Quarries, a new Late Cretaceous locality from the vicinity of Múzquiz, Coahuila, NE Mexico (resumen), *en* Fourth Internacional Meeting on Mesozoic Fishes-Systematics, Homology and Nomenclatura. Extended Abstracts with Programs, 37-41.
- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G., 2002, Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, Northeastern Mexico: Neues Jahrbuch für Geologie und paläontologie, 225 (1), 39-54.
- Blanco-Piñón, A., Alvarado-Ortega, J., Rojas-León, A., Camargo-Cruz, T., 2006, Xilitla, una asociación fosilífera del Cretácico Superior (Turoniano), San Luis Potosí, México Central (resumen) *en* X Congreso Nacional de Paleontología. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F, 25.
- Blanco-Piñón, A., Garibay-Romero, L. M., Alvarado-Ortega, J., 2007, The oldest stratigraphic record of the Late Cretaceous shark *Ptychodus mortoni* Agassiz, from Vallecillo, Nuevo León, northeastern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24 (1), 25-30.
- Blanco-Piñón, A., Garibay-Romero, F.J., Rojas-León, A., Duque-Botero, F., 2008, Cyanobacteria/Foraminifera Association from Anoxic/Disoxic Beds of the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous-Cenomanian/Turonian) at Xilitla, San Luis Potosí, Central Mexico (resumen), *en* American Geophysical Union. EosTrans. AGU 89 (23).

-
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J. M .R., Ambrocio-Cruz, S. P., Cruz-Chávez, E., Escamilla-Casas, J. C., Delgado-Ángeles, A., 2013, Eventos de anoxia oceánica en la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en México central (resumen) *en VI Encuentro de Investigación del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Extended Abstracts with Programs*, 19-28.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J. M. R., Zavala Díaz-de la Serna, F. J., López-Doncel, R. A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Juárez-Arriaga, E., 2014, Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, S.L.P. México central: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 (2), 397-412.
- BouDagher-Fadel, M. K., 2008, *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera Developments in Palaeontology and Stratigraphy 21*: Amsterdam, Elsevier, 544.
- BouDagher-Fadel, M. K., 2013, *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*: London, Office of the Vice Provost Research, University Collage, 287.
- Burchette, T. P., Wright, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sed. Geol.* 79, 3-57.
- Caldeira, K., Rampino, M. R., 1991, The Mid-Cretaceous superplume, carbon dioxide, and global warming: *Geophysical Research Letters*, 987-990.
- Canfield, D. E. Raiswell, R., 1991, Pyrite Formation and Fossil Preservation, en Allison, A.P., Briggs, G.E.D. (eds) *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*: New York-London, Plenum Press, 337-387.

-
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1-102.
- Caron, M., 1985, Cretaceous planktic foraminífera, en Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (ed), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, 17-86.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras-Vázquez, N. D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J. J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63 (2), 253-270.
- Cruz-Sampayo, L. A., 2015, Análisis de Microfacies en la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en la localidad de Xilitla, San Luis Potosí México Central y sus implicaciones paleoambientales, Venustiano Carranza, Puebla, Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Tesis de licenciatura, 105 p.
- Cushman, J. A. 1949, The Foraminiferal Fauna of the Upper Cretaceous Arkadelphia Marl of Arkansas, U.S: Geological Survey Professional Paper, 221-A, 17.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, en XX Congreso Geológico Internacional: México D. F., 87.
- Delgado-Ángeles, A., 2011, Estratigrafía y Petrografía de los sedimentos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) y sus implicaciones con Anoxia Oceánica, Hidalgo, México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de licenciatura, 102 p.

-
- Duque-Botero, F., 2006, Paleoenvironmental implications of the Indidura Formation (Cenomanian/Turonian), northeastern Mexico: A high resolution stratigraphic study, Miami, Florida, Florida International University, Tesis de doctorado, 172 p.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *en* Classification of Rocks Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 108-121.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berrasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: Su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63 (2), 285-311.
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 43, 1-38.
- Fosado-Cazares, A., 2014, Descripción petrográfica de estructuras filamentosas en la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) en Xilitla, S.L.P. México, Venustiano Carranza, Puebla, Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Tesis de Licenciatura, 88 p.
- Flügel, E., 2004, Microfacies de carbonate rocks. Analysis, interpretation and application: Institute of Paleontology, Springer. 999 p.
- Gibert, J. M., Martinell, J., 1998, El modelo de icnofacies, 30 años después: Revista Española de Paleontología, 13 (2), 267-274.

-
- Gräfe, K. U., 2005, Late Cretaceous benthic foraminifers from the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain: *Journal of Iberian Geology*, 31 (2), 277-298.
- Hernández-Flores, A., 2015, Estudio de las variaciones en las condiciones óxicas/anóxicas en la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) a través de láminas delgadas en la localidad de Xilitla, San Luis Potosí, México: Venustiano Carranza, Puebla, Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Tesis de licenciatura, 93 p.
- Holbourn, A., Henderson, A., MacLeod, N., 2013, *Atlas of Benthic Foraminifera*: Oxford, Wiley-Blackwell, 641.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R.D., BraLower, T. J., CoBabe, E., 1999, Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic: *Journal of Foraminiferal Research*, 29 (4), 392-417.
- Humphrey, W. E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with description of Aptian cephalopods from La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.
- Ice, R. G., McNulty, C.L., 1980, Foraminifers and calciepheres from the Cuesta del cura and Lower Agua Nueva (?) Formations (Cretaceous) in east-central Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 30, 403-425.
- Ifrim, C., Stinnesbeck, W., 2007, Early Turonian ammonites from Vallecillo, north-eastern Mexico: taxonomy, biostratigraphy and paleobiogeographic significance: *Cretaceous Research*, 28, 642-664.

-
- Imlay, R. W., 1936, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Imlay, R. W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 587-630.
- Jeffreys, G., 1910, Reporte Geológico de la American Gulf Oil Company. Reporte no publicado, en Muir, 1936.
- Jendryka-Fuglewicz, B., 1975, Evolution of the Jurassic and Cretaceous smooth-walled Lenticulina (Foraminifera) of Poland: Acta Paleontológica Polonica, XX (2), 197.
- Kedzierski, M., Machaniec, E., Rodríguez-Tovar, F. J., Uchman, A., 2012, Bio-events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian NApe, Rybie Section, Polish Carpathians: Cretaceous Research, 35,181-198.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T., Burns, S. J., 2001, Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England: Cretaceous Research, 22, 391-422.
- Keller, G., Pardo, A., 2004, Age and palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado: Marine Micropaleontology, 51, 95-128.
- Kemp, A. E. S., 1995, Variation of trace fossils and ichnofacies in Neogene and Quaternary pelagic sediments from the Eastern Equatorial Pacific Ocean (Leg 138): Proceedings of the Ocean Program, Scientific Results, 138, 177-190.

-
- Kuijpers, M. M. M., 2001, Mechanisms and biogeochemical implications of the mid-Cretaceous global organic carbon burial events: Universiteit Utrecht, tesis de doctorado, 135 p.
- Lamolda, M. A., Gorostidi, A., Martinez, R., Lopez, G., Peryt, D., 1997, Fossil occurrences in the upper Cenomanian–lower Turonian at Ganuza, northern Spain; an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy: *Cretaceous Research* 18, 331–353.
- Leckie, R. M., 1985, Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formations, Rock Canyon Anticline, Pueblo Colorado, en Pratt, L., Kauffman, E. G., Zelt, F. B., (eds.), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*, Field Trip Guidebook No. 4: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 139–149.
- Logan, A. G., Collins, J. M., Eglinton, G., 1991, Preservation of Organic Biomolecules, en, Allison, A.P., Briggs, G.E.D. (eds), *Taphonomy*: New York-London, Plenum Press, 1-24.
- López-Doncel, R., 1991, Mapeo geológico en el área Puente de Dios al norte de Galeana N.L. y desarrollo facial de las formaciones Aurora, Cuesta del Cura y Agua Nueva (Albiano-Turoniano) en las regiones de Galeana e Iturbide N.L.: Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 113 p.
- López-Doncel, R. A. 2004: Manual para la clasificación de las rocas carbonatadas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología.
- López-Doncel, R., Navarro-Moctezuma, A., 2007, Estudio estratigráfico-microfacial de los depósitos del Aptiano – Albiano inferior en la porción occidental de

-
- San Luis Potosí, centro-oriente de México y su relación con la incipiente Plataforma Valles – San Luis Potosí: GEOS, 27 (1), 108.
- López-Ramos, E., 1979, Geología de México; Tomo II: Private Edition, 454 p.
- Löwemark, L., 2007, Importance and Usefulness of Trace Fossils and Bioturbation in Paleooceanography, en Miller, W. (ed), Trace Fossils Concepts, Problems, Prospets, Oxford, UK, Elsevier, 413-426 p.
- Luciani, V., Cobianchi, M., 1999, The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian–Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data: Cretaceous Research 20, 135–167.
- Maldonado-Koerdell, M., 1956, Peces fósiles de México III. *en* Nota preliminar sobre los peces del Turoniano Superior de Xilitla, San Luis Potosí, México: Ciencia 16 (13), 31-35.
- MacEachern, J. A Pemberton, S. G., Gingras, M., Bann, K. L., 2007, The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective, *en* Miller, W. (ed), Trace Fossils Concepts, Problems, Prospets, Oxford, UK, Elsevier, 52-75 p.
- Mackenzie, W. S., Adams, A. E., 1996. Atlas de color de roca y minerales en lámina delgada: Mason publishing Ltd.
- McFarlan, E., Jr., Menes, S., L., 1991, Lower Cretaceous, *en* Salvador, A. (ed), The Gulf of Mexico Basin, The Geological Society of North America, 181-204.
- Mort, H., Jaquat, O., Adatte, T., Steinmann, P., Föllmi, K, Matera, V., Berner, Z., Stüben, D., 2007, The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli

-
- Level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation: *Cretaceous Research*, XX, 1-16.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter- Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko- Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes: Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alemania, Tesis de doctorado, 247 p.
- Muir, J. M., 1934, Limestone reservoir rocks in the Mexican oil fields, en *Problems of Petroleum Geology: American Association of Petroleum Geologists*, 377-398.
- Muir, J. M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico, en, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 280.
- Negra, M. H., Zagrarni, M. F., Hanini, A., 2011, The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and enviromental signification: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 507-519.
- Nederbragt, A., Fiorentino, A., 1999, Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian-Turonian boundary event in Oued Mellegue, northwestern Tunisia: *Cretaceous Research* 20, 47–62.
- Neuendorf, K. K. E., Mehl, J. P. Jr., Jackson, A. J., 2005, *Glossary of Geology*, Fifth Edition, Alexandria Virginia: American Geological Institute, 779.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Carles, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 (3), 491-505.

-
- Núñez-Useche, F., Carles, C., Barragán, R., Alfonso, P., 2016, Bioevents and redox conditions around the Cenomanian-Turonian anoxic event in Central Mexico: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 205-226.
- Olivero, D., Gaillard, C., 2007, A Constructional Model for Zoophycos, en Miller, W. (ed), *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*, Oxford, UK, Elsevier, 466-476 p.
- Omaña, L., Torres, J. R., López-Doncel, R., Alencáster, G., López-Caballero, I., 2014, A pithonellid Bloom in the Cenomanian-Turonian Boundary interval from Cerritos in the western Valles-San Luis Potosí platform, México: *Paleoenvironmental significance: Revista Mexicana de Ciencias Biológicas*, 31 (1), 28-44.
- Oschman, W., 1991, Anaerobic-Poikiloaerobic-Aerobic: a new facies zonation, en Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., (eds), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 565-571 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, *Geología y Estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León*: *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2 (1), 37-44.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico*: Texas, University of Texas at Austin, tesis de doctorado, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1985, *Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí*: *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 6 (1), 1-20.

-
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25 (1), 157-206.
- 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*, LIX (1), 19-42.
- Pemberton, S. G., MacEacher, J. A., Gingras, M., 2007, The antecedents of invertebrate Ichnology in North America: The Canadian and Cincinnati Schools, en: Miller, W. (ed), *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*, Oxford, UK, Elsevier, 14-29 p.
- Premoli-Silva, I., Sliter, W. V., 1994, Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione Section, Gubbio, Italy: *Palaeontographica Italia*, 81, 2–90.
- Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C. A., Alegret, L., Molina, E., 2016, The biotic crisis across the Anoxic Event 2: Palaeoenvironmental inferences based of foraminiferal and geochemical proxies from South Iberian Palaeomargin: *Cretaceous Research*, 60, 1-27.
- Robaszynski, F., Zagrarni, M. F., Caron, M., Amédro, F., 2010, The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia): *Cretaceous Research*, 31 (1), 1-15.
- Rodríguez-Tovar, F., Uchman, A., Martín-Algarra, A., 2009, Oceanic Anoxic Event at the Cenomanian–Turonian boundary interval (OAE-2): ichnological approach from the Betic Cordillera, Southern Spain: *Letahia*, 42, 407-417.

-
- Rojas-León, A., 2008, Estudios de los sedimentos de la Formación Agua Nueva (C/T) en Xilitla, S.L.P., México y su relación con el OAE 2: Hidalgo, México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, tesis de licenciatura, 121 p.
- Rojas-León, A., Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J. M. R., Hernández-Ávila, J., 2008, Contenido de materia orgánica en los sedimentos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano) en Xilitla, San Luis Potosí y su relación con el OAE2 (resumen), en Actas del Instituto Nacional de Geoquímica, Abstracts with Programs 18, 55-57.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas, P. R., Escamilla, H., 1990, Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico): Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto CAO-3052. 140.
- Santana-Salas, L. A., 2012, Análisis de microfacies y paleoictiología de la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de maestría, 109 p.
- Santiago, J., Carrillo, B. B., Martell, A., 1984, Geología Petrolera de México, en, Marmissolle-Daguerre (ed), Evaluación de Formaciones de México: Schlumberger, I-1-I-36 p.
- Santiago-Carrasco, B., Martínez-Ramos, C. J. M., Sánchez-Bermeo, G., Palacios-García, R., Chiapa-García, R., 2008, Carta Geológico-Minera Monterrey G14-7, 1:250, 000, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

-
- Savrda, C. E., 2007, Trace Fossils and Marine Benthic Oxygenation, en, Miller, W. (ed), Trace Fossils Concepts, Problems: Oxford, UK, Prospects Elsevier, 149-156 p.
- Schieber, J., 1999, Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record: *Palaios*, 14, 3-12.
- Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C., 1976, Cretaceous Oceanic Anoxic Events; Causes and consequences: *Geologie en Mijnbouw*, 55, 179-184.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Scholle, P. A., 1987, The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion: *Geological Society Special Publication*, 26, 371-399.
- Scholle, P., Ulmer-Scholle, D. S. 2003, A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis: Oklahoma, U.S.A., American Association of Petroleum Geologists, 474.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, The Geology of North America, en Salvador, A. (ed), The Gulf of Mexico Basin, The Geological Society of North America, 205-242.
- Stephenson, L. W., 1922, Some Upper Cretaceous shells of the Rudistid group from Tamaulipas, Mexico, *Proc. U.S. Natural History Museum*, 61, 2422.
- Sur, S., Schieber, J., Banerjee, S., 2006, Petrographic observations suggestive of microbial mats from Rampur Shale and Bijaigarh Shale, Vindhyan basin, India: *Journal of Earth System Science*, 115, 61-66.

-
- Suter, M., 1990, Carta Geológica de México, Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), 1:000,000, México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1 mapa con texto, 55.
- Szinger, B., 2008, Early Cretaceous foraminifera from atoll environment (Márévár Valley, Mecsek Mountains, Hungary): *Hantkeniana*, 6, 127-143.
- Tibert, N., Leckie, R. M., 2013, Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) foraminifera from the westernmost Colorado Plateau, southwest Utah, U.S.A: *Micropaleontology*, 59 (6), 30.
- Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990, *Carbonate sedimentology*, Oxford, Blackwell Science Ltd, Publications, 482 p.
- Turgeon, S., Brumsack, H. J., 2006: Anoxic vs. dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy: *Chemical Geology* 234, 321–339.
- Uchman, A., Rodríguez-Tovar, F. J., 2009, Ichnofabrics of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Betic Cordillera, southern Spain (resumen), en *Berichte Geol. B.-A abstract with Programs* 78, 4.
- Vera-Torres, J. A., 1994, *Estratigrafía: principios y métodos*: Madrid, Rueda, 806.
- Villarreal-Barragán, J. I., 2006, Análisis microfacial de la Formación Agua Nueva, Cretácico Superior (Turoniano), en la Sierra las Mitras, SMO, México: Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 64 p.

Wilson, J. L., 1990, Basement structural control on Mexico carbonate facies in northeastern Mexico- a review: Special. Publs. Int. Ass. Sediment, 9, 235-255.