

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS BIOLÓGICAS



**AMMONOIDEOS DE LA FORMACIÓN TARAISES (VALANIGINIANO-
HAUTERIVIANO) CRETÁCICO INFERIOR, EN DOS LOCALIDADES
DE NUEVO LEÓN, MÉXICO; CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS
Y PALEOAMBIENTALES**

POR

GRETA GUADIANA PADILLA

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS CON ACENTUACIÓN EN MANEJO
DE VIDA SILVESTRE Y DESARROLLO SUSTENTABLE**

ENERO, 2018

AMMONOIDEOS DE LA FORMACIÓN TARAISES (VALANIGINIANO-HAUTERIVIANO) CRETÁCICO INFERIOR, EN DOS LOCALIDADES DE NUEVO LEÓN, MÉXICO; CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS Y PALEOAMBIENTALES.

Comité de tesis



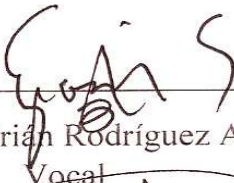
Dr. Luis Encarnación Silva Martínez
Director de Tesis



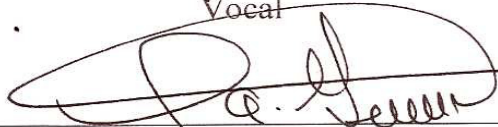
Dr. Jesús Ángel de León González
Secretario



Dra. Susana Favela Lara
Vocal



Dr. Gabino Adrián Rodríguez Almaráz
Vocal




Dr. Juan Antonio García Salas
Vocal



AMMONOIDEOS DE LA FORMACIÓN TARAISES (VALANIGINIANO-HAUTERIVIANO) CRETÁCICO INFERIOR, EN DOS LOCALIDADES DE NUEVO LEÓN, MÉXICO; CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS Y PALEOAMBIENTALES.

Dirección de Tesis

A handwritten signature in black ink, consisting of a large, stylized 'L' followed by 'Encarnación Silva Martínez' written in a cursive script.

Dr. Luis Encarnación Silva Martínez

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ciencias Biológicas y a la Universidad Autónoma de Nuevo León por apoyar mis estudios de maestría. Al Laboratorio de Paleobiología, F.C.B., por brindarme la oportunidad de llevar a cabo este trabajo de tesis, así como a todos los que colaboran dentro del mismo.

Asimismo, agradezco a mi comité de tesis el Dr. Jesús Ángel de León González, la Dra. Susana Favela Lara, el Dr. Gabino Adrián Rodríguez Almaraz y al Dr. Juan Antonio García Salas y especialmente a mi director el Dr. Luis Encarnación Silva Martínez, muchas gracias por las correcciones, consejos, facilitación de material bibliográfico, llamadas de atención y por su tiempo.

Gracias también al Dr. Alberto Blanco Piñón, por compartirme literatura importante, al M.C. Hidalgo Rodríguez Vela, por el material prestado en el laboratorio y al Dr. David Lazcano Villarreal por sus correcciones y consejos en la redacción de la tesis

Gracias especiales a mis amigos, Gonzalo, José Luis, Miros y Gaby, que ayudaron en las salidas a campo y con fichas bibliográficas, parte muy importante de esta investigación y al resto de los amigos y personas que contribuyeron en cualquiera de los procesos de elaboración de este proyecto, que probablemente estoy olvidando mencionar, gracias.

DEDICATORIA

A mi Padre René, que siempre fomentó mi curiosidad desde pequeña y que, gracias a su total apoyo, me decidí por la carrera más noble que existe.

A mi madre Juanita, que me ha apoyado ciegamente durante toda esta etapa, y que ha puesto mucho de su parte para ayudarme a conseguir lo que quiero. Gracias eternas.

A mi hermano Emilio, que realmente no hizo nada, pero es mi hermano y quería ponerlo en la dedicatoria.

ÍNDICE GENERAL

	PÁGINA
1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES	2
2.1 Geológico/Estratigráficos	2
2.2 Taxonómicos	3
2.3 Tafonómicos	4
2.4 Paleoambientales	5
2.5 Correlación estratigráfica/bioestratigráfica	6
3. JUSTIFICACIÓN	7
4 HIPÓTESIS	8
5. OBJETIVOS DEL TRABAJO	9
5.1. Objetivo general	9
5.2. Objetivos específicos	9
6. MATERIAL Y MÉTODOS	10
6.1 Material	10
6.2 Método	10
6.3 Diseño experimental y análisis estadístico	12
6.4 Localización del área de estudio	12
7. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO	14
7.1 Ubicación geográfica	14
7.2. Fisiografía	14
7.3. Relieve	15

7.4. Topografía	15
7.5 Geología	15
7.6 Estratigrafía	16
7.7 Edafología	16
7.8 Hidrología	16
7.9 Clima, condiciones meteorológicas y precipitación	17
7.10 Vegetación y flora	17
7.11 Fauna	18
8. GEOLOGÍA	20
8.1. Geología estructural	21
8.2. Paleogeografía	21
8.2.1. Jurásico	22
8.2.2. Cretácico	25
9. ESTRATIGRAFÍA	32
9.1 Fm. La casita	32
9.2 Fm. Taraises	33
9.3 Fm. Cupido	36
9.4. Estratigrafía del área de estudio	37
10. DEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN TARAISES	40
10.1 Litología y distribución	41
10.2 Ambiente de depósito	43
10.3 Correlación	44
10.4 Importancia económica	44

10.5 Formación Taraises en el área de estudio	45
11. PETROGRAFÍA Y MICROFACIES	47
11.1 Facies sedimentarias	47
12. RESULTADOS	49
12.1 Análisis de microfacies	49
12.2 Interpretación paleoambiental	59
12.3 Implicaciones tafonómicas	60
12.4 Pruebas estadísticas	69
12.5 Correlación estratigráfica	72
13. DISCUSIÓN	74
14. CONCLUSIONES	78
15. PERSPECTIVAS	79
16. PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA	80
17. BIBLIOGRAFÍA	107
18. RESUMEN BIOGRÁFICO	115
ANEXOS	
Anexo 1. Láminas de ammonoideos y microfósiles	85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resultado de las láminas analizadas, Localidad 1, La Huasteca, Santa Catarina.	55
Tabla 2 Resultado de las láminas analizadas, Localidad 2, Sierra de Pablillo, Galeana.	57
Tabla 3 Comparación de las localidades.	58
Tabla 4. Ammonoideos en El Cañón de la Huasteca.	62
Tabla 5. Tabla de merística, localidad 1.	62
Tabla 6 Ammonoideos en Pablillo, Galeana.	63
Tabla 7 Comparación de muestras identificadas para la localidad 2 en Pablillo, Galeana.	63
Tabla 8. Tabla de merística, localidad 2.	64
Tabla 9. Ammonoideos en el ejido Pablillo, Galeana.	65
Tabla 10. Principales parámetros tafonómicos analizados en las muestras y qué indica/dónde se formó.	66
Tabla 11. Rangos estratigráficos de los géneros reportados.	68
Tabla 12a. Resultados de índices estadísticos para localidad 1.	69
Tabla 12b. Resultados de índices estadísticos para localidad 1.	70
Tabla 13. Resultados de índices estadísticos para localidad 2.	71
Tabla 14. Comparación de las características encontradas en los dos afloramientos muestreados.	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio en la Sierra Madre Oriental.	13
Figura 2. Principales elementos Paleogeográficos del norte de México para el Jurásico Tardío.	22
Figura 3. Paleogeografía del Noreste de México durante durante Jurásico Tardío, donde se muestra los elementos paleogeográficos Península del Burro-Peyotes, Bloque de Coahuila y el Archipiélago de Tamaulipas	24
Figura 4. Paleogeografía del Noreste de México durante el Berriasiano-Valanginiano.	25
Figura 5. Paleogeografía del Noreste de México en el Berriasiano-Aptiano.	26
Figura 6. Paleogeografía del Noreste de México, Albiano-Cenomaniano.	28
Figura 7. Paleogeografía del Noreste de México durante el Turoniano.	29
Figura 8. Paleogeografía del Noreste de México durante el Coniaciano-Santoniano.	30
Figura 9. Paleogeografía del Noreste de México durante el Campaniano-Maastrichtiano.	31
Figura 10. Columna estratigráfica de Nuevo León.	39
Figura 11. Mapa de los sitios de muestreo y colecta de los ammonoideos, en el estado de Nuevo León, México.	46
Figura 12. Elementos observados en una lámina delgada.	47
Figura 13. Secuencia estratigráfica del sitio 2, donde se observa la alternancia de calizas y margas de la Formación Taraises en el Ejido Pablillo, Galeana, N.L.	48
Figura 14. Texturas de Dunham (1962), a) se aprecia una textura mudstone y b) una textura wackestone. Las muestras pertenecen a la localidad 2.	49

Figura 15. Secuencia estratigráfica del sitio 1, en el Cañón de la Huasteca, donde se observa la alternancia de calizas y calizas arcillosas.	50
Figura 16. Imagen de la secuencia estratigráfica en el sitio 2 que muestra el plegamiento de las capas, presentando un rumbo de 60° NE.	51
Figura 17. Imagen panorámica del afloramiento de la Fm. Taraises en el ejido Pablillo, Galeana.	51
Figura 18. Columna estratigráfica. Localidad 1, Cañón de la Huasteca.	52
Figura 19. Columna estratigráfica. Localidad 2, Ejido Pablillo Galeana.	53
Figura 20. SMF microfacies estándar (Flügel, 1972) y ZF facies sedimentarias (Wilson, 1975).	58
Figura 21. Esquema de preservación de conchas.	59
Figura 22. Morfología de la concha de los ammonoideos.	60
Figura 23. Características tafonómicas importantes.	61
Figura 24, 25. Características tafonómicas en ammonoideos.	66
Figura 26. Ambientes marinos.	73
Figura 27. Características morfológicas de los ammonoideos.	80

ÍNDICE DE GRÁFICAS

Gráfica 1 Número de muestras por capa en la localidad 1.	69
Gráfica 2. Número de muestras por capa en la localidad 2.	70

LISTA DE SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

Fm: Formación

Mda: Millones de años

RESUMEN

Se muestrearon en el estado de Nuevo León dos localidades de la Formación Taraises, correspondiente al Cretácico Inferior. Se obtuvieron muestras de roca y fósiles de ammonoideos para determinar las condiciones paleoecológicas en las que se sedimentaron sus cadáveres. Para indicar dichas condiciones se determinaron las texturas de las microfacies para cada localidad y aunado con el contenido micropaleontológico, se obtuvieron las condiciones de sedimentación en las que se formaron dichos afloramientos. Para hacer una inferencia adecuada, se analizaron características tafonómicas en los fósiles encontrados en cada zona de muestreo, además de integrar los resultados de diversidad y dominancia de organismos. Una vez obtenidos los resultados para cada localidad, se hizo una comparación de todos los factores encontrados y se concluyó que las condiciones de sedimentación determinan el estado de preservación de los fósiles y que la edad de las localidades es diferente para las dos zonas de colecta.

Palabras clave: Formación Taraises, Cretácico Inferior, Ammonoideos, Tafonomía, Microfacies, Ambiente de depósito, Paleoecología, Correlación Estratigráfica/Bioestratigráfica

ABSTRACT

Two localities of the Taraises formation, corresponding to the Lower Cretaceous, were sampled in Galeana, in the state of Nuevo León. Samples of rock and fossils of ammonoids were obtained to determine the paleoecological conditions in which their bodies were sedimented. To indicate these conditions, the textures of microfacies were determined for each locality and, in addition to the micropaleontological content, sedimentation conditions were obtained in which these outcrops were formed. To make an adequate inference, taphonomic characteristics were analyzed in the fossils found in each sampling zone, in addition to integrating the results of diversity and dominance of organisms. Obtained results for each locality, in which a comparison of all the factors found was made, it was concluded that both the sedimentation conditions determine the state of preservation of the fossils and that the age of the localities is different for the two collection areas.

Key words: Taraises Formation, Lower Cretaceous, Ammonoids

1. INTRODUCCIÓN

La presente investigación se centra en determinar las características paleoambientales y tafonómicas de los ammonoideos en dos afloramientos de la Formación Taraises (uno en el Cañón de La Huasteca y el otro en el ejido de Pablillo, Galeana, Nuevo León), esta unidad litológica se reporta para el noreste de México y corresponde al Cretácico Inferior. Los ammonoideos, son un grupo extinto de la clase Cephalopoda y gracias a sus características morfológicas, al aragonito del que estaba hecha su concha y a la abundante diversificación que sufrieron durante el Mesozoico, se convirtieron en parte importante del registro fósil y una herramienta fundamental de la paleontología y la geología para datar la edad relativa de las muestras de rocas. Para determinar las condiciones paleoambientales, en este caso, de los ammonoideos, se aplican diversas técnicas, entre ellas la elaboración y posterior interpretación de láminas delgadas, elaboradas a través de muestras de roca, para analizar su estructura y el contenido micropaleontológico y determinar así, la zona marina en la que se depositó el sedimentó. La examinación de la paleobiota ayuda a definir la edad a la que pertenece la secuencia que está siendo analizada.

La tafonomía, es parte de la paleontología y se encarga de estudiar los procesos de formación de los fósiles y los yacimientos fosilíferos. Utiliza técnicas diversas desde las físicas como la observación, hasta las más complejas que hacen uso de la geoquímica, la sedimentología y la ecología. La aplicación de parámetros tafonómicos que quedan marcados en cada fósil de ammonoideo, facilita el proceso de interpretación paleoambiental, ya que una de sus aplicaciones incluye el definir si el fósil pertenece al lugar de muestreo o fue colocado ahí por procesos geológicos, esto hace más completo el estudio que solo el análisis de las microfacies. (Fernández-López, 1997, 2000).

Aunque los estudios tafonómicos son aplicados a investigaciones en algunos lugares del mundo y en campos de estudio como la criminología, en México, los estudios tafonómicos en el campo de la paleontología aún son muy escasos y su implementación en diversas investigaciones ayudaría a cerrar el sesgo principalmente del registro fósil.

2. ANTECEDENTES

2.1 Geológico/Estratigráficos

La Formación Taraises, del Cretácico Inferior, en el noreste de México, está formada por calizas fosilíferas y calizas arcillosas, con algunos horizontes de lutitas, así como material clástico de la Formación La Casita del Jurásico Superior, con una edad Neocomiano Superior (Imlay, 1936). Imlay (1936), realizó la descripción en la formación tipo en el Cañón Taraises de la Sierra de Parras, la subdividió en los miembros Basal, Intermedio y Superior. Estudios posteriores realizados por él mismo y otros autores, dividen el área en solo dos miembros; el miembro Lente San Juan, que constituye la base de la Formación, contiene calizas tipo wackestone-mudstone, de colores grises, en estratos gruesos con abundantes ammonites y un miembro superior conocido como Miembro Arenoso Galeana, que está formado por una secuencia altamente arenosa con intercalaciones de lutitas y areniscas conglomeráticas que generalmente contienen ammonites y belemnites (Ocampo-Díaz et al., 2008). Infrayace de manera concordante y transicional a la Formación Cupido; y sobreyace por contacto normal a la Formación La Casita (Ocampo-Díaz et al. 2008).

Inicialmente Imlay (1936) registró un espesor que varía de 143.3 m. a 148.4 m.; posteriormente el mismo autor (1940) reporta 300.23 m. Estudios posteriores como el realizado por Personal de PEMEX, menciona que el espesor de la unidad presenta gran variabilidad, reportándose medidas que varían de los 25 m a 210 m. Para el Cañón de Santa Rosa en Iturbide, el Léxico Estratigráfico de México (2012) reporta espesores de entre 200 m a 350 m.

Las interpretaciones sobre el ambiente de depósito en que se originó la Formación son muy variadas dependiendo las características litológicas y la fauna asociada; van desde plataforma externa, con una profundidad moderada o plataforma abierta en forma de rampa, a plataforma somera cercana a la línea de costa, de acuerdo a sus características litológicas, principalmente a caracteres en sus sedimentos; también ha sido interpretada con facies de la zona batial y facies pelágicas. Algunos trabajos demuestran que la Formación se depositó en una cuenca profunda, rodeado de un ambiente reductor y con

deposición cinagética de pirita. Otros indican que la deposición se dio en cuencas profundas, con condiciones tranquilas, esto con base en características texturales y paleontológicas. De forma particular, el miembro Lente de San Juan es interpretado como depósito de cuenca que cambia lateralmente a facies de margen arrecifal, y al Miembro Arenoso Galeana como parte de un depósito sublitoral y un complejo deltaico (Léxico Estratigráfico de México, 2012).

2.2 Taxonómicos

Sus características litológicas y la presencia del ammonite *Olcostephanus* sp. hicieron a la Formación Taraises, clave en el descubrimiento de la estratigrafía de la Sierra de Parras. La Formación Taraises es la base del Cretácico y debido a su fauna ampliamente distribuida, su estudio es esencial para un conocimiento de la estratigrafía del Mesozoico de México (Imlay 1938). El mismo autor, muestra que la Formación Taraises mantiene una notoria similitud litológica sobre su amplia área de distribución en México, que contiene gran y distintiva fauna en cefalópodos del Neocomiano (Barriasiano al Hauteriviano inferior-medio), y que en áreas donde las rocas del Jurásico y el Cretácico están expuestas, su determinación es esencial para desentrañar su estratigrafía y estructura. Cabe destacar su contenido microfaunístico, del cual Padilla y Sánchez, (1985) reportó tintínidos, nanocónidos y calpionélidos.

Entre los ammonoideos reportados para Cretácico Inferior según Tardy (1972), se encuentran, en el Hauteriviano Inferior *Olcostephanus* sp., *Leopoldia* sp., y *Mexiconoceras* sp., para la Sierra Madre Oriental. En la misma región, Ocampo-Díaz et al. (2012) reportan a *Berriasella* sp., *Apiticeras* sp., *Neocomites* sp., *Thurmannites* sp., y *Acanthodiscus* sp. Eguiluz de Antuñano et al. (2012) indican que los ammonites correspondientes a la Formación Taraises tanto en Tamaulipas como en el Huizachal, que contienen *Olcostephanus* sp., también reportado por Tardy et al. (1976) para Nuevo León. Imlay (1937), describe la presencia de *Olcostephanus* sp. en las capas más bajas de la Formación Taraises correspondiente a la Sierra de Parras, indicando que no son más antiguas que el Valanginiano. Abundantes muestras fósiles se encuentran en zonas más superiores de la Formación. Las zonas más antiguas del miembro superior contienen

especies pertenecientes a los géneros *Acanthodiscus* sp., *Distoloceras* sp., *Neocomites* sp., *Thurmanites* sp., *Kilianella* sp., *Olcostephanus* sp., y *Bochianites* sp.

2.3 Tafonómicos

Los fósiles de ammonoideos son abundantes en los sedimentos marinos mesozoicos, pero la distribución original de las conchas pudo ser modificada durante su fosilización (Fernández-López, 1997). La tafonomía es un subsistema conceptual de la paleontología cuyo objetivo es averiguar cómo ha sido producido y que modificaciones ha experimentado el registro fósil (Fernández-López, 2001). Este término fue propuesto por el paleontólogo ruso Efremov en 1940 a partir de las palabras griegas “*taphos*” que significa enterramiento y “*nomos*” que significa ley, literalmente “las leyes del enterramiento” (Fernández-López, 1988).

Para interpretar la conservación de los fósiles y de los mecanismos de fosilización hay que tener en cuenta la forma original de los elementos tafonómicos y los cambios ambientales a los que estos fueron sometidos, además de los procesos sucesivos y las modificaciones que experimentaron los tafones hasta el momento del descubrimiento. (Fernández-López, 2005).

Este proceso comienza desde que los organismos mueren. Se debe de considerar como punto de partida a las asociaciones biológicas de un área (Biocenosis), durante esta etapa son las características biológicas de cada grupo taxonómico, las que determinan una mayor o menor probabilidad de preservación (Fernández-López, 2000).

Al morir los organismos, el proceso tafonómico inicia con la acumulación de los restos orgánicos en una localidad (tanatocenosis del griego *tanathos*-muerte; *cenosis*-común), durante ella se lleva a cabo una segunda selección de las formas orgánicas originales. Durante este proceso de acumulación de restos se conjugan factores tanto biológicos, geológicos y fisicoquímicos, que influyen definitivamente en dicha acumulación.

El siguiente paso de la Tafonomía es el enterramiento de los restos orgánicos, denominado como tafocenosis, y los factores geológicos y fisicoquímicos van a definir la mayor influencia sobre los restos de los organismos. Cabe resaltar, que durante esta etapa existe

un transporte de los restos, lo que puede suceder previo o posterior al enterramiento de los mismos (Fernández-López, 2000).

La siguiente etapa es la fosilización, en la cual se eliminan las formas carentes de esqueleto o que lo tienen cartilaginoso o poco mineralizado, aún los esqueletos mineralizados pueden perderse por disolución. Finalmente tenemos la orictocenosis o asociación de fósiles en el yacimiento.

Dependerá de la estabilidad del mineral, la dirección que el cambio va a seguir, es decir la disolución o preservación del esqueleto, al permitir o facilitar que los restos orgánicos puedan conservarse como evidencia directa o indirecta (Behrensmeyer, 1984).

El proceso de mineralización implica la migración de fluidos y la difusión de sustancias, lo cual provoca un cambio en la composición mineralógica original del esqueleto, ya sea por adición de nuevos minerales o reemplazo de minerales preexistentes. Lo más común es que el calcio y sílice presentes en el medio se precipiten y conserven los restos enterrados, aunque dependiendo de las condiciones ambientales puede haber formación de pirita, fosfato o pedernal (Behrensmeyer, 1984).

La recristalización implica un cambio de textura, ya sea en forma, tamaño u orientación de los componentes minerales de los restos conservados; si hay un crecimiento de los cristales, los restos son obliterados, destruidos o deformados; en cambio si los cristales minerales reducen su tamaño a formas microcristalinas, los restos se preservan (Behrensmeyer, 1984).

2.4 Paleoambientales

La interpretación paleoambiental se logra teniendo previamente la estratigrafía de la Formación y la clasificación taxonómica de la paleobiota colectada. Para realizar inferencias paleoecológicas es indispensable un estudio tafonómico previo, que indique la proximidad de la asociación a una paleobiocenosis. Así, cuanto más próxima este la asociación al modelo de paleobiocenosis, más útil será para realizar la interpretación paleoecológica (Albesa et al., 1997). De este modo, analizando la coherencia hábitat-fauna, la fragmentación y alteración litológica, la densidad y orientación de los fósiles y

las características sedimentológicas de las muestras de roca, es como se obtiene la interpretación precisa de un paleoambiente.

2.5 Correlación estratigráfica/bioestratigráfica

La estratigrafía sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica. Es una de las técnicas de mayor interés en la estratigrafía ya que se utiliza para comparar dos o más secciones estratigráficas de un intervalo de tiempo semejante, a partir de alguna propiedad definida.

Las correlaciones estratigráficas de dos o más secciones locales relativamente cercanas entre sí permiten reconstruir la geometría de la cuenca en la que se depositaron las unidades litoestratigráficas, indica los eventos geológicos sucedidos, y, por tanto, la historia geológica de nuestro planeta. Gracias a ella, es posible establecer relaciones de tiempo y continuidad, y como hemos mencionado, correlacionar depósitos en lugares geográficamente distantes. (Barragán et al. 2010).

La unidad bioestratigráfica básica es la biozona, que son cuerpos rocosos caracterizados por su contenido fósil y, si los fósiles han sido adecuadamente seleccionados entre grupos de corta duración, amplia distribución geográfica, amplia independencia de las facies, entre otros factores a tener en cuenta, entonces dichas biozonas permiten justificar las correspondientes divisiones cronológicas (Fernández-López, 1988).

Adatte et al. (2007), realizó un estudio sobre correlación multiestratigráfica del límite estratigráfico Jurásico - Cretácico del noreste de México, estableciendo las correlaciones micropaleontológicas y macropaleontológicas de varios perfiles reconstruyendo así la paleogeografía y el ambiente sedimentario, en el menciona la presencia del género de microfósil *Calpionella* que indica una edad del Berriasiano siendo un fósil guía y para los ammonoideos mencionan al género *Berriasella* y *Thurmanniceras* para el Berriasiano.

3. JUSTIFICACIÓN

La importancia de esta investigación radica, además de contribuir al conocimiento científico, a implementar técnicas precisas de reconstrucción paleoambiental ya que la tafonomía es una herramienta que explica los procesos que suceden para que se formen los fósiles, y es poco utilizada en las investigaciones geológicas y paleontológicas en el país. Elaborar estudios de tipo tafonómico, permite la reconstrucción de la velocidad de descomposición de los restos y la velocidad de enterramiento de estos, lo cual ayuda a comprender los procesos de sedimentación que tuvieron lugar. Los estudios tafonómicos permiten reconstruir la composición faunística, paleoambiental y los procesos de sucesión de comunidades, además de ayudar a entender los datos y procesos que presenta el registro fósil para poder aplicarlos a cuestiones paleobiológicas y paleoecológicas.

La aplicación de estas técnicas para detección de hidrocarburos y en minería, ayudaría a determinar la cercanía de condiciones favorables para aprovechamiento de ellas.

4. HIPÓTESIS

Las características litológicas encontradas a lo largo de la Formación Taraises en las dos localidades del estado de Nuevo León, determinan la condición tafonómica de la preservación de los ammonoideos y permiten inferir el paleoambiente encontrado en las localidades.

5. OBJETIVO DEL TRABAJO

Objetivo General

Determinar las características tafonómicas y paleoambientales de los ammonoideos de la Formación Taraises, en dos localidades del estado de Nuevo León.

Objetivos Específicos

- Determinar las microfacies en base a la técnica de lámina delgada.
- Interpretar el paleoambiente de la secuencia de rocas de la Formación Taraises.
- Identificar procesos tafonómicos que permitieron la conservación de los ammonoideos colectados en las dos localidades de la Formación Taraises.
- Correlacionar estratigráficamente las dos localidades de la Formación Taraises.

6. MATERIAL Y MÉTODOS

6.1 Material

El material estudiado está representado por moldes e impresiones de ammonoideos fósiles en diferentes estados de conservación y muestras de roca de los estratos de la Formación Taraises en dos localidades de Nuevo León: una en El Cañón de la Huasteca en Santa Catarina y la otra en la Sierra Pablillo en Galeana.

6.2 Método

El análisis de las muestras en campo se realizó en base al método de análisis tafonómico, propuesto por Fernández-López (1988), el cual consiste principalmente en la observación de los elementos registrados, asociaciones conservadas, características estructurales, entre otros elementos que se encuentran in situ y que permiten hacer suposiciones de los procesos por los cuales atravesó dicho organismo hasta el momento de ser encontrado.

A los análisis de observación macro y microscópicos de paleobiota, se integraron técnicas estratigráficas. Para el control de datos y muestras de la secuencia estratigráfica, para cada localidad, se midió con cinta métrica y se establecieron estaciones, midiéndose los intervalos entre ellas en centímetros. A estas estaciones se les asignó una clave específica, todo esto, siguiendo los protocolos de Compton (1983); con ayuda de una cinta métrica se estableció el espesor real de los estratos. Se registraron características diagnósticas de las muestras como el espesor, el color intemperizado y el color fresco, la litología aparente, la textura, bioturbaciones y presencia de estructuras especiales y fósiles. La toma de las muestras de roca se hizo con un cincel y un martillo ladrillero. Se tomaron las muestras de entre 500 g a 1 kg y éstas se etiquetaron y almacenaron en bolsas de polietileno cristalinas previamente etiquetadas con la misma clave. Aunado a esto se colectaron los

ejemplares fósiles en las mejores condiciones de los diferentes estratos, y se realizó un registro fotográfico del resto como parte del trabajo.

Para analizar la estructura interna de las muestras, se obtuvo un corte delgado de roca, usando primero una sierra diamantada y posteriormente desbastando con lijas o abrasivo de distintos grosores hasta obtener una lámina de unas cuantas micras, utilizando el método de Reed & Mergner, (1953).

Las rocas se procesaron teniendo en cuenta los datos obtenidos en campo y a partir de las muestras, éstas se fragmentaron en piezas más pequeñas para poder realizar los cortes de las almohadillas, para ser manipuladas de forma más práctica. Aquí es donde se procedió a elaborar las laminillas las cuales se analizaron microscópicamente para determinar el ambiente de depósito y microfacies, usando los criterios de Folk (1962) y Dunham (1962).

Para la identificación taxonómica de los ammonoideos se utilizaron características morfológicas y el criterio de Moore (1964). Partiendo de los caracteres morfológicos conservados en los especímenes como la sutura, tipo de enrollamiento, forma de la sección de la vuelta y ornamentación, se compararon las especies encontradas en las dos localidades muestreadas de la Formación Taraises en Nuevo León. Para determinar especies asociadas, se siguieron los criterios taxonómicos utilizados por autores especialistas para cada grupo encontrado.

Cuando se tuvo en conjunto la información taxonómica y la de microfacies, se procedió a hacer las inferencias de las edades geológicas, el ambiente de deposición de los sedimentos (paleoambientes), y las características tafonómicas.

La correlación estratigráfica de los afloramientos se realizó comparando los datos de la interpretación de las microfacies y del análisis de especies presentes y ausentes en los afloramientos para poder indicar si la sedimentación se dio en las mismas condiciones paleoambientales.

6.3 Diseño experimental y análisis estadístico

Se realizó el análisis estadístico con el programa estadístico PAST versión 2.17c, donde se vaciaron los datos del muestreo y se aplicaron índices de dominancia de Simpson y diversidad de Shannon-Wiener, los cuales están diseñados para valorar el número de individuos por género entre el número de géneros, y con ello obtener un valor de diversidad (Moreno, 2001), que permite establecer un parámetro de la estructura de las comunidades y en este caso de las asociaciones fósiles, dando así una caracterización cuantitativa del afloramiento.

6.4 Localización del área de estudio

El área de estudio (Figura 1) está formada por dos localidades, una se encuentra en el Cañón de la Huasteca en Santa Catarina, N.L., representado por el punto blanco superior de la Figura 1. Las rocas que afloran son fundamentalmente calizas y lutitas (Secretaría de Desarrollo Sustentable, 2010). La segunda localidad se encuentra en el municipio de Galeana Nuevo León, representada por el punto blanco inferior en la misma imagen, y presenta la misma litología. Las localidades corresponden a las siguientes coordenadas:

- Fm. Taraises: 25°38'36.20"N 100°27'57.65"O La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León
- Fm. Taraises: 24°33'14.89"N 100° 1'34.03"O Galeana, Nuevo León.



Figura 1. Mapa de localización del área de estudio en la Sierra Madre Oriental.

7. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

7.1 Ubicación geográfica

El área de estudio se divide en dos sitios, uno se encuentra en el Cañón de la Huasteca en Santa Catarina, N.L., está ubicada a 9 Km. al poniente de Monterrey, formando parte del área conurbada. Colinda al norte con García, General Escobedo y San Pedro Garza García; al oriente con San Pedro Garza García, Monterrey y Santiago; al sur con Santiago y Coahuila y al poniente con Coahuila y García, N.L. El municipio abarca gran parte de las sierras de la curvatura de Monterrey.

El segundo punto se encuentra al sur del estado de Nuevo León, en la Sierra de Pabllillo, a 6 km. al sureste del ejido Pabllillo en Galeana. Para llegar al sitio, se tomó la carretera Monterrey-Linares, y al llegar a Linares se sigue la carretera federal 58 Linares-Matehuala hasta llegar al entronque Y de arriba y seguir la ruta de la carretera federal 61 Galeana-Dr. Arroyo.

7.2 Fisiografía

Ambas localidades se ubican dentro de la Gran Sierra Plagada, en el noreste de México y es parte de la Sierra Madre Oriental. Ocupa aproximadamente 8,800 Km² y representa 16% de la superficie del estado; domina una morfología de estratos plegados de rocas carbonatadas con prominentes ejes estructurales de anticlinales y sinclinales. El área se compone de pendientes rugosas, colinas y valles, y sus elevaciones varían de 500 a 3700 msnm (INEGI, 1986). Limita al sur con el Cinturón Volcánico Trans-mexicano, al norte con la Región del Big-Bend, Estados Unidos de América, al este con la Plataforma Burro Picachos y la Cuenca Tampico-Misantla y al oeste con el Altiplano Mexicano (INEGI, 1986; López-Ramos, 1980). La subprovincia se inicia inmediatamente al este de Saltillo, Coahuila, se flexiona con la integración de un gran arco al sur de Monterrey, N.L. y se prolonga hacia el sur hasta la altura de Ciudad Valles, S.L.P., de tal manera que abarca territorios de los estados mencionados y de Tamaulipas. En ella dominan las capas

plegadas de calizas, con prominentes ejes estructurales de anticlinales y sinclinales (INEGI, 1986).

7.3 Relieve

La Gran Sierra Plegada conformada predominantemente de calizas, donde hacia los bordes occidentales se presenta algunas fallas normales importantes. Las cumbres generales de la sierra sobrepasan por un buen margen los 2000 msnm., y llegan a cerca de 3000 m en la sierra de Potosí y en una cumbre al norte de Miquihuana, Tamaulipas (INEGI, 1986).

7.4 Topografía

La Sierra Madre Oriental, es un conjunto de sierras menores de estratos plegados en las que el plegamiento se manifiesta de múltiples maneras, pero su forma más notable es la que produce una topografía de fuertes ondulados paralelos. El flexionamiento de las rocas en las crestas las estira y las fractura, haciéndolas más susceptibles a los procesos erosivos (Parque Nacional Cumbres de Monterrey, 2006).

7.5 Geología

La Sierra Madre Oriental pertenece a la provincia geológica con el nombre de Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental que es una franja de estructuras anticlinales laramídica orientada Norte-Noroeste a Sur-Sureste bien definida formada por rocas sedimentarias que varían en edad desde el Triásico hasta el Terciario, las cuales fueron depositadas sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico. Esta provincia forma la cadena de pliegues y fallas más extensas de México (SENER, 2010).

Por su litología, las rocas sedimentarias consisten de calizas, margas, areniscas, lutitas, fosforitas, rocas evaporíticas, travertino y conglomerados principalmente (Parque Nacional Cumbres de Monterrey, 2006).

7.6 Estratigrafía

Las rocas que afloran son fundamentalmente caliza y lutita y en la mayor parte de estas sierras la estratificación es casi vertical. (Secretaría de Desarrollo Sustentable, 2010).

7.7 Edafología

Se localizan suelos de tipo semiárido, asociados con vegetación desértica, donde la evapotranspiración es mayor que la precipitación pluvial y el agua no alcanza a percolar a través de todo el perfil del suelo. La mayor parte de los suelos son poco profundos y de texturas gruesas y en ocasiones presentan subsuelos duros o poco permeables. Los suelos que cubren áreas mayores a 1,000 hectáreas son: litosol, rendzina, regosol, feozem, castañozem, xerosol, luvisol y fluvisol (Parque Nacional Cumbres de Monterrey, 2006). Todos ellos pueden estar sujetos a desertificación y a la pérdida por erosión, tanto eólica como hídrica.

7.8 Hidrología

Las localidades pertenecen a distintas cuencas hidrológicas. El Cañón de la Huasteca localizado en Santa Catarina, corresponde a la región hidrológica RH24 “Bravo-Conchos” que cubre el 59.37% de la superficie estatal, drenando las aguas del centro-norte de la entidad hacia el río Bravo para verter finalmente sus aguas al Golfo de México. Para la región de la Sierra de Pablillo la región hidrológica correspondiente es la RH25 “San Fernando-Soto la Marina” que cubre el 17.99% de la superficie estatal, drenando las aguas del sureste de la entidad hacia los ríos San Fernando y Soto la Marina los cuales finalmente vierten sus aguas al Golfo de México (INEGI-INE-CONAGUA, 2007).

7.9 Clima, condiciones meteorológicas y precipitación

En la región de la Sierra Madre predominan los climas semisecos extremos; en la región de la Gran Llanura de Norteamérica se distribuyen principalmente los climas seco y semiseco; y en la Llanura Costera del Golfo Norte los climas dominantes son los semicálidos subhúmedos, salvo en un área del norte donde se presenta el clima seco.

La precipitación media estatal es de 650 mm anuales; las lluvias se presentan durante el verano en los meses de agosto y septiembre. Las mayores precipitaciones se presentan al Sur de Monterrey sobre el costado oriental de la Sierra Madre y las menores se presentan al costado occidental de la Sierra Madre y al norte de la entidad en la Gran Llanura de Norteamérica (INEGI-INE-CONAGUA, 2007).

7.10 Vegetación y Flora

Hay dos formas fundamentales de paisaje vegetal que compiten por un claro predominio: los bosques y los matorrales. En el primer caso dominan probablemente los de pino y, en el segundo, los matorrales desértico rosetófilo y submontano, y el chaparral.

Los demás tipos de vegetación que se presentan en esta gran sierra plegada —pastizales naturales e inducidos, vegetación halófila y vegetación de páramo de altura— se presentan en pequeños manchones muy localizados y no tienen mucho peso en la conformación del paisaje (Alanís-Flores et al., 1996).

- Bosque de Pino: con especies como *Pinus teocote* (pino ocote), *Pinus pseudostrobus* (pino blanco), *Pinus arizonica* (pino real), *Pinus ayacahuite* (pino anacahuite) y *Pinus hartwegii* (pino negro) con asociaciones de *Quercus* spp. (encinos) y *Arbutus* spp. (madroño). *Pinus catarinae* es un pino piñonero que se localiza en el corredor Monterrey-Saltillo.
- Matorral desértico rosetófilo: las especies más comunes son *Dasyllirion berlandierii* (sotoles) y *D. texanum*, *Hechtia glomerata* (guapilla), *Berberis trifoliata* (agritos), *Agave lechuguilla* (lechuguilla), *Agave striata* (espadín), *Agave*

bracteosa (amole de Castilla), *Euphorbia antisiphilitica* (candelilla), *Opuntia leptocaulis* (tasajillo), *Equinocereus enneacanthus* (pitaya de mayo), *Opuntia microdasys* (nopal cegador), *Echinocactus platyacanthus* (biznaga de dulce), *Ferrocactus pringlei* (biznaga colorada) y *Opuntia* spp. (nopales). En planicies de suelos profundos y ambientes seco se presentan *Yucca* spp. (palmas ixtleras), *Dasyllirion longissimum* (vera de cohete), *Karwinskia humboldtiana* (coyotillo) y *Fouquieria splendens* (albarada).

- Matorral submontano: las formas biológicas dominantes son arbustos o arboles de 4 a 6 metros de alto con hojas pequeñas, caducifolias y subespinosas. Entre sus especies más representativas se encuentran *Helietta parvifolia* (barreta), *Cordia boissieri* (anacahuíta), *Sophora secundiflora* (frijolillo), *Gochnatia hypoleuca* (ocotillo), *Fraxinus greggii* (escobilla), *Leucophyllum fructenses* (cenizo), *Acacia rigidulia* (chaparro prieto), *Caesalpinia mexicana* (hierba del potro) entre otras. En algunas áreas con abundante humedad y suelos profundos podemos encontrar agrupaciones pequeñas de *Quercus virginiana* var. *fusiformis* (encino molino). En este tipo de vegetación destaca por su porte la *Yucca filifera* (palma china) y herbáceas como *Solanum erianthum* (malabar), *Mascagnia macroptera* (mariposa), *Jacobinia spicigera* (muicle) etc.
- Chaparral: son agrupaciones densas de encinos bajos acompañados generalmente de especies arbustivas de géneros como *Arcostaphylos* sp., *Cercocarpus* sp., *Cotoneaster*, sp., etc.

7.11 Fauna

Entre los principales mamíferos que se pueden encontrar en la sierra madre oriental se encuentran: *Odocoileus virginianus miquihuanensis* (venado cola blanca), *Ursus americanus eremicus* (oso negro), *Canis latras microdon* (coyotes), *Basaricus astutus flavus* (cacomixtles), *Nasua nasua molaris* (coatimundi), *Urocyon cinereoagenteus scottii* (zorrra gris), *Procyon lotor hernandezii* (mapaches), *Spilogale putorius leucoparia* (zorrillo pinto), *Conepatus mesoleucus meamsi* (zorrillo trompa de marrano); raramente se encuentran *Puma concolor stanleyana* (puma) y *Panthera onca veraecrucis* (jaguar).

En cuanto a los mamíferos pequeños que podemos encontrar están *Peromyscus sp.*, *Liomys irroratus alleni*, *Reithrodontomys sp.*, *Neotoma albigula subsolana* (ratones), *Microtus mexicanus subsinus* (ratón meteoro), *Sorex sp.* (musarañas), *Sylvilagus sp.* (conejo), *Sciurus alleni* (ardillas arbóreas), *Quirópteros como Myotis thyanodes*, *M. velifer*, *Leptonycteris nivalis*, *Lasiurus borealis* y *Desmodus rotundus murinus* (muscielagos).

Entre las aves se encuentran varias especies de rapaces nocturnos como *Otus asio* y *O. trichopsis* (tecolotito enano), *Tyto alba* (lechuza de campanario), y *Bubo virginianus* (tecolote) mientras que entre las rapaces diurnas están *Aquila chrysaetos* (águila), *Buteo jamaicensis* y *Parabuteo unicinctus* (aguilillas). Especies de valor cinegético como *Meleagris gallopavo intermedia* (guajolote silvestre) y *Cyrtonyx montezumae* (codorniz pinta). También se distribuyen periquitos verdes como *Aratinga holochlora holochlora*; *Momotus momota* (turco de corona azul), *Colaptes auratus* (carpintero), *Melanerpes aurifrons* (carpintero de frente dorada), *Thryothorus ludovicianus* (saltapared) y *Toxostoma curvirostre* (huitlacoche pico curvo).

Reptiles y anfibios entre los que destacan *Crotalus lepidus*, *C. durissus* (vivoras), *C. pricei* (cascabel enana), *Pituophis deppei* (alicante); lagartijas como *Sceloporus grammicus*, *Phrynosoma orbiculare* (camaleón), *Eumeces obsoletus* (lagartija escorpión); *Rana berlandieri* (rana leopardo), *Bufo sp.* (sapo). Y por último entre los peces encontrados en la región se encuentran *Astyanax mexicanus* (sardinita plateada), *Moxostoma congestum* (matalote blanco), *Ictalurus sp.* (bagre), *Cichlosoma cyanoguttatus* (mojarra copetona) y *Micropterus salmoides* (robalo), entre los más comunes (Rosas-Rosas, López-Soto, 2002)

8. GEOLOGÍA

En el estado de Nuevo León, principalmente en su parte correspondiente a la Sierra Madre Oriental, la Era Mesozoica está representada por sus tres periodos. El Triásico Superior está constituido por rocas continentales en las que se encontraron plantas fósiles que permitieron establecer la edad Carniano-Retiano. La presencia del Jurásico Inferior y Medio es dudosa, aunque puede estar representado por rocas continentales. El Jurásico Superior es evaporítico en su base, aunque también hay calizas y lutitas. Hacia su cima se hace más calcáreo presentándose sedimentos terrígenos en sus capas más altas. (Müllerried, 1944)

El Cretácico abarca numerosas Formaciones, cuyas edades varían del Berriasiano al Maestrichtiano. Generalmente es calcáreo, aunque hacia su cima tiende a hacerse terrígeno. La Era Cenozoica representada por el Terciario, su principal periodo, está constituida por Formaciones marinas y continentales.

La estratigrafía de las Formaciones marinas del Terciario que afloran al oriente del estado es común a la de la Cuenca de Burgos, en Tampaulipas. Estas Formaciones se conocen con detalle debido a la perforación de pozos petroleros. El Terciario Continental que se localiza en las cuencas intermontanas situadas al suroeste del estado, no ha sido estudiado lo suficiente, ignorando su importancia en relación a las historias tectónica y erosiva de la Sierra Madre Oriental.

Respecto a la Tectónica, sólo se marcaron en el plano los ejes anticlinales y en casos especiales los sinclinales. Se incluyen varias fallas, entre las que destaca la falla de sobrecorrimiento a lo largo del frente de la Sierra Madre Oriental, que es notable por su longitud, así como la que afecta al Cerro de la Silla. (Müllerried, 1944)

La Sierra Madre Oriental está compuesta por una potente serie de rocas sedimentarias que varían en edad desde el Triásico hasta el Terciario, las cuales fueron depositadas sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico. Por su litología, las rocas sedimentarias consisten de calizas, margas, areniscas, lutitas, fosforitas, rocas evaporíticas (yeso, anhidrita, halita), travertino y conglomerados (SENER, 2010).

8.1 Geología estructural

Se cuenta con muy pocos datos sobre la historia geológica del Precámbrico y del Paleozoico. Las rocas de estas Eras cubiertas por los sedimentos continentales del Triásico Superior y del Jurásico Inferior y Medio, constituyeron una antigua superficie que fue cubierta por los mares del Jurásico Superior y Cretácico. La transgresión marina efectuada sobre esta antigua superficie al iniciarse el Jurásico Superior cubrió entre otras áreas a la Antigua Cuenca de Sabinas y a la porción Norte de la Península de Tamaulipas. Los mares del Jurásico Superior se mantuvieron durante el Cretácico, pero durante el Cretácico Superior cubrieron casi todo el Noreste de México. (Müllerried, 1944)

Al final de la Era Mesozoica y a principios de la Cenozoica, tuvo lugar la Revolución Laramide que levantó el continente retirándose los mares hasta la región de Cerralvo.

Durante el Eoceno y Oligoceno se inició la regresión con el aporte de sedimentos a la Cuenca de Burgos y finalmente en el Plioceno el mar detuvo su retiro quedando donde actualmente se encuentra el Golfo de México. (Müllerried, 1944)

8.2 Paleogeografía

Las rocas del Mesozoico Temprano del Noreste de México yacen discordantemente sobre sedimentos marinos aún más viejos, meta-sedimentos y complejos ígneos de edades inciertas.

Los periodos de emersión y fallas normales estuvieron presentes durante el Triásico formando con ello una serie de graben y horst que controlaron la sedimentación en el Jurásico y Cretácico (Padilla y Sánchez, 1986).

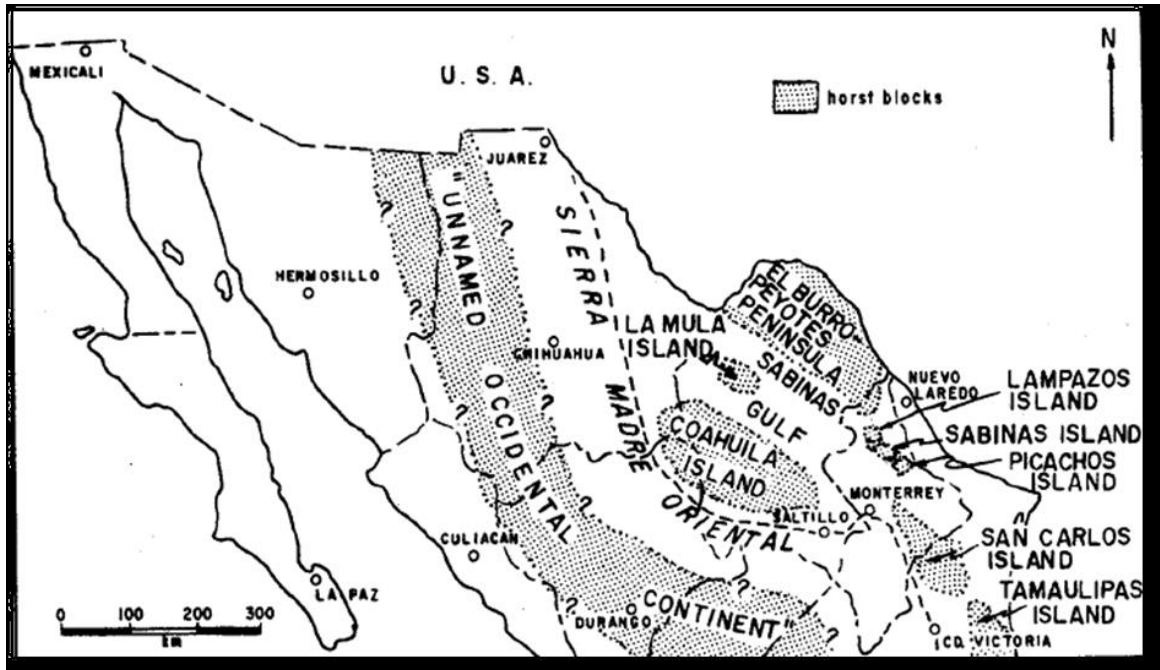


Figura 2. Principales elementos Paleogeográficos del norte de México para el Jurásico Tardío (tomado de Padilla y Sánchez, 1986).

La paleogeografía del noreste de México está íntimamente relacionada con la apertura del Golfo de México y la desfragmentación de Pangea. Durante el Jurásico Tardío inició una extensiva trasgresión que duró hasta el Cretácico Tardío. El agua marina se movió a través de los límites de las islas y las penínsulas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986).

8.2.1 Jurásico.

Durante este tiempo las aguas marinas se desplazaron hacia las áreas graben y definieron los límites de las islas y penínsulas. A través del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano Temprano, sedimentos terrígenos fueron depositados en la parte oeste del Golfo de Sabinas, a lo largo de los bordes de la península del Burro-Peyotes, las islas de La Mula y de Coahuila, y el archipiélago de Tamaulipas. Carbonatos de aguas de baja profundidad y evaporitas fueron depositados sobre extensas plataformas hacia el sur de la península El Burro-Peyotes y la Isla de Coahuila, y en la parte este del Archipiélago de Tamaulipas.

Un cinturón de bancos oolíticos restringió la circulación del agua y permitió la deposición de evaporitas a lo largo del Este del Archipiélago de Tamaulipas. Es posible que los bancos oolíticos entre Saltillo y Monterrey causaran la circulación restringida de las aguas hacia el Golfo de Sabinas, permitiendo la deposición de evaporitas en el área (Padilla y Sánchez, 1986). Hacia el Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano solo la península El Burro-Peyotes y las Islas de Coahuila y La Mula eran emergentes, mientras el archipiélago de Tamaulipas estaba completamente cubierto por los mares del Tithoniano Tardío. Conglomerados, arenisca conglomerática y arenisca rodearon las tierras emergentes, mientras sedimentos arcillosos de grano fino fueron depositados en la parte este del Golfo de Sabinas y por encima del antiguo Archipiélago de Tamaulipas. Todos estos sedimentos terrígenos fueron incluidos en el Grupo La Casita. Carbonatos de aguas de baja profundidad y lutitas fueron depositados sobre la parte este del Golfo de Sabinas y hacia la parte este del Archipiélago de Tamaulipas. La Formación La Caja en el sur de la Isla de Coahuila contiene lutitas fosfatadas y lutitas de un entorno marino (Padilla y Sánchez, 1986).

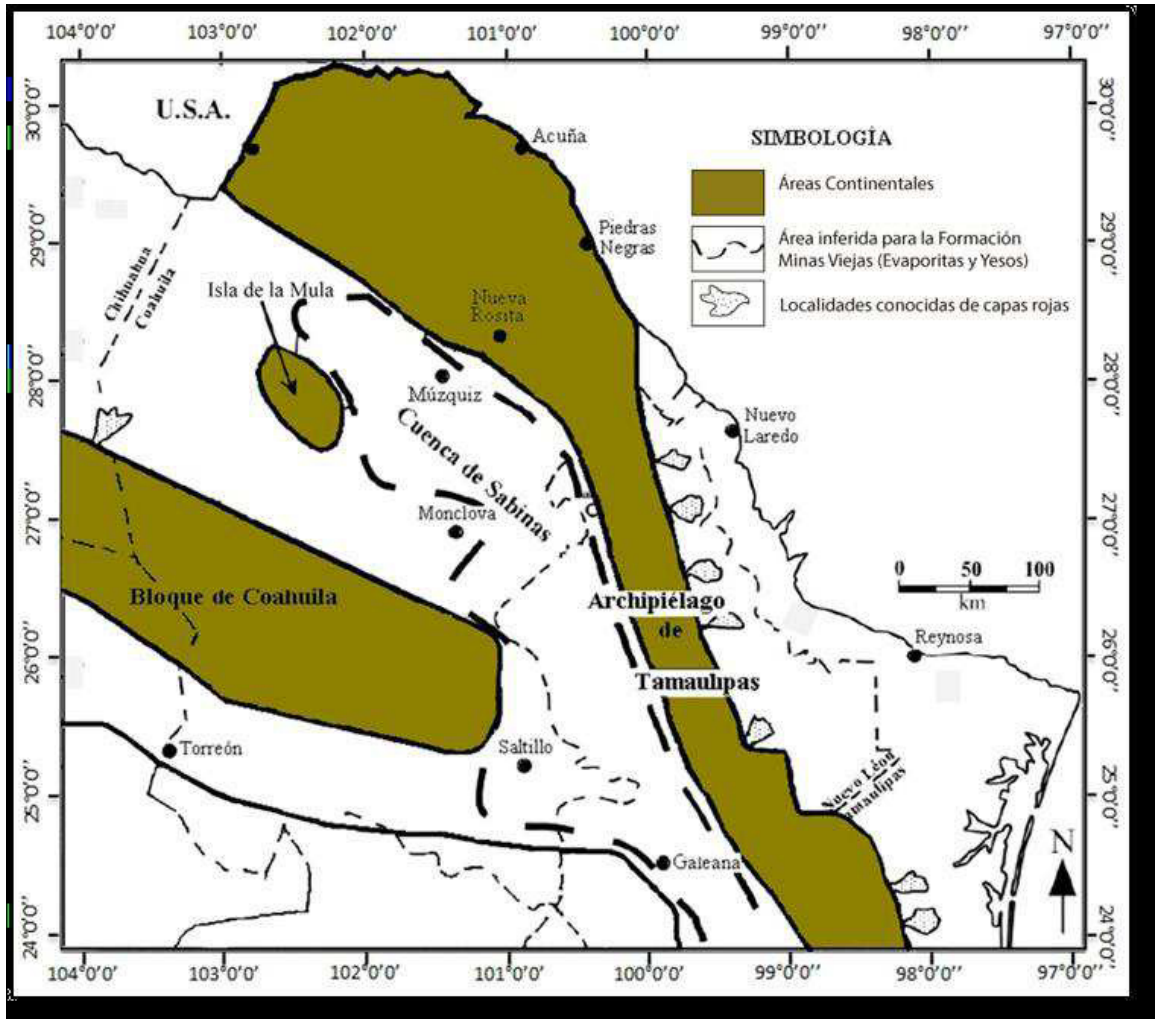


Figura 3. Paleogeografía del Noreste de México durante Jurásico Tardío, donde se muestra los elementos paleogeográficos Península del Burro-Peyotes, Bloque de Coahuila y el Archipiélago de Tamaulipas (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

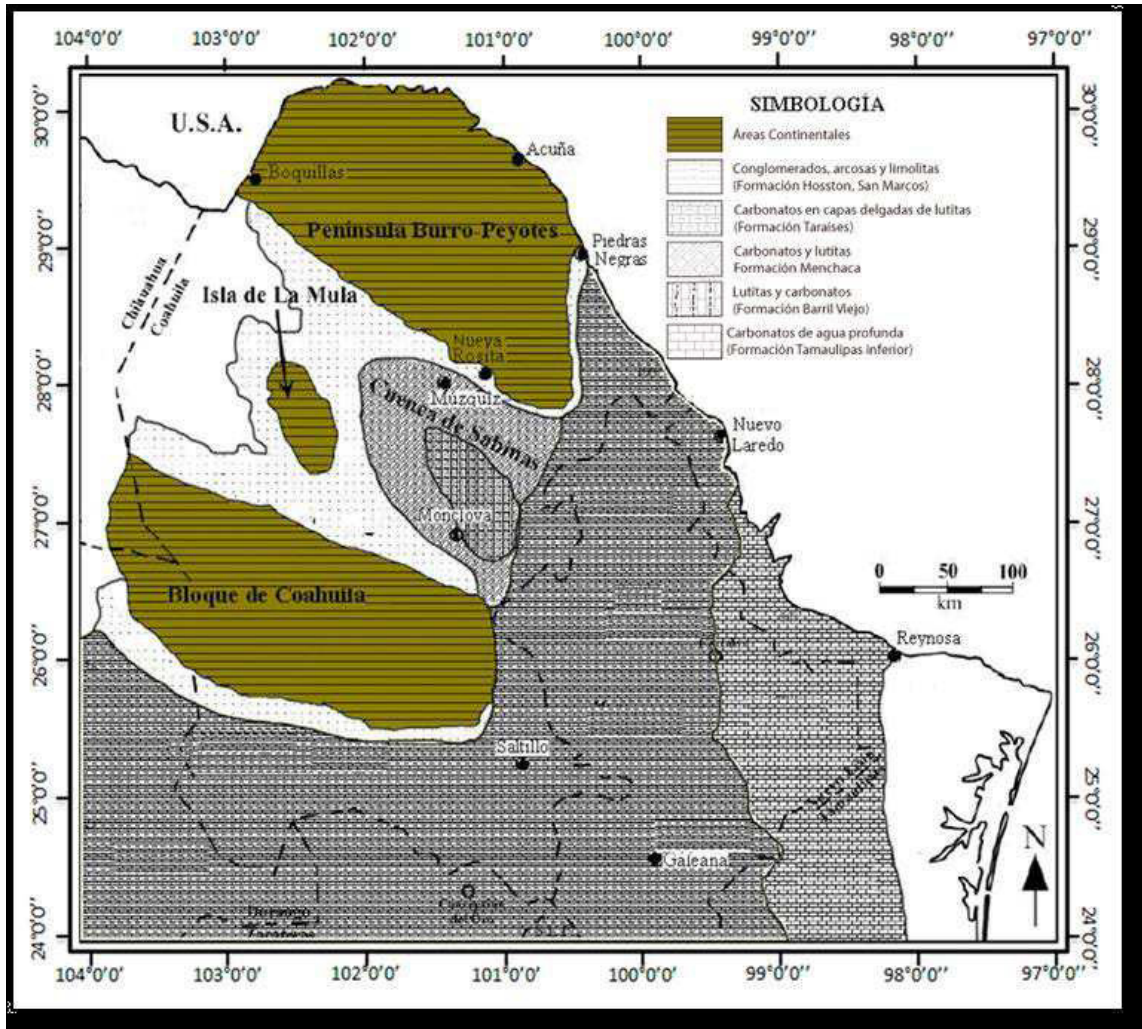


Figura 4. Paleogeografía del Noreste de México durante el Berriasiano-Valanginiano (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

8.2.2 Cretácico.

Al comienzo del Cretácico una homogéneamente gruesa secuencia de carbonatos empezó a desarrollarse, mientras que el hundimiento de esta zona continuó y los mares también continuaron su avance sobre las tierras. La península El Burro-Peyotes y las Islas de Coahuila y La Mula seguían emergentes, limitados por sedimentación de terrígenos, mientras que en área del Golfo de Sabinas se depositaron lutitas y carbonatos (Formación Menchaca) y lutita calcárea (Formación Barril Viejo). Contemporáneamente, una

secuencia de carbonato con lutitas intercaladas (Formación Taraises) fue depositada hacia el Sur y el Este, y más hacia el Sureste, más allá del alcance de los clastos terrígenos una secuencia de carbonatos con nódulos de pedernal (Formación Tamaulipas Inferior) también se depositó durante el Berriasiano-Valanginiano (Padilla y Sánchez, 1986).

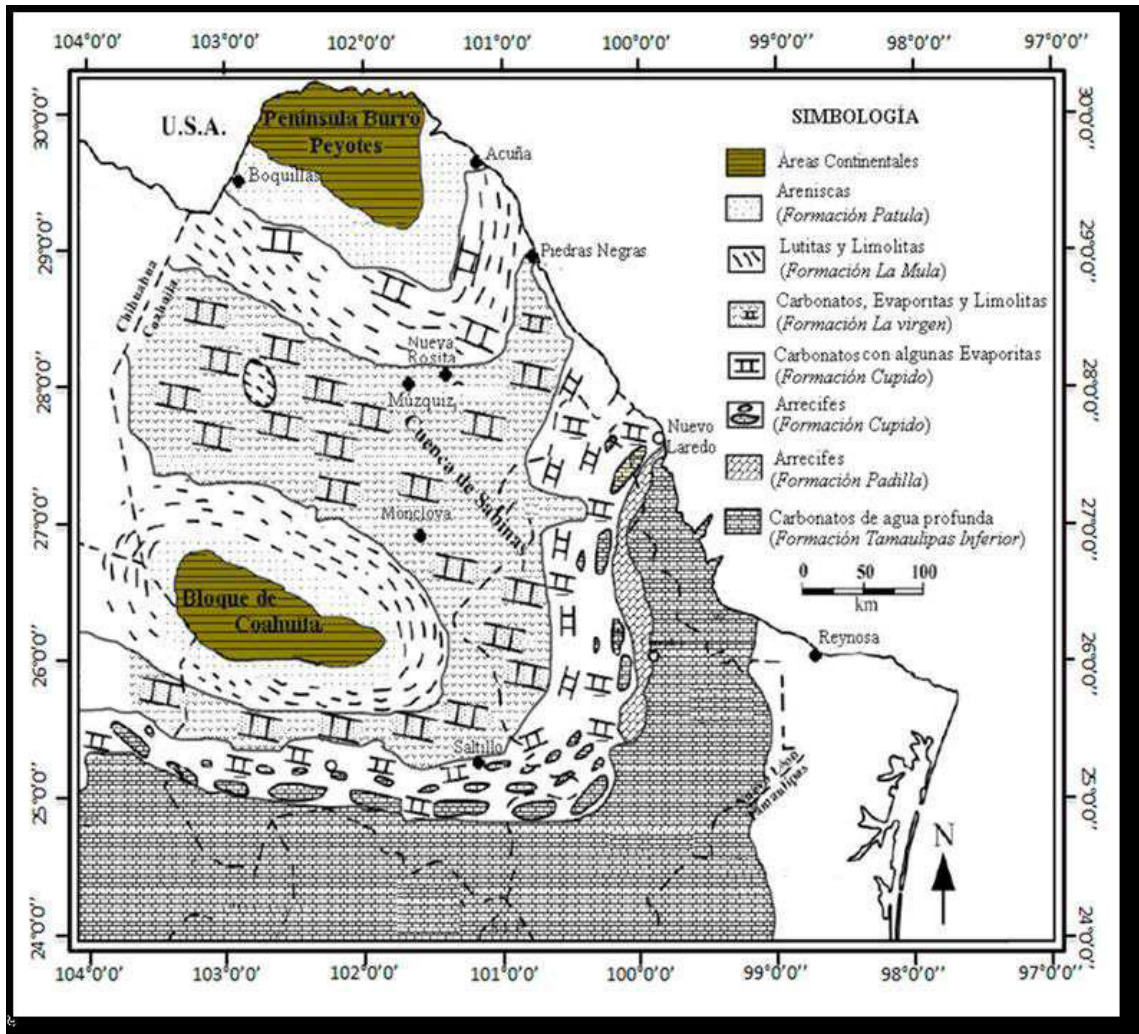


Figura 5. Paleogeografía del Noreste de México en el Berriasiano-Aptiano. (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

En el transcurso del Hauteriviano al Aptiano Temprano, la emergente Península El Burro-Peyotes y la Isla de Coahuila continuaron su influencia en la sedimentación, mientras la Isla La Mula fue cubierta por lutita, y después por carbonatos. La Península El Burro-Peyotes y la Isla de Coahuila seguían parcialmente emergidas, y fueron rodeadas por terrígenos y clastos (formación La Mula). En muchas áreas del Golfo de Sabinas y el

sureste de la Isla de Coahuila un extenso depósito de caliza, lutita y evaporitas (Formación la Virgen) se llevó a cabo tras una tendencia casi continua de barrera y los arrecifes (Cupido “Miembro Arrecifal”), que se extiende desde el sureste de Nuevo Laredo Tamaulipas, hasta Monterrey Nuevo León, y hacia el Oeste hacia Torreón Coahuila. Muchos de estas acumulaciones de carbonato desarrollados sobre el sitio de las islas sepultadas del Archipiélago de Tamaulipas (Islas Lampazos, Sabinas y Picachos), que incluso cuando estuvieron cubiertas desde el Tithoniano Tardío por depósitos marinos, fueron influencia sobre los patrones sedimentarios del Aptiano Temprano. Una secuencia de carbonatos de aguas profundas (Formación Tamaulipas Inferior) continuó depositándose al Este con tendencia al sureste del arrecife mencionado. Es posible que los anticlinales de sal y diapiros en la parte oriental del Golfo de Sabinas permitieran el desarrollo de los arrecifes durante el Cretácico Temprano. Para el Aptiano Tardío el área completa estaba cubierta por aguas más profundas y por un delgado horizonte de caliza, lutita y material volcanoclástico (generado en alguna parte hacia el Este-Suroeste) (Formaciones La Peña y Otates) (Padilla y Sánchez, 1986).

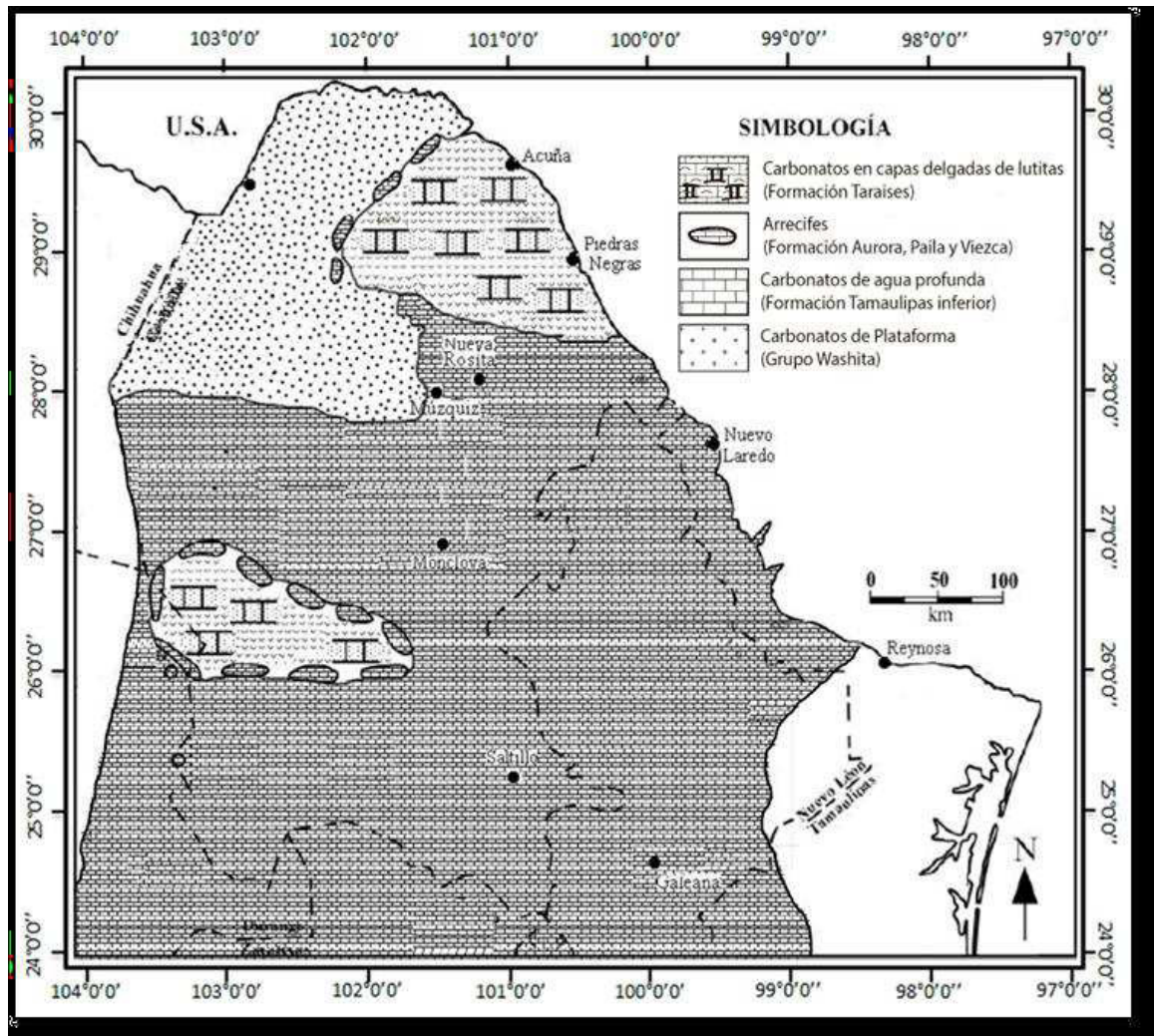


Figura 6. Paleogeografía del noreste de México, Albiano-Cenomaniano. (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

Durante el Albiano Temprano-Cenomaniano Tardío, el desarrollo de arrecifes fue restringido hacia los contornos de la ya sumergida Isla de Coahuila (Formaciones Aurora y Paila), y una tendencia arrecifal se desarrolló hacia el oeste de Cd. Acuña en Nuevo Laredo, sobre la ya formada Península El Burro-Peyotes. Detrás de la tendencia arrecifal, la circulación restringida de aguas permitió la deposición de evaporitas en la Isla de Coahuila, mientras en la península El Burro-Peyotes probablemente existieron condiciones similares, aunque esto no ha sido demostrado. El resto del noreste de México fue cubierto por carbonatos de aguas poco profundas (Golfo de Sabinas) y por carbonatos

de aguas más profundas con nódulos de pedernal (Caliza de Tamaulipas Superior) y capas de pedernal (Caliza de Cuesta del Cura) (Padilla y Sánchez, 1986).

Para el Turoniano el área completa estaba cubierta por aguas marinas, pero el desarrollo de la característica secuencia gruesa de carbonatos decrece significativamente.

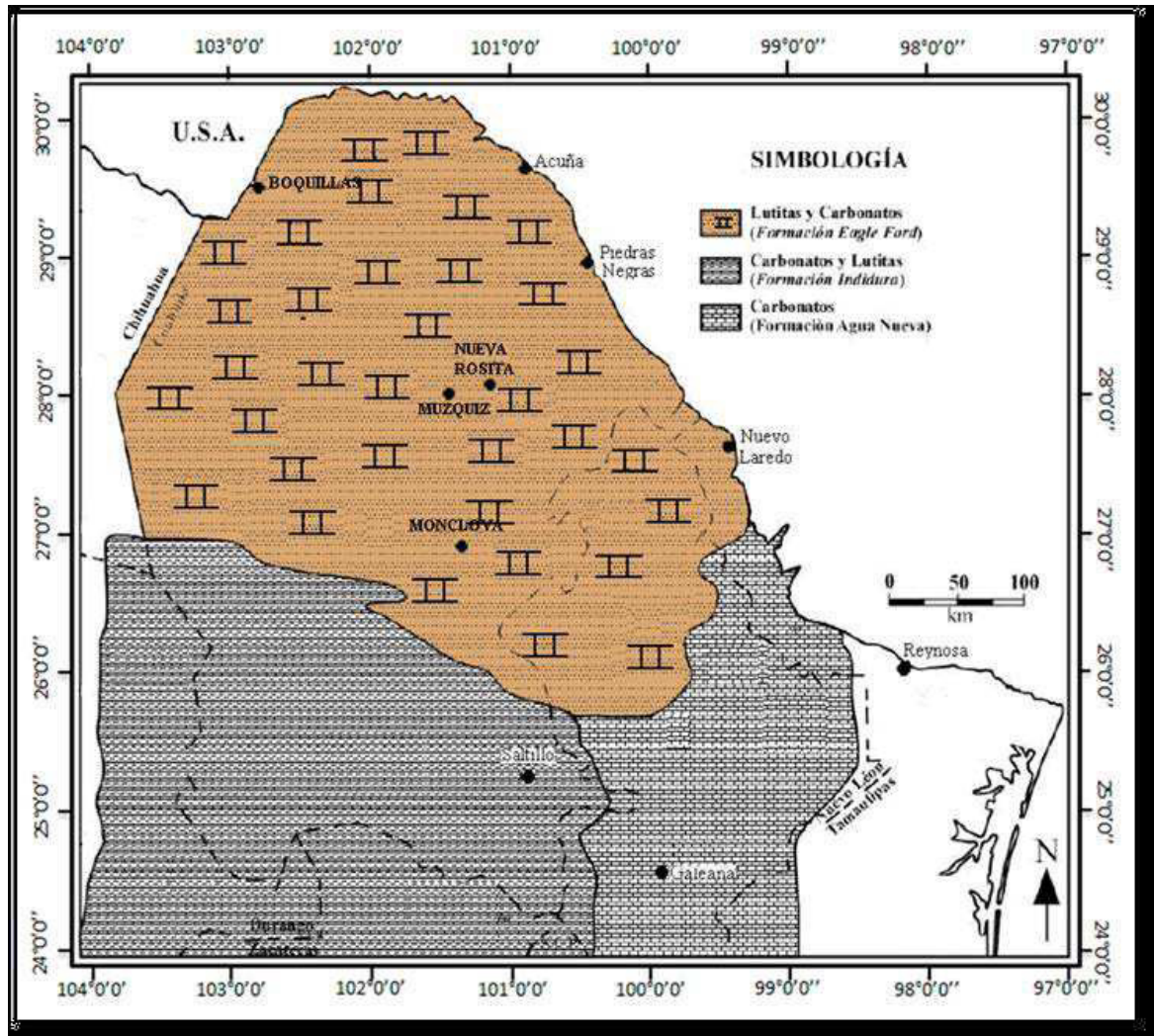


Figura 7. Paleogeografía del noreste de México durante el Turoniano. (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

En general, una secuencia con más lutitas y menor cantidad de carbonatos fue depositada en la parte noreste de esta área cubriendo casi por completo el estado de Coahuila. Hacia el Sur, una delgada secuencia de carbonatos y limo (Formación Indidura) fue depositada, mientras que hacia el Este se depositó una secuencia de carbonatos (Formación Agua Nueva).

En el transcurso del Coniaciano hacia el Santoniano el patrón sedimentario cambió ligeramente. La mayoría de las áreas del Norte fueron cubiertas por carbonatos y limos de aguas poco profundas, esto ha sido considerado como equivalente al Grupo Austin; mientras tanto, la parte Sur fue cubierta por arenisca y limos (Formación Caracol), y entre Torreón y Monterrey, se dio la deposición de sedimentos más limosos. Al Este, la deposición de una secuencia más gruesa de estratos finos de carbonato y limo con horizontes de bentonita cubrió una extensa área. (Formación San Felipe) (Padilla y Sánchez, 1986).

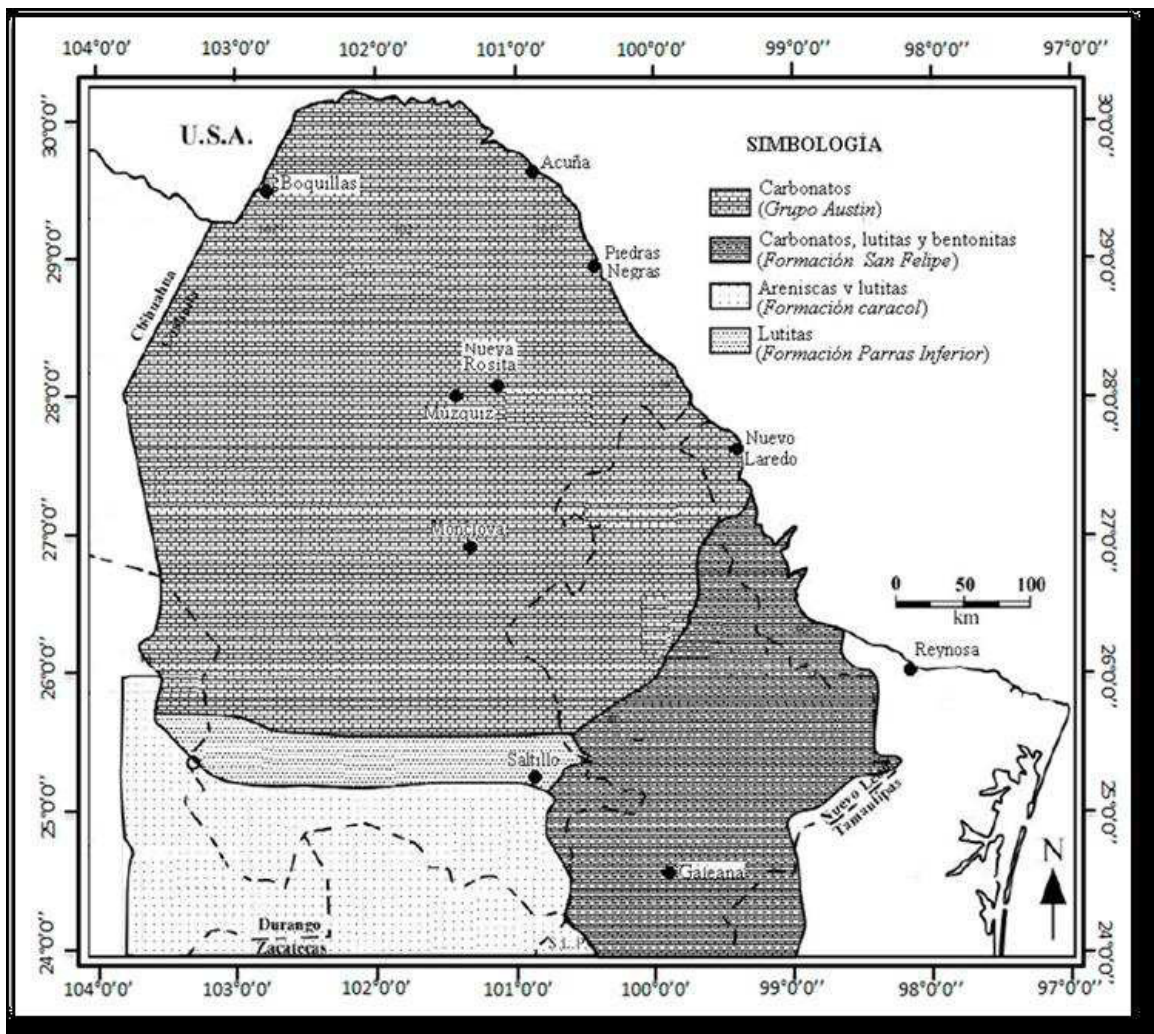


Figura 8. Paleogeografía del noreste de México durante el Coniaciano-Santoniano. (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

Para el Cretácico Tardío, Campaniano al Maastrichtiano, el área entera fue cubierta por terrígenos y sedimentos clásticos originados por arroyos fluviales que corrían desde el Oeste, lo cual permitió el desarrollo de extensos depósitos de carbón (Cuenca Carbón Sabinas). La parte profunda de la Cuenca de Parras fue llenada a la mitad por el limo de Parras durante el Campaniano y completamente por el Grupo Difunta hacia el Maastrichtiano Tardío (Padilla y Sánchez, 1986).

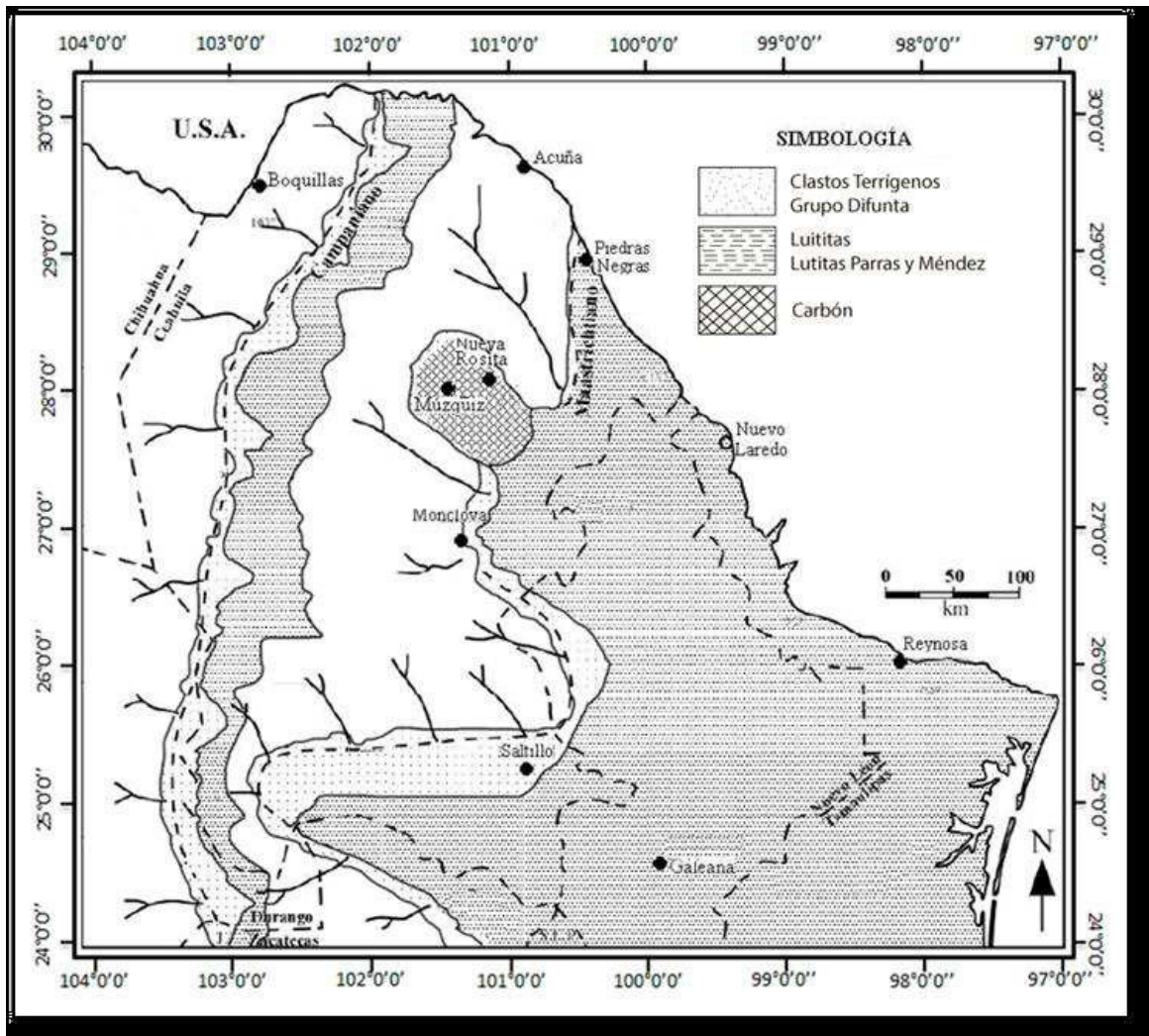


Figura 9. Paleogeografía del Noreste de México durante el Campaniano-Maastrichtiano. (Modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

9. ESTRATIGRAFÍA

En la Sierra Madre Oriental existen afloramientos de secuencias clásticas marinas y continentales desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (formaciones La Casita, Carbonera, Arcosa Pátula, entre otras), resultado de la transgresión marina del Jurásico Tardío, encontrándose cubiertas por potentes secuencias carbonatadas (Formaciones Taraises, Cupido, entre otras), con intercalaciones de secuencias clásticas de espesores muy variables (Ocampo-Díaz et al., 2008).

El origen de las secuencias clásticas del Jurásico Superior, como el resultado del levantamiento del bloque de Coahuila, limitado por grandes fallas regionales (megacizalla Mojave-Sonora y falla de San Marcos), está bien documentado. Sin embargo, el origen de las secuencias clásticas del Hauteriviano-Valanginiano está todavía en discusión. Ocampo-Díaz et al. (2007) proponen, al contrario de Goldhammer y Johnson (2001), la influencia del Archipiélago de Tamaulipas.

9.1 Formación La Casita (Kimmerigiano–Berriasiano Inferior)

Fue definida por Imlay (1936). Su localidad tipo corresponde al Cañón La Casita, en General Cepeda, Coahuila. Litológicamente, su parte inferior consiste de areniscas color gris oscuro (amarillento al intemperismo), interestratificadas con lutitas de color gris claro a oscuro. La parte media consiste de estratos delgados de caliza, lutitas color rosa, fisiles (tendencia a romperse en placas), con intercalaciones de láminas de yeso (Ángeles-Villeda, 2004). La parte superior consiste de lutita gris claro a oscuro, con ammonites y nódulos calcáreos, interestratificados con capas de caliza arcillosa rosa, con ammonites. En cuanto a la sedimentología, las areniscas (en la base de la formación) y lutitas (parte media de la formación) indican una fase transgresiva (avance del mar). Los sedimentos se originaron en aguas cercanas a la costa, las cuales contenían sulfatos de calcio que al precipitarse formaron las láminas de yeso entre las lutitas. (López-Ramos, 1980).

En la región de Monterrey–Saltillo, la Formación La Casita ha sido subdividida en dos unidades estratigráficas. La unidad inferior (Miembro La Muralla) con un espesor

aproximado de 330 metros consiste en lutitas calcáreas de color negro y lutitas arenosas de color café oscuro; mientras la unidad superior (Miembro San Pablo) consiste en capas intercaladas de areniscas finas a gruesas con lutitas calcáreas y numerosos horizontes conglomeráticos. Existe una subdivisión de la Formación La Casita en la misma área, en tres unidades litológicas: Unidad 1, con un espesor aproximado de 137 metros de limonitas calcáreas; Unidad 2, con un espesor aproximado de 227 metros, predominantemente areniscas y conglomerados, y Unidad 3, con 84 metros de espesor que consiste predominantemente en limonitas y areniscas de grano fino. Las distribuciones de facies de la Formación La Casita en el área de Monterrey–Saltillo ha sido interpretadas como la progradación de un extenso complejo de fan delta que tiene su origen en el Bloque de Coahuila (Ocampo-Díaz et al., 2008).

La Formación La Casita infrayace a la Formación Taraises en forma concordante, aunque no transicional, y sobreyace a las Formaciones Zuloaga y Minas Viejas con una discordancia angular. La influencia de la movilización de la sal de la Formación Minas Viejas, tanto en la distribución de facies de las Formaciones La Casita, Taraises, Cupido y Tamaulipas, como en el estilo de deformación en el área de estudio, no ha sido esclarecida (Ocampo-Díaz et al., 2008).

9.2 Formación Taraises (Barresiano-Hauvteriviano)

Fue también definida por Imlay (1936). La localidad tipo corresponde al Cañón de Taraises en la Sierra de Parras, Coahuila. En la litología, la parte inferior consiste en caliza de color gris oscuro (gris amarillento al intemperismo), presenta huellas de disolución y vetillas de calcita, con fracturamiento moderado (Ángeles-Villeda, 2004). La parte superior consta de calizas arcillosas delgadas de color negro, interestratificadas con lutitas calcáreas gris claro y calizas ondulares color pardo claro y rojizo al intemperismo. Se considera que el ambiente de depósito debió ser infranerítico (López-Ramos, 1980).

Fue definida como “calizas altamente fosilíferas y calizas arcillosas con material de la Formación La Casita del Jurásico Superior” (Imlay, 1936). Padilla y Sánchez, (1978, 1982) también describe a la Formación Taraises en las áreas de Saltillo–Monterrey y en la zona de Galeana–Iturbide. Su edad se estableció con base en los abundantes ammonites

y microfósiles (Imlay, 1936, 1940). De manera general la unidad consiste de una caliza arcillosa, con textura de mudstone a wackestone de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de margas y lutitas calcáreas de capas laminares, en estratos de medianos a gruesos. Asimismo, se observan delgadas bandas y lentes de pedernal intercaladas con estratos de lutitas y limolitas, líneas estilolíticas paralelas a la estratificación, horizontes terrígenos de color gris; así como concreciones de pirita, convertidas en hematita. Autores como Imlay (1940), reportan la presencia de una arcosa conglomerada intercalada con caliza verdosa y algunas margas. La Formación Taraises fue originalmente subdividida en los miembros Basal, Intermedio y Superior. Actualmente se reconocen, como unidades cartografiables, los miembros denominados Lente San Juan y Miembro Arenoso Galeana (Ocampo-Díaz et al., 2008). El Lente San Juan está formado por calizas grises, resistentes a la erosión, de tipo wackestone-mudstone, y constituye la base de la Formación; está distribuida en el cañón Cortinas formando parte del borde este de la denominada Isla de Coahuila y ha sido interpretado como un depósito de cuenca que cambia lateralmente a facies de margen arrecifal, formando una plataforma tipo rampa de energía moderada, o bien como un depósito arrecifal con sedimentación deltaica inicial y posterior sedimentación pelágica en la parte más externa de una plataforma profunda. El Miembro Arenoso Galeana está formado por una secuencia altamente arenosa que aflora en las inmediaciones de los poblados de Galeana, Potrero Prieto y Rayones, así como en las cercanías de Iturbide y Laguna de Sánchez, sobreyaciendo al miembro inferior de la Formación Taraises. Originalmente, el Miembro Arenoso Galeana fue interpretado como parte de un depósito sublitoral y un complejo deltaico (Ocampo-Díaz et al., 2008).

En un inicio, Imlay (1936) divide la formación Taraises en dos miembros litológicos; el miembro inferior lo describe como calizas grises, resistentes a la erosión, con abundantes ammonites; sin embargo, el miembro superior se constituye de estratos delgados de caliza y calizas arcillosas, en superficie fresca presenta un color de gris claro a gris oscuro, gris-amarillento o crema; muy fosilífera (contienen ammonites y belemnites) (Ocampo-Díaz et al., 2008).

De manera general, la unidad consiste de una caliza arcillosa, con textura de mudstone a wackestone de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de margas y lutitas calcáreas

de capas laminares, en estratos de medianos a gruesos. Asimismo, se observan delgadas bandas y lentes de pedernal intercaladas con estratos de lutitas y limolitas, líneas estilolíticas paralelas a la estratificación, horizontes terrígenos de color gris; así como concreciones de pirita, convertidas en hematita (Monier-Castillo, 2012). Autores como Imlay (1940), reportan la presencia de una arcosa conglomerada intercalada con caliza verdosa y algunas margas.

Particularmente el miembro denominado Lente San Juan comprende una caliza de color gris, masiva y fosilífera; mientras que el Miembro Arenoso Galeana, se constituye por una secuencia altamente arenosa, constituida por secuencias rítmicas de lutitas y areniscas; presentándose también conglomerados y areniscas conglomeríticas (Monier-Castillo, 2012).

Monier-Castillo (2012) indica que el contacto inferior de la unidad es concordante y transicional con la Formación La Casita, con La Caja, con la Formación Pimienta todas estas del Jurásico Tardío. El contacto superior es transicional y concordante con la Formación Cupido; sin embargo, la falla lateral izquierda San Isidro, yuxtapone a las rocas de la Formación Tamaulipas Inferior con las de la Taraises; lo mismo sucede referente a una falla inversa, observada en el flanco frontal del anticlinal de Guadalupe, en la región de Linares, Nuevo León. Mientras que en otras áreas este conjunto se ha observado de forma discordante bajo las formaciones La Peña y las Vigas y Padilla. Por otro lado, se le ha documentado que se encuentra cabalgando a las areniscas de la Formación Caracol al norte del arroyo Comanja, Zacatecas y en la sierra El Mascarón; mientras en esta misma sierra, por el puerto de Mazapil se encuentra cabalgada por las calizas jurásicas de la Zuloaga. Finalmente, la unidad se encuentra en contacto tectónico con las Formaciones San Felipe, Méndez, Tamaulipas Superior, Nazas y Cuesta del Cura.

La Formación Taraises infrayace de manera concordante y transicional a la Formación Cupido y sobreyace por contacto normal a la Formación La Casita (Ocampo-Díaz et al., 2008).

Sus características litológicas y la omnipresente presencia del ammonite *Olcostephanus* la convierten en la Formación clave en la desintegración de la estratigrafía del Cretácico Inferior y el Jurásico Superior (Imlay, 1938).

Los fósiles de la Formación Taraises están preservados principalmente como moldes internos de carbonato de calcio y pirita. Raramente se encuentran rasgos de la concha original. Los fósiles piritizados son comunes en las partes bajas del miembro superior, pero están más o menos alterados a limonita; algunos están bien preservados. Muchos especímenes piritizados representan solo los verticilos internos de especímenes grandes, y ninguna muestra la cámara habitacional. Ocurren comúnmente en los estratos margosos; mientras que los fósiles calcáreos ocurren con mayor frecuencia en las calizas en estratos delgados. Los fósiles calcáreos han sido todos distorsionados de su forma original, pero algunas porciones de la concha han sido quebradas o pulverizadas, como pudo haber ocurrido durante su sepultamiento. Esto sugiere que la piritización ocurre después que los estratos fueron plegados y los especímenes piritizados fueron suficientemente resistentes (Imlay, 1938).

Los ammonites constituyen el elemento faunístico dominante en la Formación Taraises. Una pequeña proporción de equinodermos, braquiópodos, pelecípodos y gasterópodos constituyen menos del 1 % de la totalidad de la fauna. La predominancia de ammonites probablemente significa mares bastante claros y condiciones de fondo no favorables para organismos litorales. El océano era probablemente no muy profundo, como indicado por las intercalaciones de estratos lutíticos y margosos, y quizás por el alto grado de ornamentación exhibida por los ammonites. Las concentraciones de pirita y fósiles piritizados pueden indicar localmente aguas estancadas. El color amarillento del miembro superior sugiere un clima árido en las áreas de tierra en el Norte (Imlay, 1938).

9.3 Formación Cupido (Hauteriviano medio-Aptiano)

La Formación Cupido fue formalmente definida por Imlay (1936) en la sierra de Parras, como una secuencia carbonatada con estratificación delgada a muy gruesa de colores gris a gris oscuro, ocasionalmente negra y pobre en contenido fósil. La Formación Cupido sobreyace a la Formación Taraises y marca la progradación de una plataforma restringida (Pichardo-Barrón, 2002). La Formación Cupido sobreyace de manera concordante al miembro superior de la Formación Taraises.

9.4 Estratigrafía del área de estudio

Con base en Padilla y Sánchez (1978) en orden cronológico ascendente, se presentan:

Formación la Casita

Está representada por una secuencia de lutitas, limonitas, areniscas arcillosas en ocasiones ligeramente fosfatadas. Presenta en su parte inferior unos horizontes carbonosos y también esporádicamente horizontes con concreciones calcáreas muy fosilíferas asignables al Kimmeridgiano medio (Jurásico Superior) debido a la presencia de ammonites. Se calcula que su espesor es de aproximadamente 200 metros ya que este es variable como producto de la formación tectónica que ha soportado esta unidad.

La Formación Taraises

Se encuentra constituida en su parte inferior por aproximadamente 15 metros de areniscas color pardo rojizo. Sobre esta arenisca se presentan calizas arcillosas de color gris oscuro que intemperizan a gris amarillento, continuando hacia la Formación Cupido con calizas de color gris mediano a oscuro y algunas intercalaciones muy escasas de limonitas de color rojizo, así como también escasos nódulos de pirita. El espesor de esta Formación es de 250 metros aproximadamente. Presenta además abundante microfauna correspondiente a tintínidos y nannocónidos asignables al Berriassiano-Hauteriviano (Cretácico Inferior). Existen reportes de macrofauna en esta Formación en el trabajo de Chantaca-Guerrero (1982).

Formación Cupido

Está constituida por calizas arcillosas de color gris amarillento de estratificación mediana con escasas intercalaciones arcillosas y margosas, continuando con una secuencia monótona de caliza de estratificación gruesa, color gris, con estilolitas paralelas a la estratificación y abundantes nódulos de pirita, hematita y pedernal gris claro. Su espesor es de 500 metros aproximadamente.

Formación la Peña

Está constituida en su parte inferior por calizas de estratificación delgada muy semejante a la caliza Cupido, pero se diferencia de éstas por contener nódulos de pedernal gris oscuro negro y presentar algunos ejemplares de *Inoceramus* sp. La parte superior de la Formación se encuentra formada por calizas arcillosas y limolitas calcáreas de color café amarillento con algunos ejemplares de *Dufrenoya* sp. Su espesor se considera de 55 metros aproximadamente.

Unidad Tamaulipas

Este nombre agrupa a la Formación Aurora y la Formación Cuesta del Cura, suele encontrarse en la literatura que se hace referencia a la Formación Tamaulipas Inferior. Se denomina Formación Aurora a una secuencia de estratos de caliza de facies arrecifal y subarrecifal, constituida por calizas de estratificación media y con intercalaciones de arcillas calcáreas. Esporádicamente aparecen nódulos de pedernal de color gris oscuro, así como también escasas concentraciones de hematita. La parte superior de este grupo está constituida por calizas de estratificación mediana, de color gris, que presentan ondulaciones muy características (tipo Boundinage) y abundantes bandas de pedernal de color gris oscuro a negro. Esta parte corresponde a la Formación Cuesta del Cura.

Formación Agua Nueva

Está constituida por una secuencia de más de 100 metros de caliza arcillosa, margas y lutitas carbonosas, de estratificación delgada a laminar y cuya coloración es de café grisáceo a gris rojizo. Contiene algunos nódulos de pedernal negro, pero son muy escasos y esporádicos. La Formación San Felipe, se encuentra constituida por una secuencia de 110 metros aproximadamente de calizas arcillosas de color gris con abundantes intercalaciones de lutitas color gris amarillento y en ocasiones, se presentan horizontes de lutitas arenosas. Presenta también intercalaciones de bentonita, causa de los tintes verdosos que se observan en esta Formación.

Formación Méndez

Se encuentra constituida por lutitas calcáreas de color gris parduzco, que intemperizan a café amarillento y que presentan algunas intercalaciones de margas de color gris verdoso.



Figura 10. Columna estratigráfica de Nuevo León (Tomado de la Carta geológico-minera de Monterrey G14-7, SGM, 2008).

10. DEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN TARAISES

El nombre de Taraises fue asignado por Imlay (1936) para calizas de edad Valanginiano, ubicadas estratigráficamente entre las Formaciones La Casita y Las Vigas. Posteriormente se propone el miembro Los Nogales para la base de la Formación Taraises en el Cañón de la Huasteca, Sierra de los Muertos. Esta unidad fue posteriormente dividida en Lente San Juan, que constituye la base de la Formación y miembro Arenoso Galeana que comprende la cima. La localidad tipo se encuentra en el Cañón Taraises, donde existe una buena exposición de las rocas de la unidad (Imlay, 1936); la cual se localiza en la parte occidental de la Sierra de Parras, 20 km al suroeste Parras, Coahuila.

En un inicio, Imlay (1936) dividió la Formación Taraises en dos miembros litológicos; el miembro inferior lo describe como calizas grises, resistentes a la erosión; sin embargo, el miembro superior se constituye de estratos delgados de caliza y calizas arcillosas, en superficie fresca presenta un color de gris claro a gris oscuro, gris-amarillento o crema; muy fosilífera. De manera general, la unidad consiste en una caliza arcillosa, con textura de mudstone a wackestone de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de margas y lutitas calcáreas de capas laminares, en estratos de medianos a gruesos. Se observan delgadas bandas y lentes de pedernal intercaladas con estratos de lutitas y limolitas, líneas estilolíticas paralelas a la estratificación, horizontes terrígenos de color gris; así como concreciones de pirita, convertidas en hematita. Imlay, (1940) reporta la presencia de una arcosa conglomerática intercalada con caliza verdosa y algunas margas. Particularmente el miembro denominado Lente San Juan comprende una caliza de color gris, masiva y fosilífera; mientras que el Miembro Arenoso Galeana, se constituye por una secuencia altamente arenosa, constituida por secuencias rítmicas de lutitas y areniscas; presentándose también conglomerados y areniscas conglomerática.

Imlay (1936) registró un espesor que varía de 143.3 m a 148.4 m, posteriormente el mismo autor (Imlay, 1940), reporta 300.23 m. Estudios posteriores, mencionan que el espesor de la unidad presenta gran variabilidad, reportándose medidas que varían de los 25 m a los 210 m, espesores registrados por otros estudios, ponen en manifiesto esa gran variabilidad en el espesor de la unidad, el cual depende de su localidad de afloramiento, por ejemplo,

en el estado de Tamaulipas, en el Cañón de Peregrina, se registran 68 m y en Sierra de Pájaros Azules midieron de 150 m a 300 m. En el estado de San Luis Potosí, en la porción norte se documenta que el espesor de la unidad oscila entre los 10 m a 50 m; mientras que en el área de Matehuala se registran 75 m, también reportado en la Sierra de Charcas. Por su parte se registran intervalos de 30 m a 50 m de espesor dentro de la Sierra de Catorce. Por otro lado, en el estado de Nuevo León, en las cercanías del Cerro de la Silla, se reporta un espesor de 75 m a 147 m, de 250 m a 440 m en los pozos Cadena y Anheló; asimismo, en el Cañón Santa Rosa en Linares, se reporta un espesor de 310 m. y en Iturbide y sus alrededores se reportan espesores de 200 m a 350 m. En Zacatecas se midieron de 80 a 100 m; así como variaciones de 130 m a 150 m al noreste del estado, de 50 m a 100 m, dentro de la Sierra de Zuloaga y noreste de Zacatecas y en zonas limítrofes de Durango. Finalmente, en el estado de Durango se reportan 200 m en las cercanías de San Pedro del Callo, 940 m en las cercanías de Sierras de Ramírez y del Chivo.

10.1 Litología y distribución

Las rocas de la unidad tienen una amplia distribución en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, representadas en los estados de Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas; siendo observada también en los estados de Coahuila, Durango y Tamaulipas. Esta Formación es característica de la porción media y oriental del sector transversal de la Sierra Madre Oriental, así como de la Cuenca de Sabinas y de la Península de Tamaulipas.

Particularmente el Lente San Juan se distribuye en el Cañón Cortinas, formando parte del borde este de la denominada Isla de Coahuila; en los flancos anticlinales de la sierra pájaros Azules, Gomas y Minas Viejas; mientras que el miembro Arenoso Galeana, se distribuye en las cercanías de los poblados de Galeana, en Potrero Prieto, Potrero Rayones; al sur de la Sierra Papagayos; así como en las cercanías de Iturbide; Laguna Sánchez; en la Sierra de La Silla y Sierra Cruillas.

El contacto inferior de la unidad es concordante y transicional de la Formación La Casita, con la Formación La Caja, con la Formación Pimienta y con la Carbonera. El Contacto superior es transicional y concordante con la Formación Cupido y con la Formación Tamaulipas Inferior; sin embargo, la falla lateral izquierda San Isidro, yuxtapone a las

rocas de la Formación Tamaulipas Inferior con la de la Taraises; lo mismo sucede con una falla inversa, observada en el flanco frontal Anticlinal de Guadalupe, en la región de Linares, Nuevo León. Mientras que en otras áreas este contacto se ha observado en forma discordante bajo las Formaciones La Peña, las Vigas y Padilla. Por otro lado, se le ha documentado que se encuentra cabalgando a las areniscas de la Formación Caracol al norte del arroyo Comanja en Zacatecas y en la Sierra El Mascarón; mientras en esta misma sierra, por el puerto de Mazapil se encuentra cabalgada por las calizas jurásicas de la Zuloaga. Finalmente, la unidad se encuentra en contacto tectónico con las Formaciones San Felipe, Méndez, Tamaulipas Superior, Nazas y Cuesta del Cura.

Se registra un contenido paleontológico compuesto esencialmente de microfósiles del grupo de los ammonites (Imlay, 1936, 1937, 1938, 1940; Gamper, 1977), belemnites (Imlay, 1936; Gamper, 1977) asociados a pelecípodos, gasterópodos (Imlay, 1936, 1938), equinodermos y braquiópodos (Imlay, 1936, 1938). Dentro del grupo más importante desde el punto de vista bioestratigráfico, se mencionan a los ammonites de los géneros *Acanthodiscus* (Imlay, 1937, 1938, 1940) *Bochianites* (Imlay, 1938), *Ceratotuberculus*, *Taraisites*, *Hemipholites*, *Killianella*, *Thurmannites* (Imlay, 1940), *Leopoldia*, *Mexianoceras* (Imlay, 1937, 1938, 1940; Tardy et al., 1976), *Olcostephanus* (Imlay, 1936, 1937, 1938, 1940; Padilla y Sánchez, 1978; Tardy et al., 1976), *Oosterella* (Imlay, 1938), *Phylloceras* (Imlay, 1940), *Berriasella*, *Durangites*, *Neocosmoceras*, *Kosmattia*, *Proniceras*, *Protancyloceras*, *Pseudosubplanites*, *Hidoglochiceras* (*Salinites*), *Himalayites*, *Spiticeras* (*Kilianiceras*), *Subesturoceras*, *Tirnovella*, *Rodighierites*, *Bacullites*, *Rogersites*, *Saynoceras*, *Corongoceras*, *Delphinella*, *Dichotomites*, *Hoplitide*, *Valanginites* (Imlay, 1938). Asimismo, los microfósiles con importancia bioestratigráfica se mencionan a nanocónidos, calciesferílidos, foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos.

En un inicio, Imlay (1936) consideró que debido a que la Formación Taraises se encuentra estratigráficamente por encima de rocas del Jurásico Superior, parte de las capas de la unidad, pudieran ser del Cretácico Temprano (Valanginiano-Hauteriviano). Posteriormente, con base en estudios micro y macropaleontológicos, realizados por diferentes autores, se sugiere que la edad de la unidad es del Jurásico Tardío (Tithoniano) al Hauteriviano; sin embargo, con base en los mismos criterios paleontológicos interpreta

una edad de Berriasiano-Valanginiano, pudiendo alcanzar hasta el Hauteriviano en algunas localidades. Estudios posteriores concuerdan en que la edad de la Formación Taraises se encuentra dentro de este último rango (Berriasiano-Hauteriviano). Por otro lado, estudios bioestratigráficos detallados basados en fauna de ammonites, asignan una edad de Berresiano-Valanginiano tardío, Zona Verrucosum. Dado el siguiente análisis, se llega a la conclusión que la unidad corresponde al Cretácico Temprano (Berriasiano-Hauteriviano), con base al contenido paleontológico y a la posición estratigráfica.

10.2 Ambiente de depósito

Las interpretaciones sobre el ambiente de depósito en que se originó la Formación van desde plataforma externa, con una profundidad moderada, plataforma abierta en forma de rampa y plataforma somera cercana a la línea de costa, de acuerdo a sus características litológicas, manifestando profundizaciones en su sedimentación; asimismo, ha sido relacionado con facies de la zona batial (Imlay, 1938) y facies pelágicas. Otros autores consideran que la Formación se depositó en una cuenca profunda, rodeado de un ambiente reductor y depositación singenética de pirita. También se considera una interpretación de ambiente de cuenca de agua profunda, en condiciones tranquilas con base en las características texturales y paleontológicas. De manera particular, el miembro de la unidad, Lente de San Juan, ha sido interpretado como depósito de cuenca que cambia lateralmente a facies de margen arrecifal, mientras que el Miembro Arenoso Galeana es interpretado como parte de un depósito sublitoral y un complejo deltaico (Ocampo-Díaz et al., 2008).

Las lutitas calcáreas y calizas de la Formación Taraises se depositaron como lodos calcáreos, con una cantidad considerable de material argiláceo y orgánico, esto indica que su ambiente fue marino muy somero en una planicie grande, lo cual explicaría el contacto abrupto con las areniscas de la Formación Las Vigas (Imlay, 1936). Los depósitos del norte del estado de Zacatecas fueron depositados a una distancia considerable de la costa, pero difieren de los depósitos más cercanos a la costa que afloran en la Sierra de Parras y sur de Monterrey, que son capas más gruesas y margosas; la predominancia de ammonites

en esta Formación probablemente significa mares claros y no muy profundos, con condiciones no favorables para organismos litorales (Imlay, 1938).

Pérez-Rul (1967) interpreta que los sedimentos de la Formación Taraises, se depositaron en aguas someras que en algunas partes estuvieron estancadas. González-Arreola (1989) concluye que el ambiente eco-deposicional de la Formación Taraises, correspondió al de una plataforma en situación relativamente distal, respecto a las áreas emergidas principales. Barboza-Gudiño et al., (2004) infieren para la Formación Taraises en la Sierra de Catorce, un ambiente pelágico de moderada profundidad en transición a una cuenca, con aporte de carbonatos y alternancia de terrígenos, lo anterior con base en la litología y fauna presentes.

10.3 Correlación

En México, la unidad ha sido correlacionada con las Formaciones Fresnillo, Santuario, Las Vigas, Mezcalera, Barril Viejo, específicamente con el miembro superior de dicha unidad (Imlay, 1940). Por otro lado, es correlacionable con las Formaciones San Marcos, Navarrete, Valdecañas, Colorada y Menchaca. Así mismo se ha correlacionado con algunas porciones de otras unidades estratigráficas, por ejemplo, con la parte basal de las Formaciones Tamaulipas Inferior y Guaxcamá, Xonamanca, Con el miembro superior de la Formación Pimienta, con la parte inferior de las formaciones Hosston y la Mula. En el territorio de los Estados Unidos de América, la unidad es correlacionable con la Formación Durango al sur de Texas y al noroeste de ese país y con la Formación Houston del sur de Texas.

10.4 Importancia económica

De manera general, se ha interpretado que las secuencias litológicas de la Formación Taraises no manifiestan condiciones mineras favorables. Sin embargo, se reporta una estructura mineralizada denominada La Negra, en el este de San Luis Potosí, donde las rocas encajonantes pertenecen a la Formación Taraises; asimismo se reporta que las rocas

de la unidad encajan zonas mineralizadas de plomo-zinc, barita, yeso, calcita, salmuera; así como vetas hidrotermales como Las Güeras en la cañada de San Pedro, Zacatecas y en la falla Los Azules. Estudios recientes mencionan la existencia de mineralización de oro y plata en rocas de esta unidad. Por otro lado, se ha reportado que las secuencias correspondientes a esta Formación son de interés económico por la extracción de caliza para la construcción, también se relaciona con la prospección petrolera y en la extracción de agua y como rocas tipo ónix.

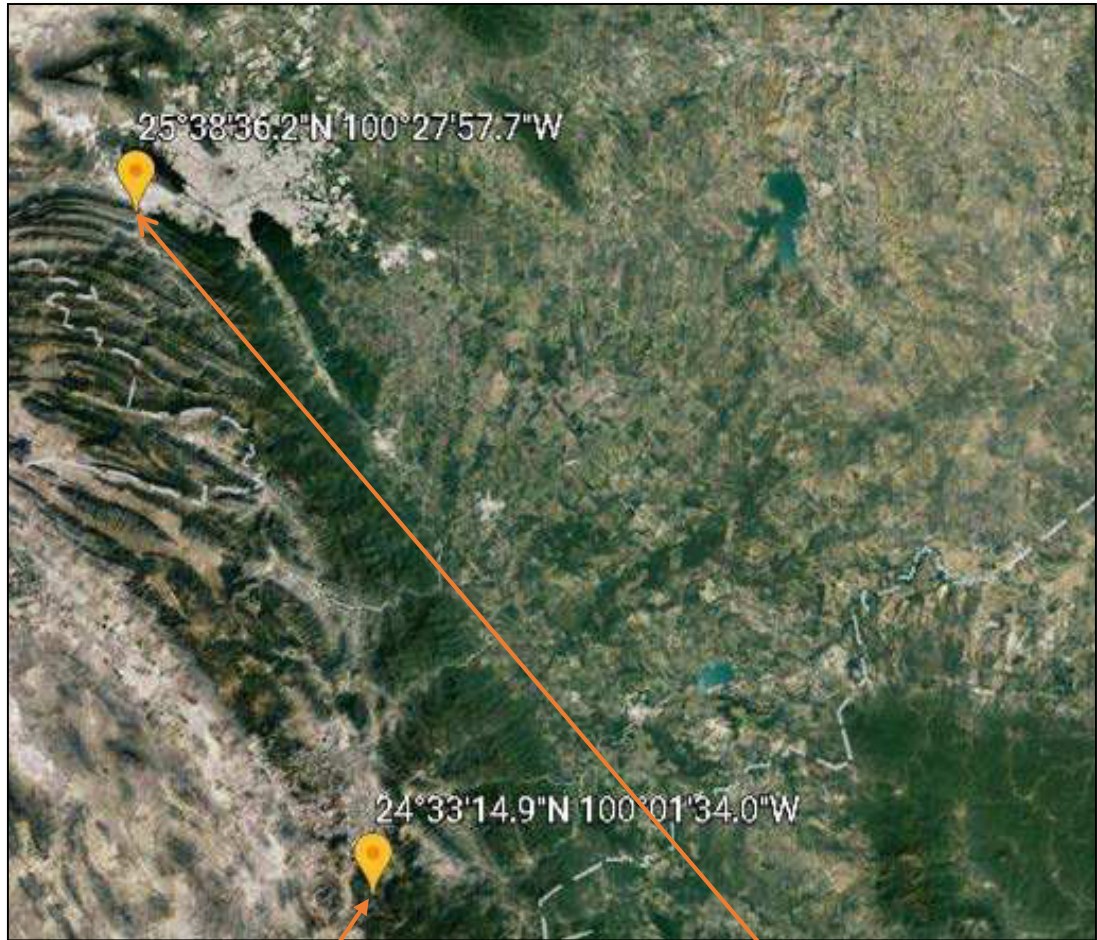
La Formación Taraises constituye una unidad formal, debido a que cumple con los requerimientos establecidos por el Código Estratigráfico Norteamericano vigente al momento de su propuesta.

10.5 Formación Taraises en el área de estudio

La localidad del Cañón de la Huasteca presentó capas de calizas y margas intercaladas por calizas arcillosas en grosores de estratos medianos (10 cm a 30 cm) a estratos gruesos (30 cm a 100 cm), en coloraciones diversas pasando de grises oscuros a grises claros y con intemperismo en colores grises claros, amarillentos y colores crema; con presencia de fractura concoidea en la mayoría de las muestras, de aspecto lodoso, masivas, laminadas y bioturbadas.

En la paleobiota se encontraron moldes de ammonoideos y algunos bivalvos, aunque en mal estado de conservación y en cantidades muy bajas.

Para la localidad de Pablillo Galeana, se encontraron capas de caliza y lutita más o menos intercaladas, con algunas margas, en los mismos espesores mencionados. También hubo mayor concentración de óxidos y las coloraciones variaron de grises oscuros a grises claros con intemperismo en colores grises claros, amarillentos y colores crema, a presentar algunas capas con tonalidades rosadas y pardas ya para las últimas capas muestreadas. En cuanto a la presencia de fósiles, se reportaron una mayor cantidad de ammonoideos, aunque sus estados de conservación siguen estando muy comprometidos.



Sitio 1: Cañón de La Huasteca,
Santa Catarina, Nuevo León.

Sitio 2: Ejido Pablillo, Galeana,
Nuevo León.

Figura 11. Mapa de los sitios de muestreo y colecta de los ammonoideos, en el estado de Nuevo León, México.

11. PETROGRAFÍA Y MICROFACIES

Las rocas se componen de diferentes minerales y, según el estado de éstos y las condiciones de formación, se clasifican en tres grandes grupos: ígneas, producidas como consecuencia de procesos magmáticos y eruptivos; sedimentarias, originadas por depósito de distintos minerales; y metamórficas, formadas en el interior de la Tierra, donde son sometidas a fuertes presiones y elevadas temperaturas que hacen cambiar su estructura y composición. El estudio de una roca requiere en primer lugar el examen físico de la misma en lo que concierne a aspecto, color, dureza, etc. A continuación, suele procederse a su análisis microscópico, para lo cual se cortan mediante máquinas especiales secciones de espesor mínimo que permitan su exploración al microscopio. Éste revela la forma de los cristales que componen la roca, la relación entre los distintos minerales, la microestructura y toda una serie de magnitudes evaluables. Según Dunham (1962), las rocas carbonatadas pueden ser reconocidas por su textura original y es en base a su matriz, la cual a su vez se dividen según el porcentaje de aloquímicos o granos según el rango visual de campo en el microscopio.

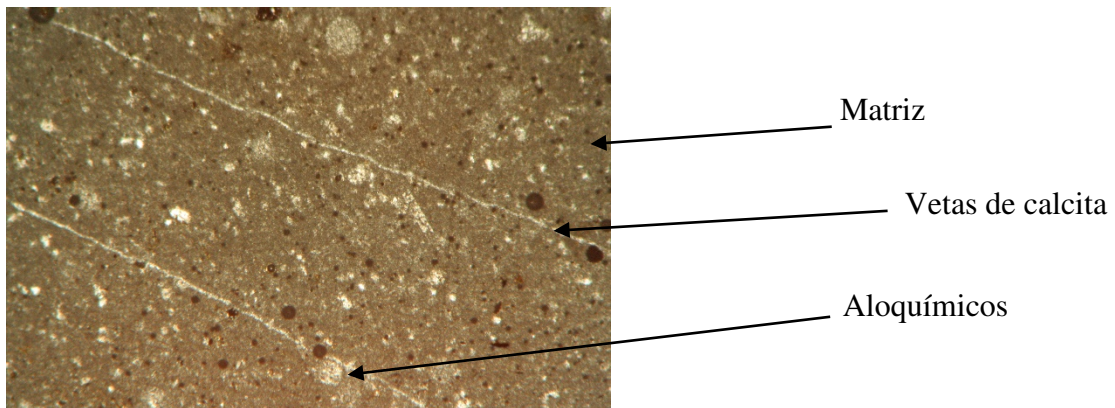


Figura 12. Elementos observados en una lámina delgada.

11.1. Facies sedimentarias

Las facies sedimentarias, son el conjunto de sedimentos que pueden ser definidos y separados por otros por su geometría, litología, estructura sedimentaria y fósiles asociados.

Al analizar un determinado cuerpo sedimentario se debe de tratar su evolución geodinámica con las características geodinámicas y volcánicas, cuando corresponda y su evolución posterior, considerando la diagénesis y la evolución de la materia orgánica. Generalmente esto se hace en una secuencia que en primer lugar describe las facies, ya sea en el terreno o bien a partir de muestras obtenidas en cortes. Luego se agrupan estas facies en secuencia obtenida los datos de paleocorrientes, fauna encontrada y la composición litológica; determinar los cambios laterales y verticales de las secuencias; tratar de interpretar el medio de sedimentación y los procesos que generaron la secuencia.



Figura 13. Secuencia estratigráfica del sitio 2, donde se observa la alternancia de calizas y margas de la Formación Taraises en el Ejido Pablillo, Galeana, N.L.

12. RESULTADOS

12.1 Análisis de microfacies

Para la localidad del Cañón de la Huasteca, Santa Catarina N.L., se muestrearon 38 capas distribuidas en, nombradas con números consecutivos en el primer muestreo del 1 al 28 (HT_1, etc.) y en el segundo muestreo se repitieron los números del 1 al 10 (HTII_1. Etc.); las capas no mencionadas en las descripciones corresponden a estratos perdidos por vegetación, deslaves naturales y asentamiento humanos.

Un total de 45 láminas delgadas fueron preparadas y analizadas bajo el microscopio. El análisis textural fue realizado basado en la clasificación Dunham (1962), éste bajo el argumento de la mayoría de los aloquímicos descritos presentaron dimensiones menores a los 2 mm y la mayoría de los rasgos texturales están asociados a la sedimentación y no a los rasgos diagenéticos. Posteriormente, se utilizó el sistema de Flügel (1972-2004) para el análisis de microfacies, para concluir con el criterio de Wilson (1975), determinando la zona de facies y con esto establecer el ambiente sedimentario de la Formación Taraises durante el depósito de esta.

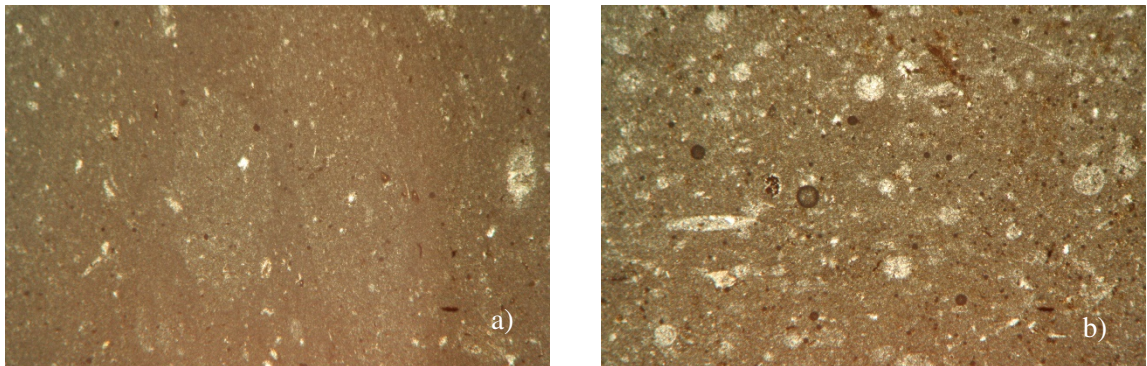


Figura 14. Texturas de Dunham (1962), a) se aprecia una textura mudstone y b) una textura wackestone. Las muestras pertenecen a la localidad 2.



Figura 15. Secuencia estratigráfica del sitio 1, en el Cañón de la Huasteca, donde se observa la alternancia de calizas y calizas arcillosas.

Para la localidad en el ejido de Pablillo, se muestrearon 59 capas con una extensión total de 59.29 m, y se elaboraron 20 láminas delgadas, las de las capas más duras, las cuales fueron analizadas bajo el microscopio, para ser posteriormente descritas. La clave establecida para esta localidad corresponde a PTG_ y el número de la capa. Las claves de las láminas se detallarán en tablas comparativas que aparecen más adelante. Los principales elementos descritos consisten en los componentes esenciales de las rocas calcáreas: matriz, cemento y granos o aloquímicos.



Figura 16. Imagen de la secuencia estratigráfica en el sitio 2 que muestra el plegamiento de las capas, presentando un rumbo de 60° NE.

Figura 17. Imagen panorámica del afloramiento de la Fm Taraises en el ejido Pablillo Galeana.



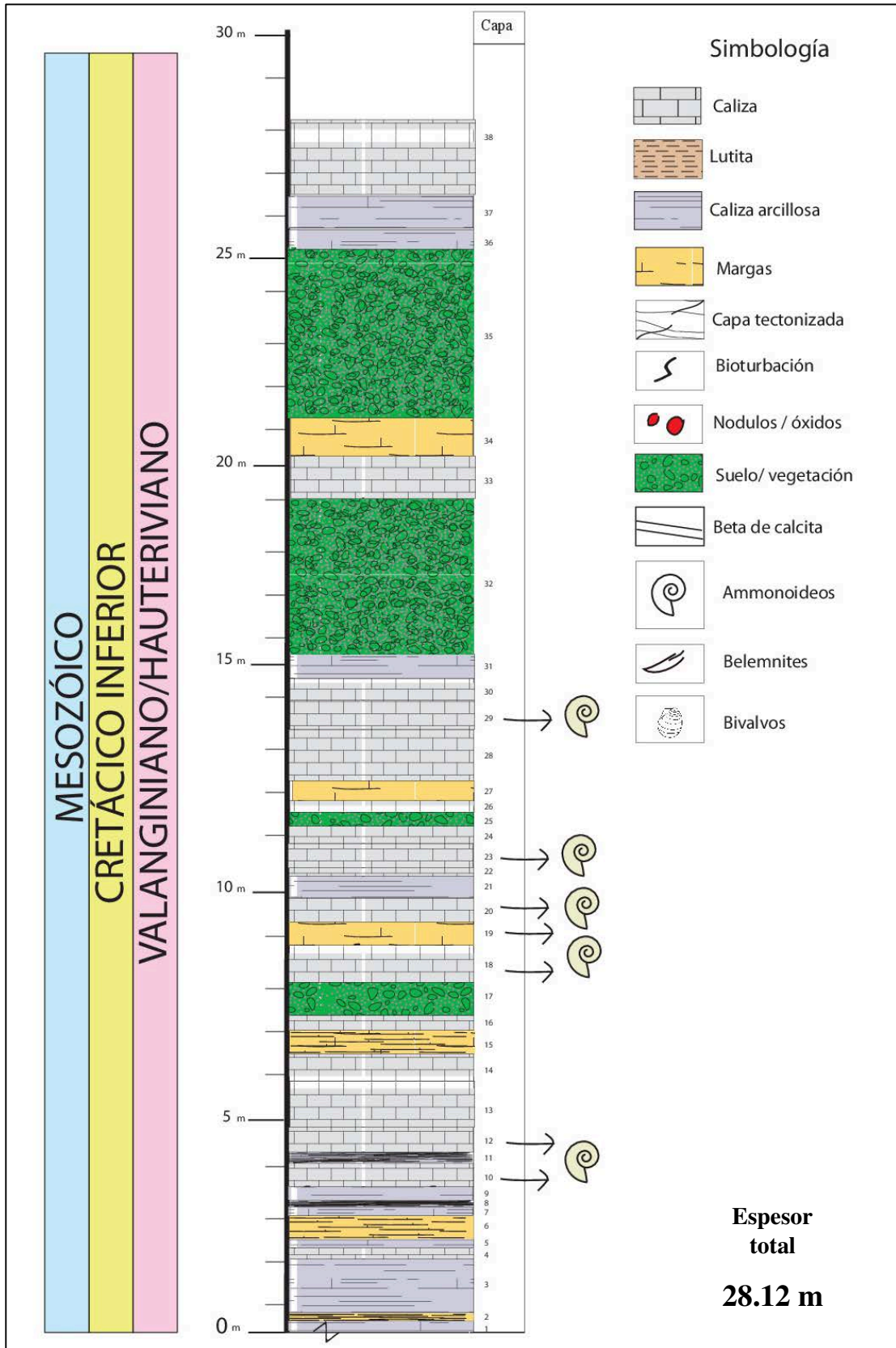


Figura 18. Columna estratigráfica. Localidad 1, Cañón de la Huasteca.

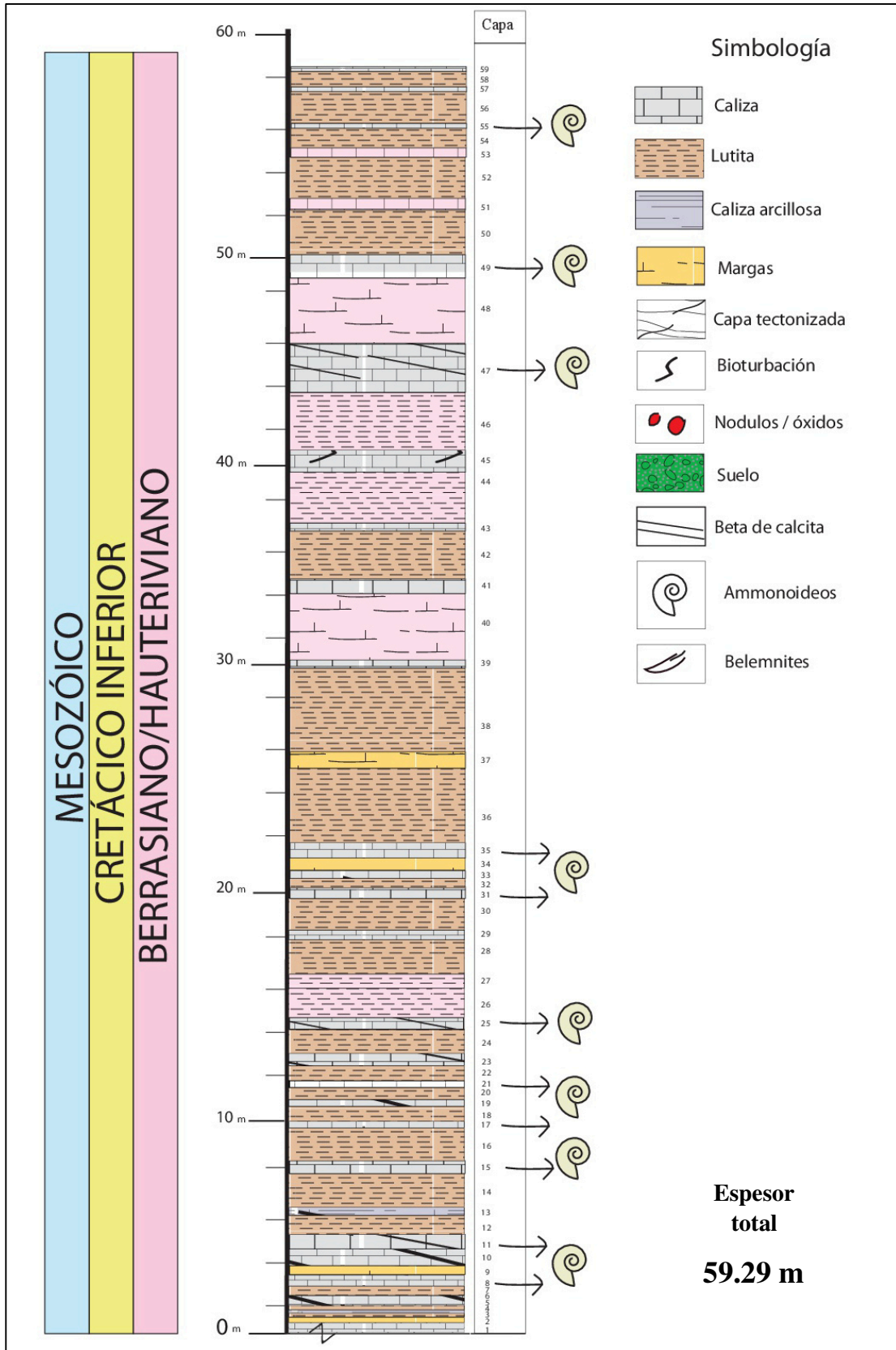


Figura 19. Columna estratigráfica. Localidad 2, Ejido Pablillo Galeana.

Microfacies

Fm. Taraises, La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León.

La matriz es una mezcla de partículas, formadas por lodo calcáreo de origen clástico. En algunos casos, la micrita presenta laminación paralela o subparalela al plano de estratificación, posiblemente la primera condición es consecuencia de la decantación de material arcilloso y micrita en ambientes de baja energía, y la segunda condición por la cohesión de partículas arcillosas en el fondo marino. En todas las secciones delgadas, la matriz presentó laminación y puntos de color rojizo atribuidos a granos de óxido de hierro, además de puntos y/o vetas de mineral calcita, siendo los minerales abundantes en las muestras. El cemento está formado por esparita que se encuentra confinada a los espacios dentro de los microfósiles, tales como los huecos dejados en los exoesqueletos de foraminíferos planctónicos y calciesferas, aunque ocasionalmente se encuentra mezclada con la micrita probablemente como consecuencia de procesos de lavado en ambientes de mayor energía. Los aloquímicos presentes en un porcentaje menor al 10%, constituidos principalmente de bioclastos de origen planctónico, aunque ocasionalmente algunas formas bentónicas están presentes, en forma general, en la totalidad de las láminas delgadas se encontraron foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios, calciesferas, calpionélidos, espículas de esponjas, algas calcáreas, fragmentos de bivalvos y placas de equinodermos. Las características texturales, en todas las láminas analizadas para esta localidad reportan una textura mudstone (granos < 10%) Dunham (1962), con ligeras variaciones en el porcentaje de alquímicos presentes.

Microfacies

Fm. Taraises, Sierra de Pablillo, Galeana Nuevo León.

La matriz fue micrítica, formadas por lodos calcáreos y partículas arcillosas, presentó gran cantidad de óxido de hierro en forma de granos de color rojizo y también se pueden ver vetas de mineral calcita y con marcas de bioturbación. El cemento fue esparítico y los aloquímicos presentes con un porcentaje menor al 20% pero mayor a 10%. Entre estos

aloquímicos se encontraron calciesferas, calpionelidos, tintínidos, espículas de esponjas, algas calcáreas, fragmentos de bivalvos y placas de equinodermos. Las características texturales, en las 20 láminas analizadas reportan un tipo wackestone predominante con 16 láminas (granos > 10%) Dunham (1962), y solo 4 con textura mudstone.

Cañón de la Huasteca, Santa Catarina					
	LÁMINA	MATRIZ	CEMENTO	TEXTURA	ALOQUÍMICOS/MICROFÓSILES
1	HT_1A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Colomiella</i> sp., <i>Tritaxia</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Nummoloculina</i> sp., <i>Calpionellites</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Salpingoporella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp.
2	HT_1B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Tritaxia</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp.
3	HT_2	micrítica	esparita	mudstone	<i>Lenticulina</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp.
4	HT_3A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Pihtonella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Sigalia</i> sp.
5	HT_3B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Textularia</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
6	HT_4	micrítica	esparita	mudstone	<i>Sigalia</i> sp., <i>Calpionellites</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Tritaxia</i> sp., <i>Tintinopsella</i> sp., <i>Calpionella</i> sp.
7	HT_5	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Nannoconus</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
8	HT_6A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Sigalia</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Clavulinoides</i> sp., <i>Calpionella</i> sp.
9	HT_6B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Sigalia</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Calpionella</i> sp.
10	HT_7	micrítica	esparita	mudstone	<i>Sigalia</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
11	HT_9A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Textularia</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
12	HT_9B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Tintinopsella</i> sp.
13	HT_10A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
14	HT_10B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp. BIOTURBACIÓN
15	HT_10C	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Calpionellopsis</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
16	HT_12A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Tintinnopsella</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Calpionellopsis</i> sp.
17	HT_12B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
18	HT_13A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Colomiella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
19	HT_13B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
20	HT_14A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Sigalia</i> sp.

21	HT_14B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Stomiosphoera</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp.
22	HT_15A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp.
23	HT_15B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Calvulinoides</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp.
24	HT_16	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Dorothia</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Tritaxia</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp., <i>Calpionellites</i> sp.
25	HT_18	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp.
26	HT_19	micrítica	esparita	mudstone	<i>Stomiosphoera</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
27	HT_20	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Stomiosphoera</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
28	HT_21	micrítica	esparita	mudstone	<i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
29	HT_22	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Calpionellites</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp.
30	HT_23	micrítica	esparita	mudstone	<i>Lenticulina</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp.
31	HT_24	micrítica	esparita	mudstone	<i>Textularia</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
32	HT_26	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Calpionellites</i> sp., <i>Sigalia</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp.
33	HT_27	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
34	HT_28N5	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Textularia</i> sp.
35	HT_28N7	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp.
36	HT_28N9	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Stomiosphoera</i> sp., <i>Calpionella</i> sp.
37	HTII_1	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp.
38	HTII_2	micrítica	esparita	mudstone	<i>Saccocoma</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Microcalamoides</i> sp., <i>Pithonella</i> sp.
39	HTII_3	micrítica	esparita	mudstone	<i>Dicyclina</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
40	HTII_5A	micrítica	esparita	mudstone	<i>Lenticulina</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Colomiella</i> sp.
41	HTII_5B	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
42	HTII_6	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Saccocoma</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp., <i>Pithonella</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
43	HTII_8	micrítica	esparita	mudstone	<i>Tintinnopsella</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Colomiella</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
44	HTII_9	micrítica	esparita	mudstone	<i>Lenticulina</i> sp., <i>Dicyclina</i> sp.
45	HTII_10	micrítica	esparita	mudstone	<i>Microcalamoides</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp.

Tabla 1. Resultado de las láminas analizadas, Localidad 1, La Huasteca, Santa Catarina

Pablillo, Galeana					
	MUESTRA	MATRIZ	CEMENTO	TEXTURA	ALOQUÍMICOS/MICROFÓSILES
1	PGT_3	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calcisphaerula</i> sp. <i>Tintinnopsella</i> sp
2	PGT_8	micrítica	esparita	wackestone	<i>Colomiella</i> sp., <i>Calcisphaerula</i> sp. <i>Calpionellites</i> sp. BIOTURBACIÓN
3	PGT_11	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp.
4	PGT_13	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Calpionella</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp.
5	PGT_15	micrítica	esparita	wackestone	<i>Stomiosphaera</i> sp, BIOTURBACIÓN
6	PGT_17	micrítica	esparita	wackestone	<i>Tintinnopsella</i> sp, <i>Calciesferas</i> BIOTURBACIÓN
7	PGT_19	micrítica	esparita	mudstone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp
8	PGT_21	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calcisphaerula</i> sp. <i>Calpionella</i> sp.
9	PGT_23	micrítica	esparita	mudstone	<i>Stomiosphaera</i> sp, <i>Calciesferas</i> BIOTURBACIÓN
10	PGT_25	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp
11	PGT_29	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calcisphaerula</i> sp. <i>Calpionellites</i> sp., <i>Calciesferas</i>
12	PGT_35	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calpionella</i> sp., <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Calciesferas</i>
13	PGT_39	micrítica	esparita	wackestone	<i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp <i>Calciesferas</i>
14	PGT_45	micrítica	esparita	wackestone	<i>Tintinnopsella</i> sp, <i>Calciesferas</i>
15	PGT_47	micrítica	esparita	wackestone	<i>Stomiosphaera</i> sp, <i>Stenosemellopsis</i> sp., <i>Tintinnopsella</i> sp
16	PGT_49	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp,
17	PGT_51	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calpionellites</i> sp., <i>Stomiosphaera</i> sp
18	PGT_53	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calcisphaerula</i> sp. <i>Calpionellites</i> sp., <i>Calciesferas</i>
19	PGT_55	micrítica	esparita	wackestone	BIOTURBACIÓN
20	PGT_59	micrítica	esparita	wackestone	<i>Calciesferas</i>

Tabla 2. Resultado de las láminas analizadas, Localidad 2, Sierra de Pablillo, Galeana.

El contenido microfaunístico encontrado en las laminillas indica también a que edades pertenecen las muestras de roca. Dejando una edad de Valanginiano-Hauteriviano para la localidad 1 y una edad de Berriasiano-Hauteriviano para la localidad 2.



Localidad	La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León (25°38'36.20"N 100°27'57.65"O)	Sierra de Pabillo, Galeana (24°33'14.89"N 100°1'34.03"O)
Imagen		
Total de muestras de ammonoideos	6	50
Extensión levantada	28.15 metros	59.29 metros
Textura	Mudstone (Dunham, 1962)	Wackestone (Dunham, 1962)
Ambiente de Deposito	Plataforma de mar abierta FZ 3 (Wilson, 1975)	Cuenca profunda: con sedimentación lenta FZ 1 (Wilson, 1975)
Microfacie	Se sitúa en un ambiente de pendiente suave tipo SMF 3 (Flügel, 1972)	Wackestone pelágico SMF 3 (Flügel, 1972)

Tabla 3. Comparación de las localidades.

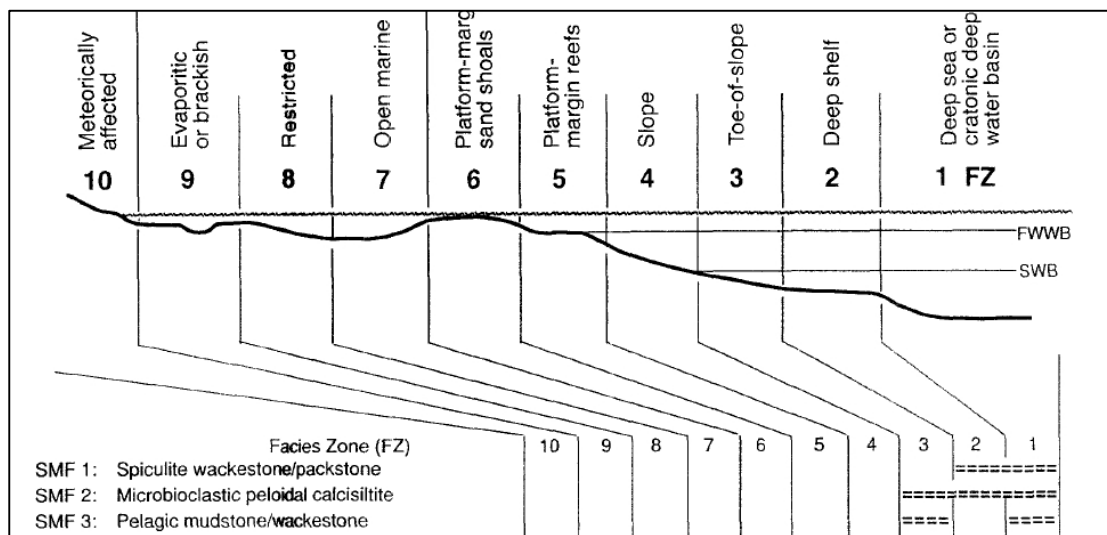


Figura 20. SMF microfacies estándar (Flügel, 1972) y ZF facies sedimentarias (Wilson, 1975) (tomado y modificado de Yavarmanesh et al., 2017).

12.2 Interpretación paleoambiental.

Cañón de la Huasteca	Ejido Pablillo Galeana
<p>El ambiente de depósito se localiza en la zona batial, básicamente en el margen de la plataforma interna, por el contenido de los microfósiles, la mayoría bentónicos, se sugiere un ambiente de baja energía, bien oxigenado y con poca circulación. Esto puede ser explicado por la menor cantidad de óxidos formados de la descomposición de las vetas de calcita</p> <p>El hecho de que existan rocas carbonatadas ya nos indica climas cálidos y poca cantidad de aporte de terrígenos continentales (siliciclastos)</p> <p>La presencia de micrita nos indica un ambiente de sedimentación tranquila, ya sea por encima o debajo del nivel de las olas.</p>	<p>Esta sección es probable que se ubique en la zona abisal. La abundancia de organismos pelágicos como los calpionélidos y el alto contenido de óxido de hierro coloca a ese afloramiento en una zona más aislada y por tanto más profunda que la localidad 1, con menos aireación, esto interpretado por la descomposición de la calcita o silicatos en los granos de óxidos.</p> <p>El contenido de ammonoideos, los cuales se encuentran en diversos estados de conservación desde fragmentados hasta compactados, es abundante en comparación a la localidad 1, por lo tanto, también indica que el ambiente de deposición era más profundo y lento.</p>

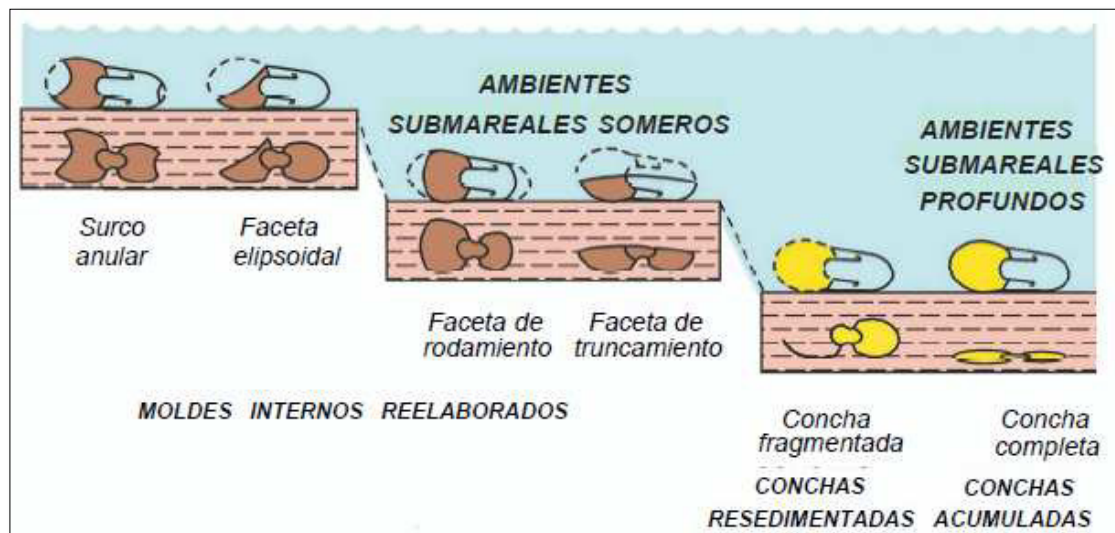


Figura 21. Esquema de preservación de conchas. Tomado de Fernández-López, 1997.

12.3 Implicaciones tafonómicas

Los restos de ammonites, por su amplia distribución geográfica y su frecuencia en el registro fósil, constituyen uno de los grupos tafonómicos más adecuados para interpretar gradientes paleoambientales en los sedimentos mesozoicas.

Entre los distintos mecanismos de alteración tafonómica por los cuales los ammonites han experimentado modificaciones en su composición, estructura y ubicación, se usaron el relleno sedimentario, mineralización, disolución, distorsión tafonómica y los distintos procesos de necrocinésis como desarticulación y removilización, que vienen representados en la Figura 21, además de la merística y características morfológicas para cada género, como los surcos y costillas, ornamentación y tipo de sutura.

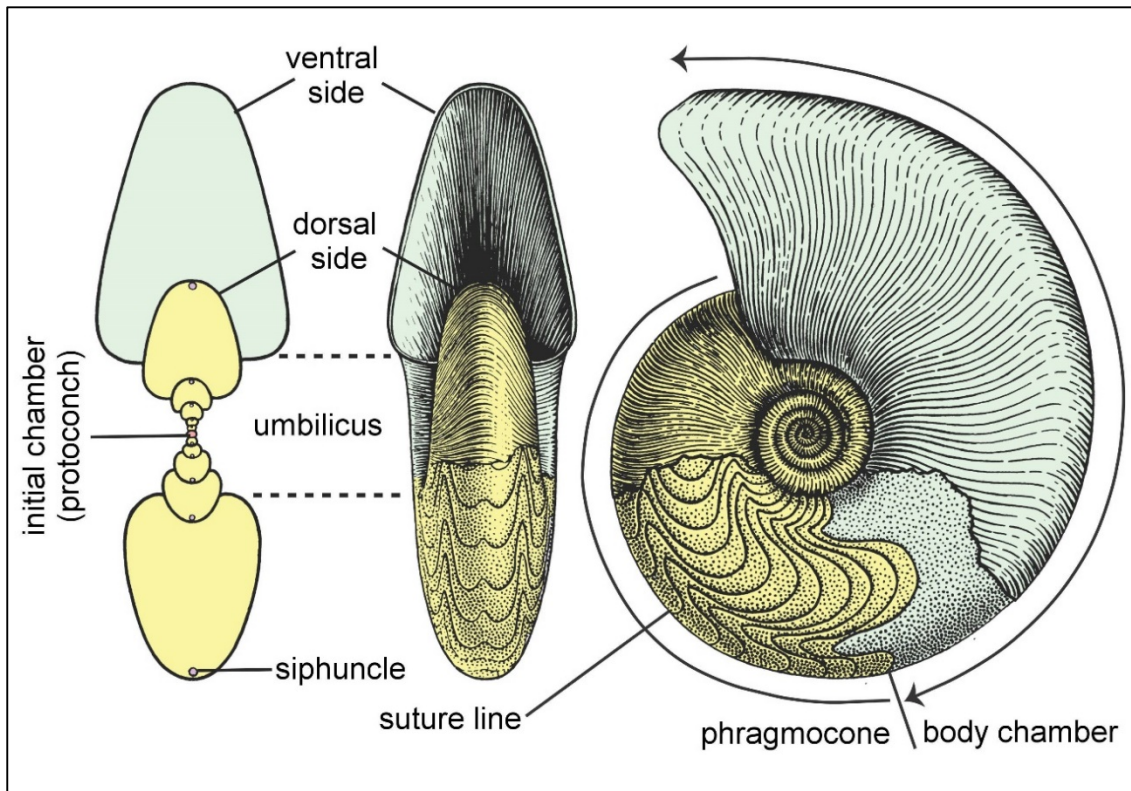


Figura 22. Morfología de la concha de los ammonoideos. (Modificado de Arkell 1957; Korn and Klug 2002).



Figura 23. Características tafonómicas importantes. Tomado de Fernández-López, 1997.

NÚMERO	CLAVE	GÉNERO	CAPA
1	#H1	Fragento	10
2	#H2	Fragento	12
3	#H3	<i>Kilianella</i> sp.	18
4	#H4	<i>Dichotomites</i> sp.	20
5	#H5	<i>Neocomites</i> sp.	23
6	#H6	<i>Olcostephanus</i> sp.	29

Tabla 4. Ammonoideos en El Cañón de la Huasteca.

NÚMERO	CLAVE	GÉNERO	DTC	AO	AUV	ESV	A/E
1	#H1	Fragento	---	---	---	---	---
2	#H2	Fragento	10.66	1.69	3.12	---	---
3	#H3	<i>Kilianella</i> sp.	---	---	---	---	---
4	#H4	<i>Dichotomites</i> sp.	---	---	50.19	---	---
5	#H5	<i>Neocomites</i> sp.	---	---	42.85	---	---
6	#H6	<i>Olcostephanus</i> sp.	---	---	---	32.47	---

Tabla 5. Tabla de métrica, localidad 1.

Abreviaturas usadas en las Tablas, los valores de medidas están dadas en milímetros:

DTC = diámetro total de la concha

AO = amplitud del ombligo

AUV = altura de la sección de la última vuelta

ESV = espesor de la sección de la vuelta

A/E = relación que existe entre la altura y el espesor de la vuelta

NÚMERO	CLAVE	GÉNERO	NÚMERO	CLAVE	GÉNERO
1	#1	<i>Thurmanniceras</i> sp.	27	#31	<i>Neocomites</i> sp.
2	#2	Fragmento	28	#32	Fragmento
3	#3	<i>Dichotomites</i> sp.	29	#33	<i>Dichotomites</i> sp.
4	#4	Fragmento	30	#34	<i>Thurmanniceras</i> sp.
5	#5	<i>Olcostephanus quadriradiatus</i>	31	#35	Fragmento
6	#6	<i>Olcostephanus</i> sp.	32	#36	<i>Leptoceras</i> sp.
7	#7	<i>Leptoceras</i> sp.	33	#37	Fragmento
8	#8	Fragmento	34	#38	Fragmento
9	#9	<i>Acantodiscus</i> sp.	35	#39	<i>Leptoceras</i> sp.
10	#10	<i>Thurmanniceras</i> sp.	36	#42	<i>Dichotomites</i> sp.
11	#11	<i>Olcostephanus pecki</i>	37	#43	Fragmento
12	#12	<i>Olcostephanus quadriradiatus</i>	38	#44	Fragmento
13	#13	<i>Olcostephanus</i> sp.	39	#45	<i>Olcostephanus</i> sp.
14	#14	Fragmento	40	#46	<i>Olcostephanus</i> sp.
15	#15	<i>Olcostephanus</i> sp.	41	#48	Fragmento
16	#16	Fragmento	42	#49	<i>Neocomites</i> sp.
17	#17	Fragmento	43	#50	<i>Berriasella</i> sp.
18	#19	Fragmento	44	#51	Fragmento
19	#20	Fragmento	45	#52	Fragmento
20	#22	<i>Olcostephanus</i> sp.	46	#53	Fragmento
21	#23	Fragmento	47	#54	Fragmento
22	#24	Fragmento	48	#55	Fragmento
23	#25	<i>Olcostephanus</i> sp.	49	#57	<i>Neocomites</i> sp.
24	#26	<i>Berriasella</i> sp.	50	#60	<i>Kilianella</i> sp.
25	#27	<i>Olcostephanus</i> sp.			
26	#28	<i>Neocomites</i> sp.			

Tabla 6. Ammonoideos en Pablillo Galeana.

GÉNERO	IDENTIFICADOS	FRAGMENTOS
<i>Thurmanniceras</i> sp.	3	
<i>Dichotomites</i> sp.	3	
<i>Olcostephanus</i> sp.	11	
<i>Leptoceras</i> sp.	3	
<i>Acantodiscus</i> sp.	1	
<i>Berriasella</i>	2	
<i>Neocomites</i> sp.	4	
<i>Kilianella</i>	1	
Total	28	

Tabla 7. Comparación de muestras identificadas para la localidad 2 en Pablillo Galeana.

NÚMERO	CLAVE	GÉNERO	DTC	AO	AUV	ESV	A/E
1	#1	<i>Thurmanniceras</i> sp.	168.76	60.41	51.31	---	---
2	#2	Fragmento	---	---	42.05	---	---
3	#3	<i>Dichotomites</i> sp.	98.21	42.35	35.05	---	---
4	#4	Fragmento	---	---	---	---	---
5	#5	<i>Olcostephanus quadriradiatus</i>	129.53	44.08	45.42	25.09	1.80
6	#6	<i>Olcostephanus</i> sp.	56.32	15.98	20.86	---	---
7	#7	<i>Leptoceras</i> sp.	14.72	3.35	4.55	---	---
8	#8	Fragmento	---	---	11.87	---	---
9	#9	<i>Acantodiscus</i> sp.	47.63	8.86	13.59	---	---
10	#10	<i>Thurmanniceras</i> sp.	56.00	11.73	19.85	---	---
11	#11	<i>Olcostephanus pecki</i>	105.65	13.75	45.55	---	---
12	#12	<i>Olcostephanus quadriradiatus</i>	76.88	25.48	28.09	19.93	1.41
13	#13	<i>Olcostephanus</i> sp.	47.12	18.30	---	---	---
14	#14	Fragmento	---	---	---	---	---
15	#15	<i>Olcostephanus</i> sp.	---	---	13.61	---	---
16	#16	Fragmento	---	---	25.03	---	---
17	#17	Fragmento	27.79	9.26	10.39	---	---
18	#19	Fragmento	---	---	27.81	---	---
19	#20	Fragmento	---	---	29.65	21.09	---
20	#22	<i>Olcostephanus</i> sp.	66.45	26.62	23.60	---	---
21	#23	Fragmento	---	---	70.54	---	---
22	#24	Fragmento	---	---	36.29	23.21	---
23	#25	<i>Olcostephanus</i> sp.	42.47	17.59	11.93	---	---
24	#26	<i>Berriasella</i> sp.	---	---	22.90	---	---
25	#27	<i>Olcostephanus</i> sp.	---	---	25.91	23.21	---
26	#28	<i>Neocomites</i> sp.	---	1.38	13.07	---	---
27	#31	<i>Neocomites</i> sp.	---	---	13.92	---	---
28	#32	Fragmento	---	---	31.37	21.05	---
29	#33	<i>Dichotomites</i> sp.	51.78	15.83	24.96	---	---
30	#34	<i>Thurmanniceras</i> sp.	77.39	18.07	31.51	---	---
31	#35	Fragmento	69.30	---	---	---	---
32	#36	<i>Leptoceras</i> sp.	12.59	1.13	3.52	---	---
33	#37	Fragmento	---	---	23.73	---	---
34	#38	Fragmento	---	---	10.65	---	---
35	#39	<i>Leptoceras</i> sp.	23.32	5.67	7.66	---	---
36	#42	<i>Dichotomites</i> sp.	68,28	15.18	29.48	14.28	2.06
37	#43	Fragmento	---	---	42.76	---	---
38	#44	Fragmento	---	---	72.33	31.55	---
39	#45	<i>Olcostephanus</i> sp.	---	---	19.79	38.46	---
40	#46	<i>Olcostephanus</i> sp.	20.56	4.53	9.29	---	---
41	#48	Fragmento	---	---	42.27	---	---
42	#49	<i>Neocomites</i> sp.	---	9.20	19.92	---	---
43	#50	<i>Berriasella</i> sp.	45.45	---	---	---	---
44	#51	Fragmento	---	---	51.02	---	---
45	#52	Fragmento	---	---	24.28	---	---

46	#53	Fragmento	---	---	33.15	---	---
47	#54	Fragmento	---	---	---	---	---
48	#55	Fragmento	---	---	---	---	---
49	#57	<i>Neocomites</i> sp.	96.61	14.71	39.56	19.21	2.06
50	#60	<i>Kilianella</i> sp.	47.44	13.03	19.08	4.90	3.89

Tabla 8. Tabla de merística, localidad 2.

CAPA	AMMONOIDEOS	GÉNERO
8	1	Fragmento
11	1	Fragmento
15	4	2 <i>Olcostephanus</i> y 2 fragmentos
17	2	Fragmento y <i>Olcostephanus</i>
21	3	Fragmentos
25	30	7 <i>Olcostephanus</i> , 1 <i>Leptoceras</i> , 2 <i>Neocomites</i> , 2 <i>Dichotomites</i> , 1 <i>Kilianella</i> , 2 <i>Thurmanniceras</i> , 2 <i>Berriasella</i> y 13 fragmentos
31	2	Fragmento y <i>Acantodiscus</i>
35	2	<i>Thurmanniceras</i> y <i>Leptoceras</i>
47	3	Fragmento, <i>Neocomites</i> y <i>Dichotomites</i>
49	3	Fragmento, <i>Olcostephanus</i> y <i>Neocomites</i>
55	1	<i>Leptoceras</i>

Tabla 9. Ammonoideos en el ejido Pablillo Galeana.

Característica Tafonómica	Presencia en las muestras	Significado según Fernández-López
Fragmaconos con rellenos sedimentarios	Presente en todos los moldes internos.	Si la concha es disuelta después del enterramiento, la cavidad resultante puede ser rellenada con nuevas sustancias y se puede formar una réplica que presenta en su superficie la ornamentación del resto previamente destruido
Moldes calcáreos	Todos los moldes e impresiones fueron calcáreos, y algunos presentaron mayor acumulación de silicatos que otros.	Las concreciones calcíticas son más frecuentes que las sideríticas en los sedimentos marinos, porque el calcio suele tener una concentración relativamente alta respecto al hierro en el agua marina normal
Conchas completas	Dos ejemplares se encontraron con conchas casi completas.	Las conchas completas, o con cámara de habitación, predominan en los ambientes restringidos y de baja turbulencia o en los ambientes de alta tasa de sedimentación.
Moldes con compactación	Un solo ejemplar se encontró con la concha compactada.	En ambientes de alta tasa de sedimentación, los restos de ammonites suelen estar comprimidos debido al rápido aumento de la

		carga litostática durante la diagénesis temprana.
Conchas sin ápticus	La preservación del ápticus se da bajo condiciones muy particulares de sedimentación, no relacionadas con las de la Formación Tarieses.	La presencia de conchas con ápticus en la cámara de habitación es indicativa de enterramiento rápido y otras circunstancias, tales como alta tasa de acumulación de sedimentos y escasez de oxígeno, que impiden la acción destructiva de los organismos carroñeros y bioturbadores.
Abrasión	Muchas de las muestras tienen superficies lisas donde no se aprecian las ornamentaciones.	Debida al impacto que ejercen sobre ellos las partículas transportadas por el agua, o bien al rozamiento entre los propios elementos que son movidos.

Tabla 10. Principales parámetros tafonómicos analizados en las muestras y qué indica/dónde se formó, según Fernández-López, 1997, 2000).

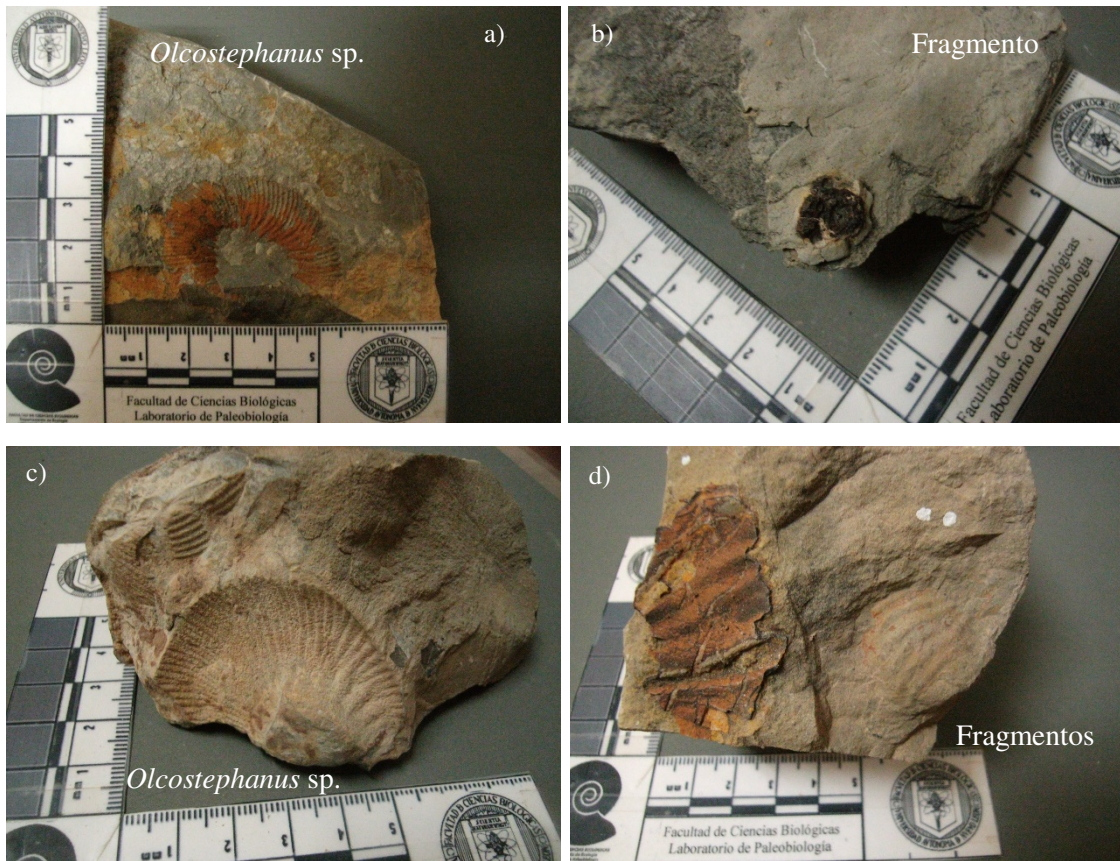




Figura 24. Características tafonómicas en ammonoideos. *a, b, c d y e* con presencia de óxidos en diferentes concentraciones. *f* con una marcada compactación. *c y d* moldes externos. Todos sustituidos por material calcáreo.



Figura 25. Características tafonómicas en ammonoideos. *a y b* con presencia de mineralización por silicatos en la superficie. *c* muestra parte del molde interno y del externo. *d* es un molde externo con óxidos y algunos silicatos en pequeños cristales.

Tanto las tablas 5 y 8 de merística como las figuras 24 y 25, señalan que los estados de conservación de los fósiles no son buenos, esta característica hizo particularmente difícil la identificación de las muestras.

Por otro lado, en las figuras 24 y 25 también se observa que algunas muestras presentan silicificación o recristalización con silicatos y otras tienen encostramientos por óxidos.

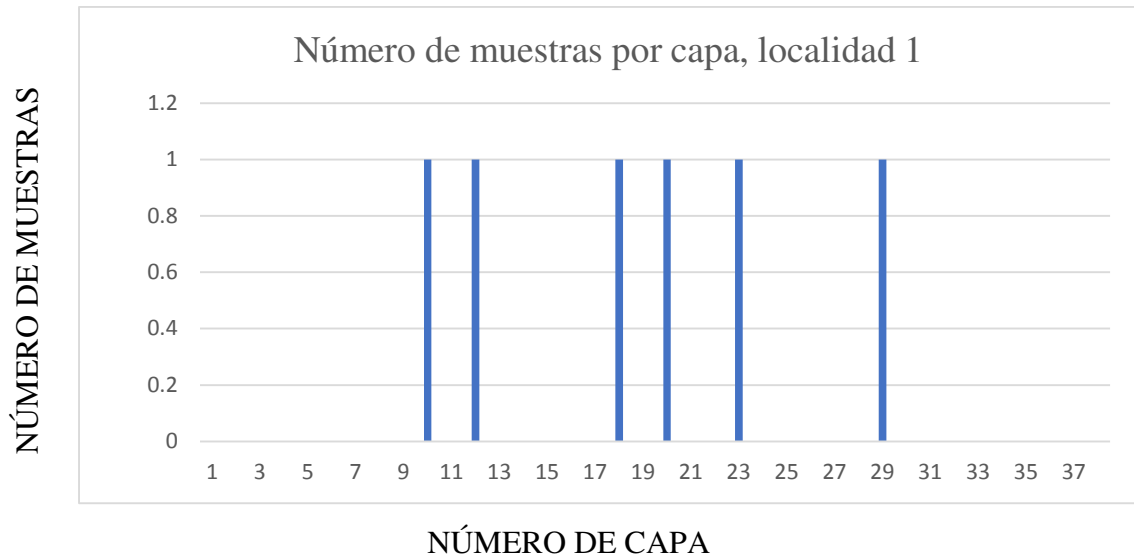
Como lo indica Fernández-López (1997, 2000) en sus trabajos, las características encontradas en las muestras fósiles se deben en gran medida a las condiciones en las cuales se depositó el organismo al momento de morir. En la tabla 10 se muestra que todas las condiciones tafonómicas presentes en las muestras se desarrollan en ambientes de sedimentación rápida, generalmente profundos.

	MILLONES DE AÑOS	EDAD	<i>Neocomites</i>	<i>Kilianella</i>	<i>Thurmanniceras</i>	<i>Acanthodiscus</i>	<i>Berriasella</i>	<i>Leptoceras</i>	<i>Olcostephanus</i>	<i>Dichotomites</i>
CRETÁCICO INFERIOR	113	Albiano								
	125	Aptiano								
	129.4	Barremiano								
	132.9	Hauteriviano	█			█			█	
	139.8	Valanginiano	█	█	█			█	█	█
	145	Berriasiano		█	█		█	█		
JURÁSICO SUPERIOR	152.1	Tithoniano					█			
	157.3	kimmeridgiano								

Tabla 11. Rangos estratigráficos de los géneros reportados.

12.4. Pruebas estadísticas

Las pruebas estadísticas se realizaron con el software PAST 2.17c, un paquete gratuito y de uso sencillo (Hammer et al., 2001), de ahí se obtuvieron los índices de Shannon y de Simpson, los cuales se reportan en las siguientes gráficas y tablas.



Grafica 1. Número de muestras por capa en la localidad 1.

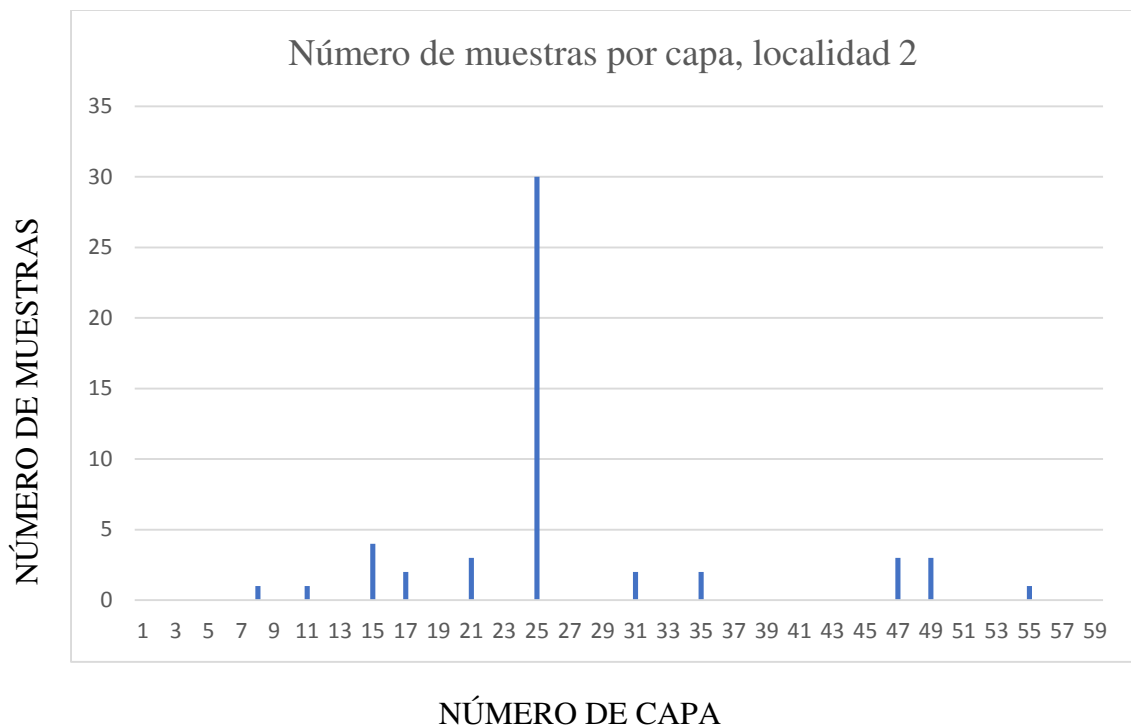
GÉNERO	NO. DE ESPECIES	ABUNDANCIA RELATIVA (pi)	pi ²	
<i>Kilianella sp</i>	1	0.166666667	0.027777778	
<i>Dichomites sp.</i>	1	0.166666667	0.027777778	
<i>Neocomites sp</i>	1	0.166666667	0.027777778	
<i>Olcostephanus sp.</i>	1	0.166666667	0.027777778	
Fragento	2	0.333333333	0.111111111	
SUMATORIA	6		0.222222222	Dominancia de Simpson
			0.777777778	Diversidad de Simpson

Tabla 12a. Resultados de índices estadísticos para localidad 1.

	Valores	Inferior	Superior
Géneros	5	3	5
Total de muestras	6	6	6
Dominancia	0.2222	0.2222	0.5556
Índice de Shannon	1.561	0.6365	1.561
Índice de Simpson	0.7778	0.4444	0.7778

95% de confianza.

Tabla 12b. Resultados de índices estadísticos para localidad 1.



Grafica 2. Número de muestras por capa en la localidad 2.

GÉNEROS	NO. DE INDIVIDUOS	ABUNDANCIA RELATIVA (pi)	pi ²	
<i>Thurmanniceras</i> sp.	3	0.0600	0.0036	
<i>Dichomites</i> sp.	3	0.0600	0.0036	
<i>Olcostephanus</i> sp.	11	0.2200	0.0484	
<i>Leptoceras</i> sp.	3	0.0600	0.0036	
<i>Acantodiscus</i> sp.	1	0.0200	0.0004	
<i>Berriasella</i>	2	0.0400	0.0016	
<i>Neocomites</i> sp.	4	0.0800	0.0064	
<i>Kilianella</i>	1	0.0200	0.0004	
FRAGMENTOS	22	0.4400	0.1936	
SUMATORIA	50			0.2616
				Dominancia de Simpson
				0.7384
				Diversidad de Simpson

	Valores	Inferior	Superior
Géneros	9	6	9
Total de muestras	50	50	50
Dominancia	0.2616	0.1968	0.3888
Índice de Shannon	1.688	1.302	1.856
Índice de Simpson	0.7384	0.6104	0.8024

95% de confianza.

Tabla 13. Resultados de índices estadísticos para localidad 2.

Como se puede ver en las tablas 12 y 13 los índices de diversidad de Simpson y de Shannon presentan valores que indican una baja diversidad de organismos. Para Shannon valores menores a 2 presentan baja diversidad y para Simpson valores cercanos al 1.

Algo que es importante mencionar, es que estos valores son determinados por los números de individuos de cada taxa, y la mayoría de las muestras sólo se identificaron hasta género. De ahí, que para la localidad 2 que, sí presenta un buen número de muestras, los índices siguen indicando baja diversidad, aunque la capa 25 presentó un gran número de muestras.

12.5. Correlación estratigráfica.

En la siguiente tabla se muestra la comparación de los resultados de las dos localidades, y puede verse que ambos ambientes fueron muy diferentes.

	Localidad 1	Localidad 2
Característica a comparar	La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León (25°38'36.20"N 100°27'57.65"O)	Sierra de Pablillo, Galeana (24°33'14.89"N 100°1'34.03"O)
Extensión levantada	28.15 metros	59.29 metros
Textura	Mudstone (Dunham, 1962)	Wackestone (Dunham, 1962)
Ambiente de Deposito	Plataforma de mar abierta FZ 3 (Wilson, 1975)	Cuenca profunda: con sedimentación lenta FZ 1 (Wilson, 1975)
Microfacies	Se sitúa en un ambiente de pendiente suave tipo SMF 3 (Flügel, 1972)	Wackestone pelágico SMF 3 (Flügel, 1972)
Edad geológica	Valanginiano-Hauvteriviano 139.8 mda a 132.9 mda.	Berriasiano-Hauvteriviano 145 mda a 132.9 mda.
Paleoambiente	Clima cálido, al margen de la plataforma; era un ambiente de baja energía, bien oxigenado y con poca corriente marina.	Clima cálido, pero con una alta profundidad; baja aireación, pero un ambiente tranquilo sin corriente marina.
Número de Ammonoideos	6 4 géneros	50 8 géneros
Características tafonómicas	Son correspondientes con los ambientes de depósito dictados por la microfacies y con la edad dictada por los microfósiles.	Son correspondientes con los ambientes de depósito dictados por la microfacies y con la edad dictada por los microfósiles.

Tabla 14. Comparaciones de las características encontradas en los dos afloramientos muestreados.

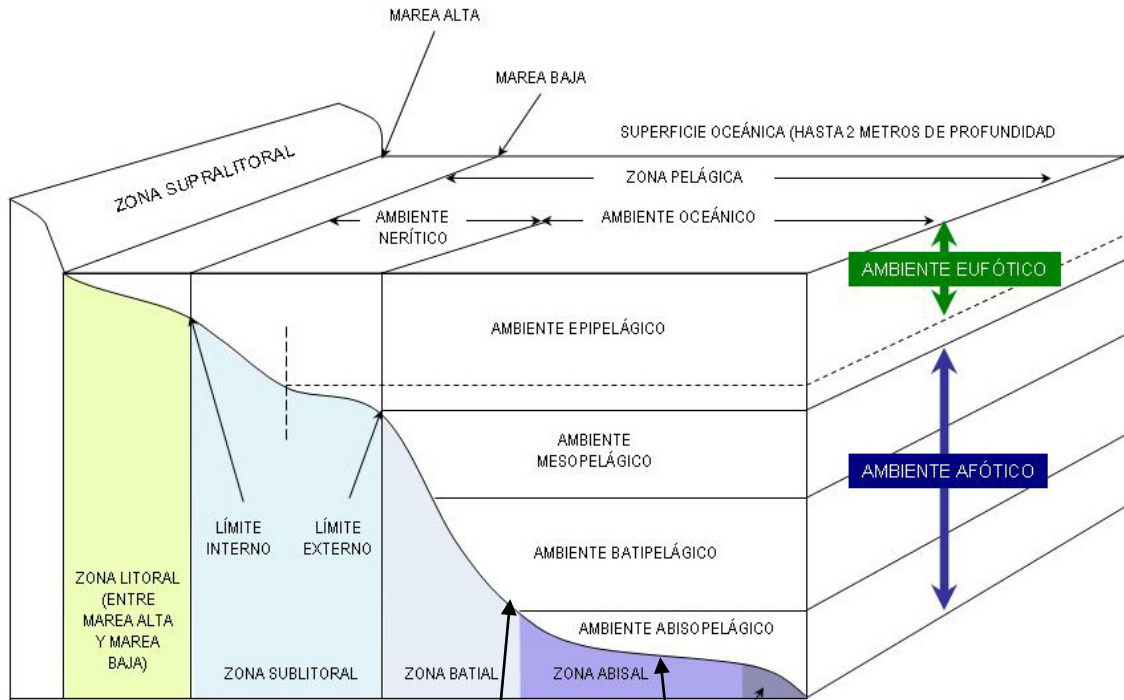


Figura 26. Ambientes marinos de Sabag, N. (2008).

Localidad 1, sedimentada en un ambiente de margen de plataforma oceánica, en pendiente, casi en contacto con la cuenca profunda.

Localidad 2, sedimentada en un ambiente de cuenca profunda.

La cantidad de muestras en cada zona es un indicio de las condiciones en las que sedimentaron las conchas de los ammonoideos, la localidad 1, que corresponde a la zona del Cañón de la Huasteca, al quedar situada en una superficie irregular de rampa, dificultaba que las conchas que llegaban en buenas condiciones permanecieran sin moverse y entraran en los procesos de diagénesis. La localidad 2 por el contrario, presenta una mayor cantidad de indicios tafonómicos, desde los fragmentos no identificados, hasta las muestras completas de moldes e impresiones de los diversos géneros reportados, esto debido a que los organismos fueron sepultados en un ambiente de cuenca profunda, en el cual no sufrían movimientos por la gravedad del terreno y al llegar al fondo marino no encontraban carroñeros que dañaran la estructura de la concha lista para sedimentarse.

13. DISCUSIÓN

Imlay (1936), y posteriormente Ocampo-Díaz et al. (2008) indican que la Formación Taraises se divide en dos miembros, el inferior, formado de calizas y calizas arcillosas y el superior que presenta además de la roca caliza, areniscas. Imlay (1936) también indica la textura de la roca como mudstone-wackestone y dice que la Formación contiene fósiles. En los levantamientos que se realizaron tanto en la localidad 1, como en la localidad 2, la columna estratigráfica indica que la Formación está constituida principalmente por calizas y variaciones de carbonatos en ellas que dan como resultado a las calizas arcillosas y las margas, pudiendo ser esto a que sólo se muestreó el miembro inferior de la Formación como lo indica la ausencia de areniscas que reportan Ocampo-Díaz et al. (2008, 20012) para el miembro superior que incluso se encuentra en la misma zona de muestreo de la localidad 2. La textura o microfacies en este caso sí corresponde a lo dictado por Imlay (1936) pues para la localidad 1, todas las muestras señalan una textura mudstone y para la localidad 2 la mayoría son wackestone, aunque si aparecen láminas con textura mudstone. Estas texturas, junto con la fauna reportada indican a que ambiente de depósito pertenecen. El Léxico Estratigráfico de México (2012), hace una recopilación de los ambientes de depósito que reportan algunos autores que han trabajado la Formación Taraises en todo el territorio del norte de México, y aunque según ese texto, la Formación puede sedimentar en gran parte de la extensión del ambiente marino, el análisis faunístico de la laminilla, y la predominancia de foraminíferos planctónicos y los tintínidos, nanocónidos y calpionélidos que reporta Padilla y Sánchez (1985) arrojan que para la localidad 1, el ambiente de depósito corresponde a margen cuenca marina con una pendiente, y para la localidad 2 el ambiente corresponde totalmente a una cuenca profunda.

Para la parte de los ammonoideos, autores como Imlay (1937), Tardy (1972), Ocampo-Díaz et al. (2012) y Eguluz de Antuñano et al. (2012), reportan diversos géneros, entre ellos a *Olcostephanus* el cual es una biozona correspondiente a las edades Valanginiano-Hauteriviano, al igual que el género *Neocomites*, que se encontraron en las dos localidades. Un género importante y sólo encontrado en la localidad de Galeana es *Berriasella*, la cual corresponde a los límites Jurásico-Cretácico edades Tithoniano al Berriasiano, del cual Adatte et. al (2007), reporta dos especies de este género en la región

mediterránea de Europa y América. Los géneros *Kilianella* y *Thurmanniceras*, corresponden a las edades Berriasiano a Valanginiano

Para las implicaciones tafonómicas se tomaron en cuenta los trabajos de Fernández-López (1997, 1988, 1988a, 2000 y 2005) en los que se explican los procesos que sufrieron los organismos desde el momento de su muerte hasta que son encontrados y que representan las condiciones en las que se encuentra cada fósil. Particularmente en el artículo de Fernández-López de 1997 “Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios”, se explica a qué se refiere cada característica encontrada y en qué ambiente sedimentario se encuentran dichas características. Para los fósiles encontrados, las características principales y presentes en la mayoría de las muestras con excepción de un ejemplar fueron moldes calcáreos que indican que las conchas sedimentaron en un ambiente muy profundo, donde hay baja producción de carbonatos y las presiones afectan la disolución del aragonito original durante la diagénesis. Otra característica tafonómica que se pudo observar, especialmente en un ejemplar de *Neocomites* encontrado en la localidad 2, fue la compactación de la concha o del molde que implica que, durante la tanatocenosis y diagénesis, el cadáver fue aplastado en un periodo muy corto de tiempo por sedimentos y esto a su vez encaja con la microfacies para el ejido de Pablillo, Galeana. También la presencia de moldes e impresiones completos y en este caso la baja cantidad de fósiles completos contradice con el ambiente de depósito establecido para la localidad, pues las conchas completas se localizan en lugares tranquilos y de sedimentación rápida, como lo son las cuencas profundas pero este detalle se puede explicar por la presencia de las lutitas, que tienen una erosión rápida y dificultarían la permanencia del registro fósil.

Otra característica que también fue muy clara es la abrasión, que implica que los tafones sufrieron movimiento, como transporte por agua o rozamiento entre los organismos cercanos. Esta característica también contradice con el ambiente de depósito indicado por la microfacies, pero algo que debe considerarse la erosión de las muestras, pues la gran mayoría estaban expuestas y las condiciones climáticas de la zona, como el viento, temperatura y precipitación influyen también en las características que vemos al realizar el análisis. La única muestra que no fue calcárea pertenece a un fragmento de la localidad 1, que presenta una concha formada por óxidos, probablemente hematita que se forma por

oxidación de silicatos los cuales son en este caso, las vetas de calcita que se encuentran en las rocas, que pasan a ser minerales ferrosos por oxidación. Además, esta misma muestra indica que el fósil sufrió una reelaboración, pues se encontró impregnado a una muestra de roca caliza sugiriendo así que la muestra fue resedimentada como nódulo por oxidación.

Como lo menciona Albesa et al. (1997), teniendo la caracterización de la microfacies, en la cual también se arrojan los resultados del ambiente de depósito, la identificación de la paleofauna y aunando a esto los análisis tafonómicos, se puede hacer una interpretación muy precisa de las condiciones paleoambientales de los organismos al momento de ser sedimentados. En el caso de la localidad 1, en la cual la microfacies indica un ambiente de margen de cuenca y el registro de fósiles de ammonoideos da como resultado una baja diversidad por la poca cantidad tanto de géneros como de muestras y las condiciones en las que estos fósiles se encontraron, puede inferirse que estos ammonoideos no vivían a esa profundidad como tal, sino que sus cadáveres sufrieron un desplazamiento hasta esta zona, sufriendo alteraciones entre las que se encuentran la pérdida de partes blandas por cambios de presión o por organismos carroñeros. Algo parecido sucede en la localidad 2, en la que la microfacies y el ambiente de depósito indican una cuenca profunda, y también las condiciones tafonómicas de los ammonoideos, las cuales dictan que la sedimentación fue en un ambiente profundo con sedimentación rápida. Al realizar los índices de diversidad y dominancia, al igual que en la localidad 1, se muestran una diversidad baja, pero esto puede ser debido a que las muestras solo se identificaron hasta género y no especie, ya que el número de muestras si es representativo en comparación a la localidad 1.

Ahora, las condiciones sedimentarias y el paleoambiente no son sinónimos, y para inferir las condiciones ecológicas hay que recordar que, como tal, los ammonoideos vivían principalmente en la zona nerítica donde había alimento y condiciones de luz y que sus cadáveres fueron transportados por la corriente del océano a la zona de sedimentación.

Las correlaciones de las localidades, tal y como lo menciona Barragán et al. (2010), establecen una relación de tiempo y continuidad entre lugares geográficamente separados.

Fernández-López (1988), dice que la unidad bioestratigráfica básica es la biozona y estas las podemos reconocer por ser cuerpos rocosos caracterizados por su contenido fósil.

Al realizar los muestreos en las localidades, y medir las características físicas de las rocas, lo primero que se determinó fue que se trataba del miembro inferior de la Formación para ambas localidades, principalmente por la ausencia de areniscas. El segundo paso del proceso fue determinar la microfacies, y de aquí se obtuvo la primera diferencia, que para la localidad 1 corresponde a textura mudstone y ambiente sedimentario de margen de cuenca y para la localidad 2 fue una textura principalmente wackestone y un ambiente sedimentario de cuenca profunda. Según la recopilación del Léxico Estratigráfico de México (2012), la Formación Taraises puede sedimentarse en diversos ambientes en los cuales se encuentran tanto el margen de cuenca, como la cuenca profunda. Después, al adjuntar a esto las características tafonómicas para los ammonoideos, la interpretación del ambiente de depósito sigue siendo adecuada y concordante, aunque, el mal estado de preservación de los fósiles es algo que no está reportado en la literatura. Por último, se compararon principalmente los rangos estratigráficos de los ammonoideos y, la presencia del género *Berriasella* en la localidad 2, el cual abarca del Berriasiano al Valanginiano y queda diferente a la localidad 1, en la que los géneros reportados corresponden al Valanginiano-Hauteriviano. Adatte et al. (2007), hace una correlación utilizando ammonoideos y calpionélidos y la asociación de los géneros *Calpionella* y *Berriasella*, para zonas mediterráneas. Por otro lado, Eguiluz de Antuñano (2011) indica que, para el área de Galeana, la edad del Berriasiano queda expuesta, por lo tanto, las edades geológicas que se determinaron para las localidades están en el rango de lo posible.

Por lo tanto, y para concluir, se puede decir que la hipótesis es congruente con los resultados, debido a que las características encontradas en la roca de las localidades sí determinan las condiciones tafonómicas de los fósiles encontrados.

14. CONCLUSIONES

- La microfacies para la localidad 1, en el Cañón de la Huasteca, corresponde a una textura mudstone y un ambiente de depósito de margen de cuenca, mientras que la localidad 2, en el ejido de Pablillo Galeana, corresponde a una textura wackestone y un ambiente de depósito de cuenca profunda.
- El paleoambiente para la localidad 1 tomando en cuenta lo encontrado en la microfacies corresponde a un clima cálido, al margen de la plataforma; era un ambiente de baja energía, bien oxigenado y con poca corriente marina, mientras que para la localidad 2 era un clima cálido, pero con una alta profundidad; baja aireación, pero un ambiente tranquilo sin corriente marina.
- Las condiciones tafonómicas se relacionan completamente con el ambiente de depósito y esto determina el estado de conservación que presentan las muestras.
- La correlación estratigráfica/bioestratigráfica indica que la localidad 1 se encuentra en una edad del Valanginiano al Hauteriviano, dictado esto por la biozona del *Olcostephanus* y que la localidad 2 se encuentra en una edad del Berriasiano-Hauteriviano, indicado esto por los géneros *Thurmanniceras*, *Kilinella* y especialmente *Berriasella* que se distribuye desde el Jurásico.

15. PERSPECTIVAS

A partir de los resultados de esta investigación, y observando como las investigaciones tafonómicas explican procesos que afectan el registro fósil, se pueden proponer diferentes proyectos.

Primero, se pueden implementar pruebas geoquímicas y con isótopos para hacer la investigación del mismo tema de la manera más completa posible para poder así interpretar todos los factores que modificaron el registro fósil, no solo a los ammonoideos, sino que también a los microfósiles. Con la aplicación de técnicas tafonómicas se pueden también explicar los rangos estratigráficos de algunas especies que incluso se utilizan como fósiles guía.

16. PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA.

Los ammonoideos, son una subclase de moluscos cefalópodos extintos que existieron en los mares desde el Devónico hasta el Cretácico. Gracias a su rápida evolución y distribución mundial son fósiles excelentes para la datación de rocas. Poseían una concha fina de aragonito, planiespiral y con una ornamentación muy marcada, constituida por costillas bien definidas. Dicha concha se divide en dos zonas: el fragmocono, que es la parte tabicada de la concha donde se almacenan los gases que controlan la flotación del animal; y la cámara habitación, que es donde se refugiaba el organismo. En el interior del fragmocono se encuentran los septos, que separan esta parte de la concha, y tienen su concavidad dirigida hacia la región anterior, estos septos poseen un orificio, llamado canal sifonal, orientado hacia la región posterior que permite la comunicación con el resto de los septos a través del sifón. La intersección de los septos con la pared externa del fragmocono dibuja en ella la llamada línea de sutura.

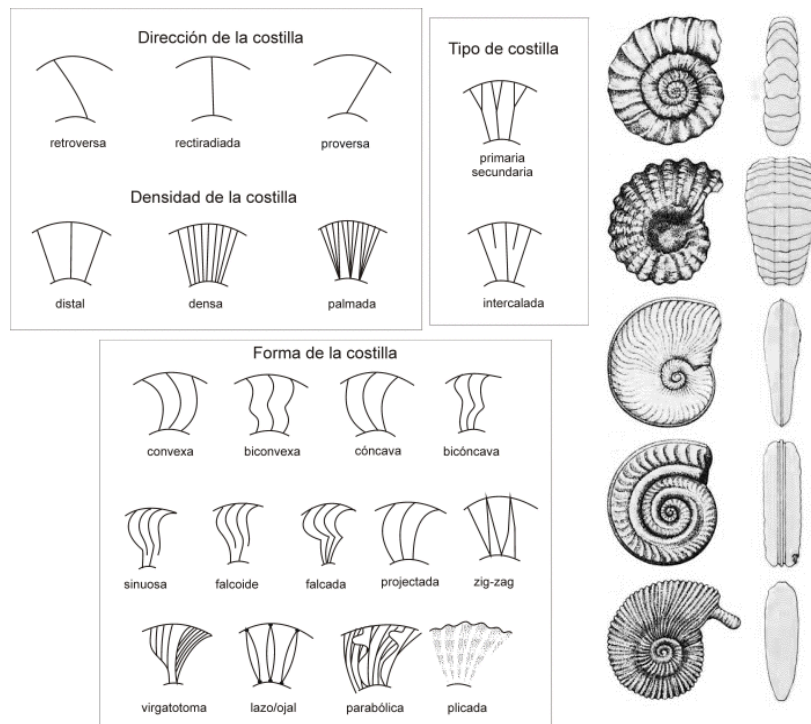


Figura 27. Características morfológicas de los ammonoideos (modificado de Treatise on Invertebrate Paleontology, Moore R. C. 1990)

La morfología es clave para identificar a que género y especie pertenece cada muestra. De las dos localidades se obtuvieron 8 géneros los cuales van a ser descritos a continuación en base a Moore (1990). Las imágenes se encuentran en la sección de láminas.

Reino: Animalia

Filo: Mollusca

Clase: Cephalopoda

Subclase: Ammonoidea (Zittel, 1884)

Orden: Ammonitida (Agassiez, 1847)

Familia: Neocomitidae (Salfeld, 1921)

Subfamilia: Neocomitinae (Salfeld, 1921)

Género: *Neocomites* (Uhling, 1905)

Rango estratigráfico: Valanginiano inferior a Hauteriviano inferior.

Descripción: Bastante involuto, con lados planos, costillas flexibles y prorsirradiadas, ramificándose en pequeñas gavillas desde tubérculos levemente umbilicales y generalmente ramificándose irregularmente más arriba hacia un lado o intercaladas; todas las costillas terminando en pequeñas bulas ligeramente oblicuas a cada lado del vientre plano y liso; en espirales posteriores las costillas cruzar el vientre transversalmente. Suturas largas y subsimétricas, trificadas con lados paralelos

Género: *Kilianella* (Uhling, 1905)

Rango estratigráfico: Berriasiano superior a Valanginiano Superior

Descripción: Concha evoluta, de moderadamente comprimido a moderadamente hinchado; las costillas marcadas y flexibles, simples o ramificadas, a medio flanco o en algunas, en los extremos umbilicales; las costillas pueden ser tuberculadas en los extremos umbilicales a medio flanco o ventrolateralmente; constricciones generalmente presentes

en estados tardíos. Parece que hay una transición completa de especies sin tubérculos a especies con tubérculos

Género: *Thurmanniceras* (Cossmann, 1901)

Rango Estratigráfico: Berriasiano superior a Valanginiano superior

Descripción: Concha comprimida involuta, flancos redondeados con costillas bifurcadas a las dos terceras partes de la vuelta; región umbilical visible; apertura en forma elipsoidal; la parte dorsal presenta un aspecto dentado, la ornamentación tiende a abrirse hacia la zona de apertura

Subfamilia: Endemoceratinae (Schindewolf, 1966)

Género: *Acanthodiscus* (Uhlig, 1905)

Rango estratigráfico: Hauteriviano inferior

Descripción: Espirales sólidos a constreñidos, con vientre cóncavo, suave y plano; costillas primarias fuertes y rectas, naciendo de tubérculos moderadamente umbilicales, simples, bi o trifurcados, con marcados tubérculos mediolaterales, terminando en pequeños nodos ventrolaterales; las espirales posteriores tienden a ser lisas.

Subfamilia: Berriasellinae (Spath, 1922)

Género: *Berriasella* (Uhling, 1905)

Rango Estratigráfico: Tithoniano superior a Berriasiano

Descripción: Cuerpo comprimido de enrollamiento semievoluto con ornamentación costillada y flexionadas que se bifurcan a la parte media; región umbilical visible, su margen superior y dorsal une en forma recta ambos flancos.

Familia: Bochianitidae (Spath, 1922)

Subfamilia: Protancyloceratinae (Breistroffer, 1947)

Género: *Leptoceras* (Uhlig, 1883)

Rango estratigráfico: Berriasiano superior a Valanginiano medio

Descripción: Pequeño, con enrollamiento criptocónico o cónico, regular y elíptico, con cámara habitacional generalmente desenrollada; costillas simples, rectirradiadas o rursirradiadas y cruzando el vientre transversalmente; sin tubérculos. Sutura en forma de silla bifurcada muy abierta, generalmente con simetría trifurcada al principio, volviéndose, posteriormente asimétrico.

Familia: Olcostephanidae (Haug, 1910)

Subfamilia: Olcostephaninae (Haug, 1910)

Género: *Olcostephanus* (Neumayr, 1875)

Rango estratigráfico: Valanginiano Inferior a Hauteriviano Inferior.

Descripción: De evolutivo a involutivo, de formas comprimidas a globosas o cadicono, con vientre muy redondeado; costillas primarias cortas en la pared umbilical, con o sin bulas, o espinas umbilicales, dando origen a dos o más costillas secundarias rectas o ligeramente curvadas, radiales, rursi o prorsirradiadas. Costillas secundarias adicionales, podrían intercalarse, las costillas secundarias rara vez se ramifican, constricciones marcadas en las costillas, de oblicuas a cualquier tipo, siempre presentes en los estadios tempranos de las macroconchas.

Familia: Polyprychitidae (Wedekind, 1918)

Subfamilia: Polyptychitinae (Wedekind, 1918)

Género: *Dichotomites* (Koenen, 1909)

Rango estratigráfico: Valanginiano superior

Descripción: Las espirales internas y medias moderadamente involutas, con lados planos y comprimidas, con vientre altamente arqueado; las espirales externas se vuelven más evolutas y redondas, pero no cadicónicas ni esferocónicas; con mucha presencia de costillas, con costillas primarias cortas, acentuadas en los márgenes umbilicales; las costillas en los espirales internos y microconchas frecuentemente bidicotómicas con dos niveles marcados de bifurcación, alto y bajo en el lado del espiral, convirtiéndose en policotómicos en la espiral exterior. Las macroconchas de grandes a muy grandes (hasta 450 mm), con costillamiento vestigial al final. La línea de sutura con tres lóbulos auxiliares en una línea base de radio recto en microconchas, pero volviéndose florido, pero retraído hacia los lóbulos umbilicales de las espirales exteriores de las macroconchas.

LÁMINA 1



Ammonoideos localidad 1, Cañón de la Huasteca, Santa Catarina. a) *Neocomites* sp. b y c) Fragmentos d) *Dichotomites* sp. y e) *Olcostephanus* sp. y f) *Kilianella* sp.

LÁMINA 2



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a) *Turmanniceras* sp. b, e y f) Fragmentos c y d) *Olcostephanus* sp.

LÁMINA 3



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a y e) *Olcostephanus* sp. b) *Leptoceras* sp., c) *Thurmanniceras* sp. d) *Dichotomites* sp. y f) *Acantodiscus* sp.

LÁMINA 4



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a y e) *Olcostephanus* sp. b) *Neocomites* sp., c, d y f) Fragmentos.

LÁMINA 5



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a) *Dichotomites* sp. b) *Leptoceras* sp., e y f) *Olcostephanus* sp. c y d) Fragmentos.

LÁMINA 6



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a) *Thurmanniceras* sp. b y c) *Neocomites* sp., d y e) Fragmentos y f) *Olcostephanus* sp.

LÁMINA 7



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. desde a hasta f todos son Fragmentos.

LÁMINA 8



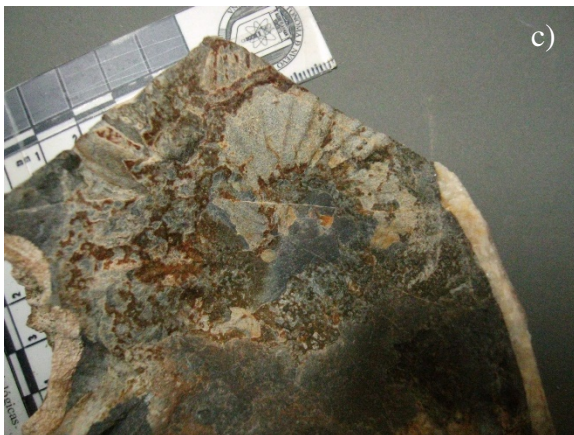
Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a) *Berriasella* sp. b) *Olcostephanus* sp. c) Fragmento d y e) *Berriasella* sp. y f) *Leptoceras* sp.

LÁMINA 9



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a, c, d, e y f) *Olcostephanus* sp. y b) Fragmento

LÁMINA 10



Ammonoideos localidad 2, ejido Pablillo Galeana. a, c y d) *Neocomites* sp. b) Fragmento, e) *Olcostephanus* sp. y f) *Kilianella* sp.

LÁMINA 11

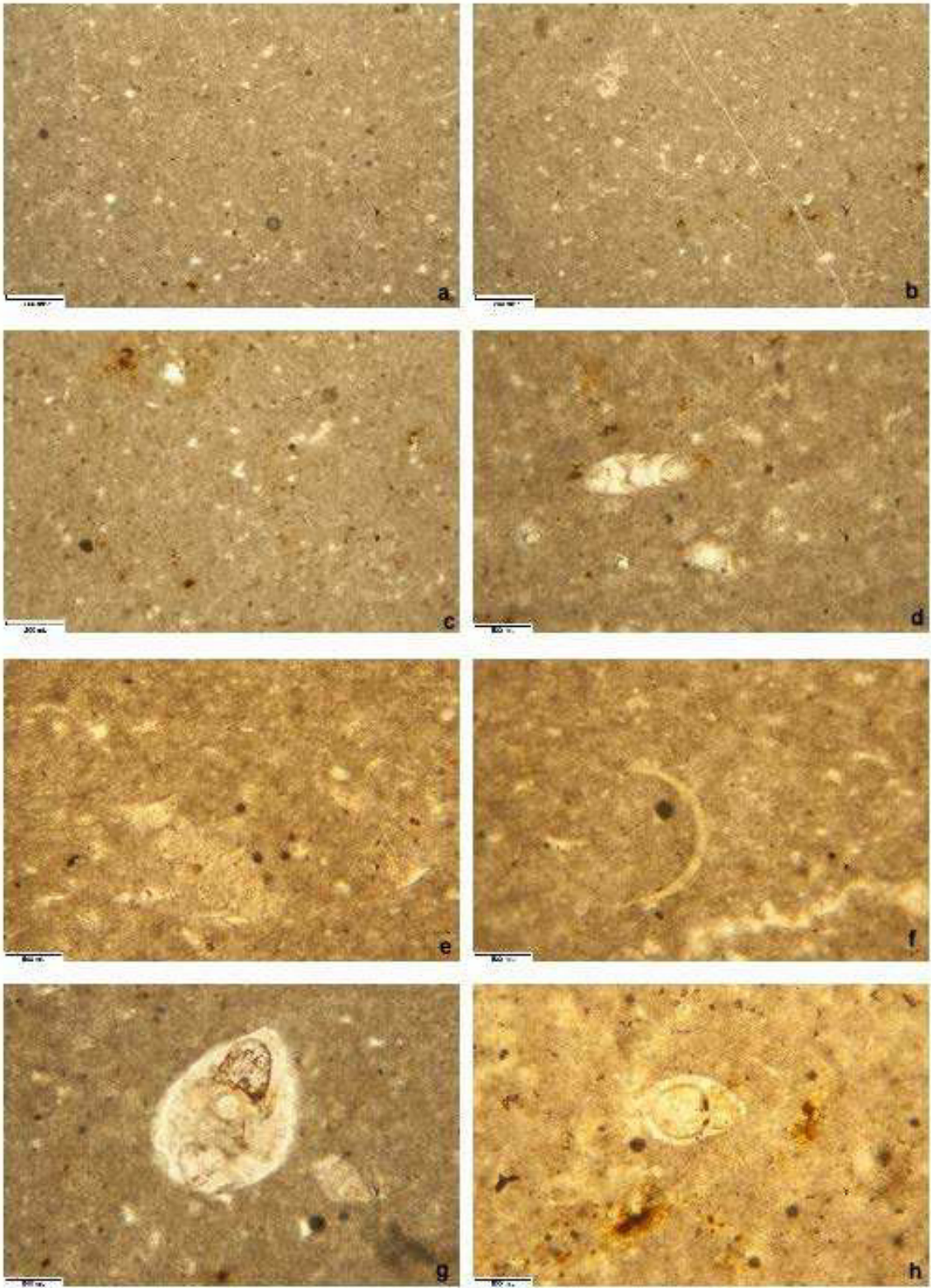


LÁMINA 11

Figuras a y b. Radiolarios, LÁMINA HT_1A

Figura c. Granos de óxido de hierro, LÁMINA HT_1A

Figura d. *Sigalia sp.*, LÁMINA HT_1A

Figura e. *Textularia sp.*, LÁMINA HT_3A

Figura f. Espina de equinodermo, LÁMINA HT_3A

Figura g. *Lenticulina sp.*, HT_1A

Figura h. *Lenticulina sp.*, HT_2

LÁMINA 12

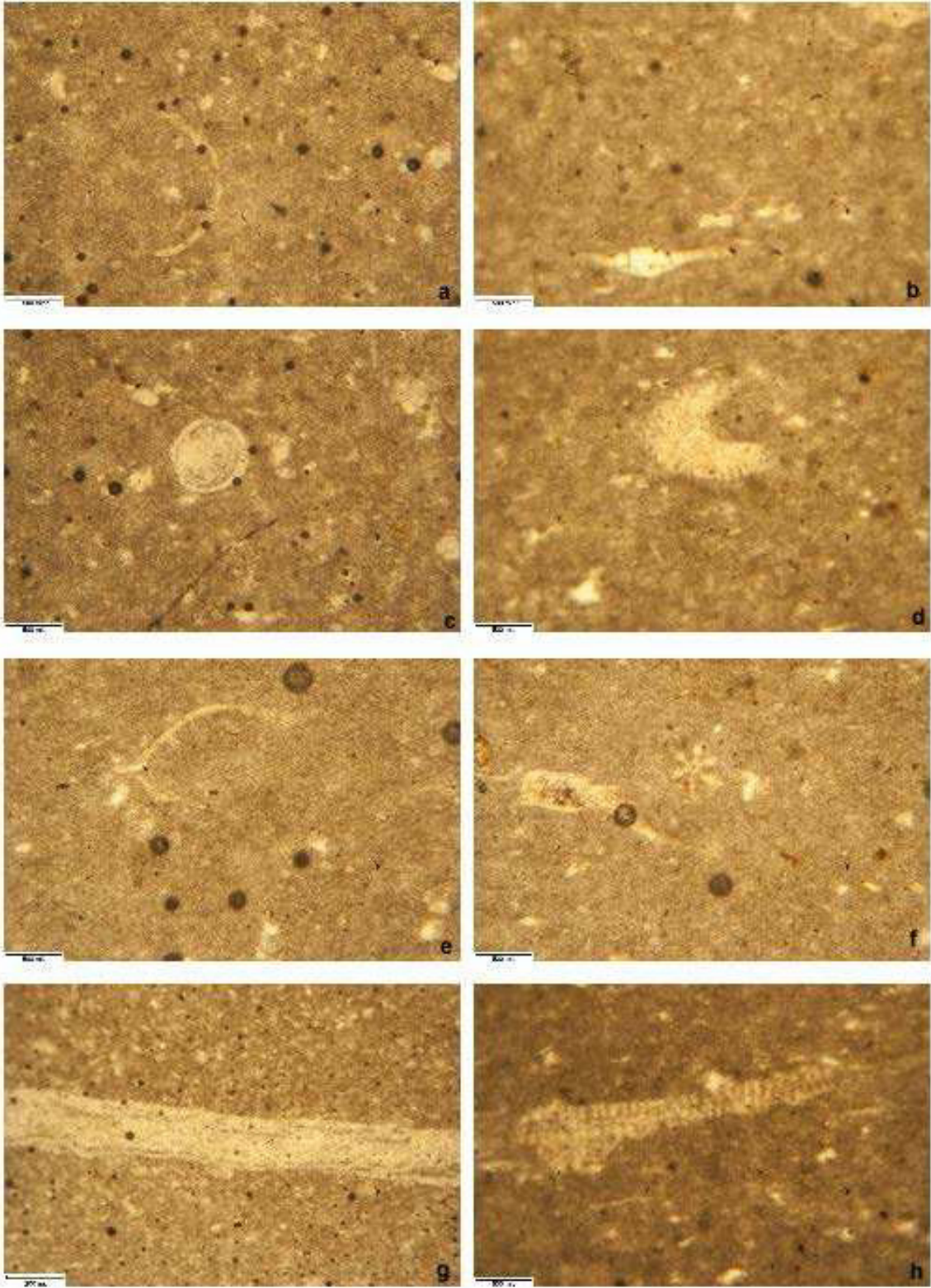


LÁMINA 12

Figura a. *Microcalamoides sp.*, LÁMINA HT_5

Figura b. ¿? LÁMINA HT_3A

Figura c. *Stomiosphaera sp.*, LÁMINA HT_5

Figuras d. *Choffatella sp.*, LÁMINA HT_4

Figura e. *Tintinopsella sp.*, LÁMINA HT_4

Figura f. *Saccocoma sp.*, LÁMINA HT_4

Figura g. Beta de calcita, LÁMINA HT_3A

Figura h. *Salpingoporella sp.*, LÁMINA HT_3A

LÁMINA 13

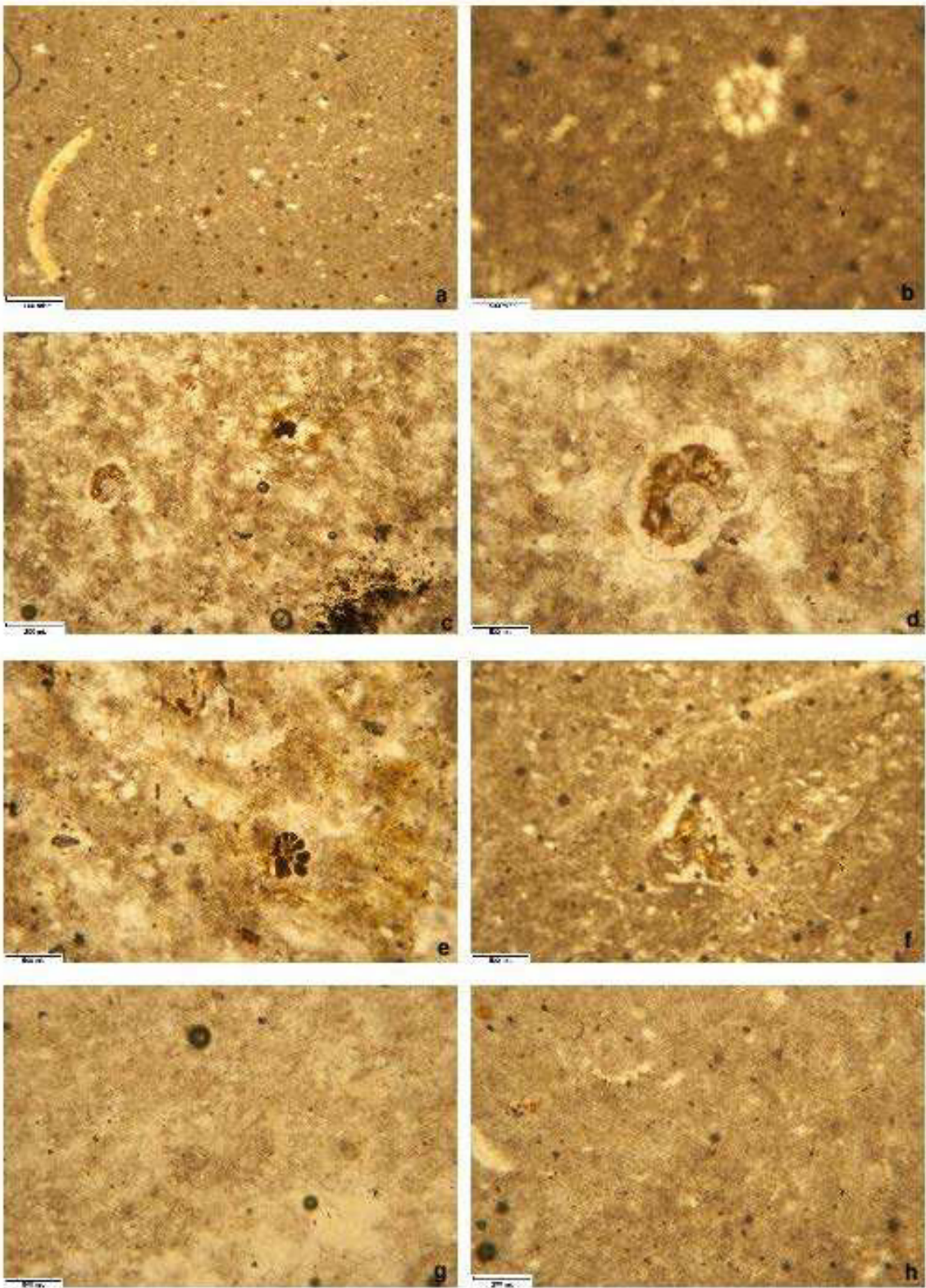


LÁMINA 13

Figura a. Espina de equinodermo (Sidario) LÁMINA HT_9B

Figura b. *Saccocoma sp.*, LÁMINA HT_10A

Figura c. Foraminífero hematizado, LÁMINA HT_6B

Figura d. Foraminífero hematizado, LÁMINA HT_6B

Figura e. Foraminífero relleno de hematita, y algunos cristales de pirita, LÁMINA HT_5

Figura f. *Clavulinoides sp.*, LÁMINA HT_6A

Figura g. *Saccocoma sp.*, LÁMINA HT_6A

Figura h. *Microcalamoides sp.*, LÁMINA HT_6B

LÁMINA 14

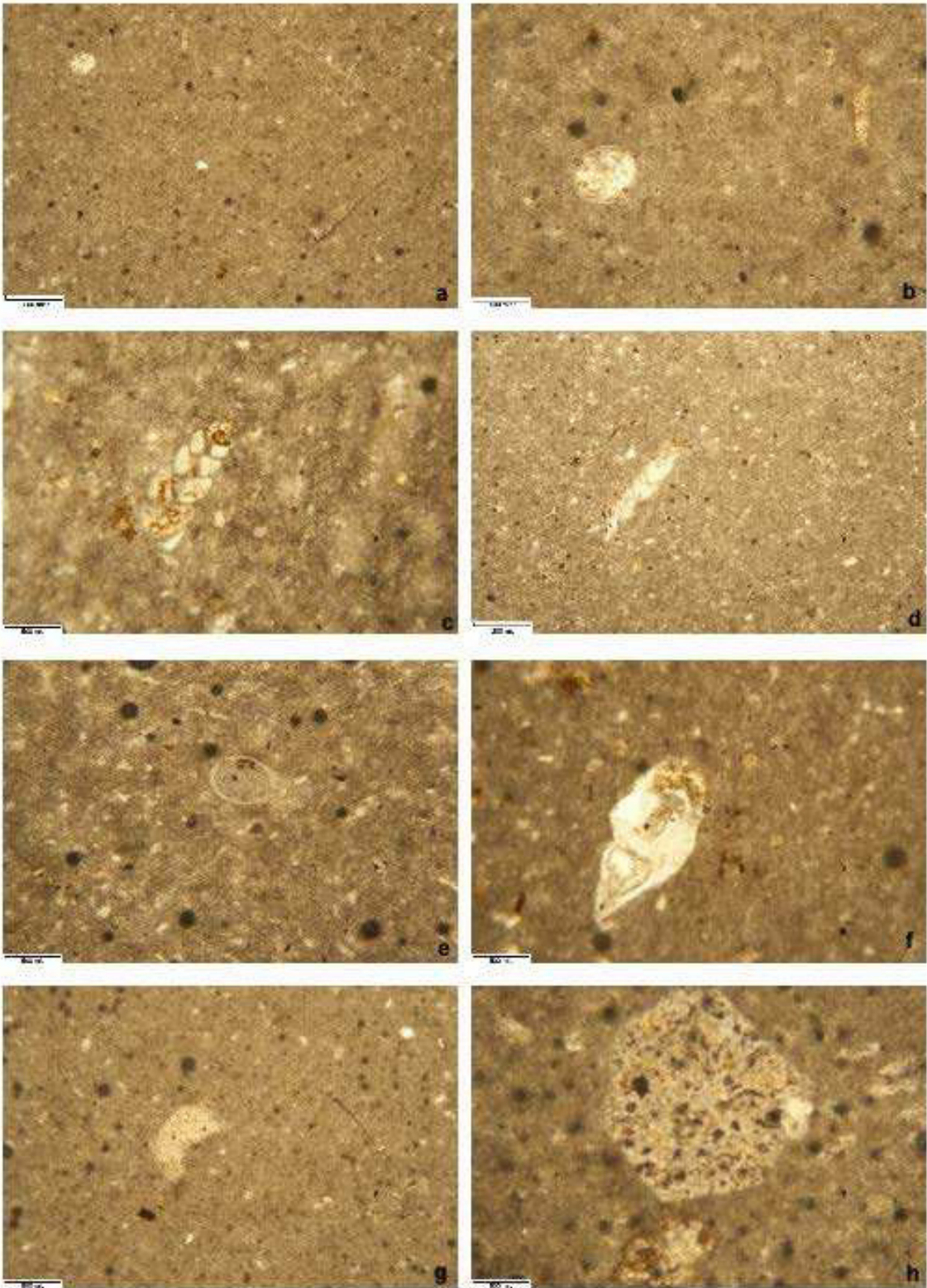


LÁMINA 14

Figuras a y b. *Stomiosphaera sp.*, LÁMINA HT_14A

Figura c. *Spiroplectamina sp.*, LÁMINA HT_16

Figura d. *Textularia sp.*, LÁMINA HT_22

Figura e. *Calpionellites sp.*, LÁMINA HT_14B

Figura f. *Lenticulina sp.*, LÁMINA HT_16

Figura g. *Dicyclina sp.*, LÁMINA HT_14A

Figura h. Cristal de esparita, LÁMINA HT_14A

LÁMINA 15

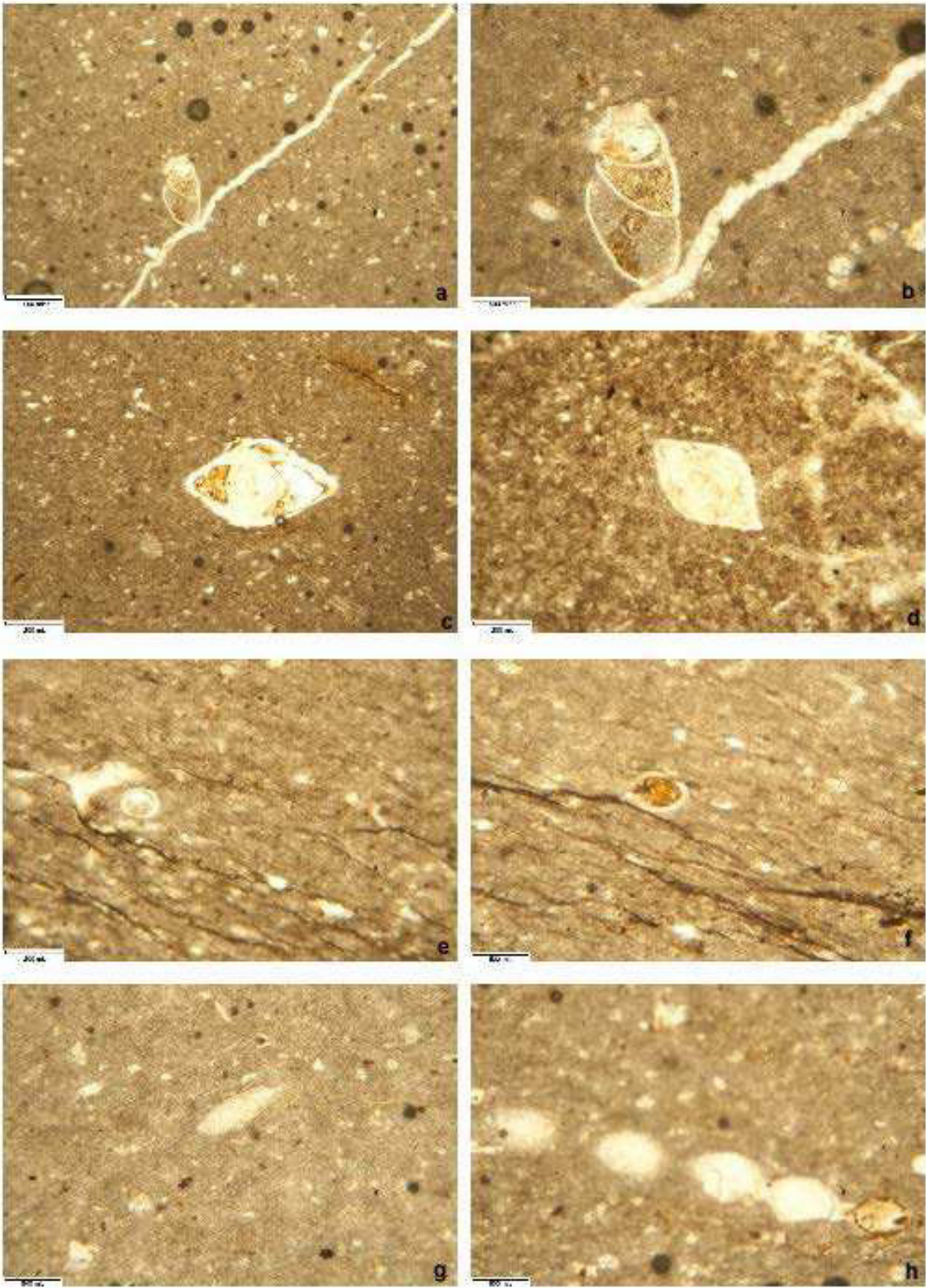


LÁMINA 15

Figuras a y b. *Lenticulina sp.*, LÁMINA HT_23

Figura c. *Lenticulina sp.*, LÁMINA HTII_3

Figura d. *Lenticulina sp.*, LÁMINA HTII_5A

Figura e. *Calcisphaerula sp.*, LÁMINA HTII_1

Figura f. *Calpionella sp.*, LÁMINA HTII_1

Figura g. *Pithonella sp.*, LÁMINA HT_28N9

Figura h. *Sigalia sp.*, LÁMINA HTII_3

LÁMINA 16

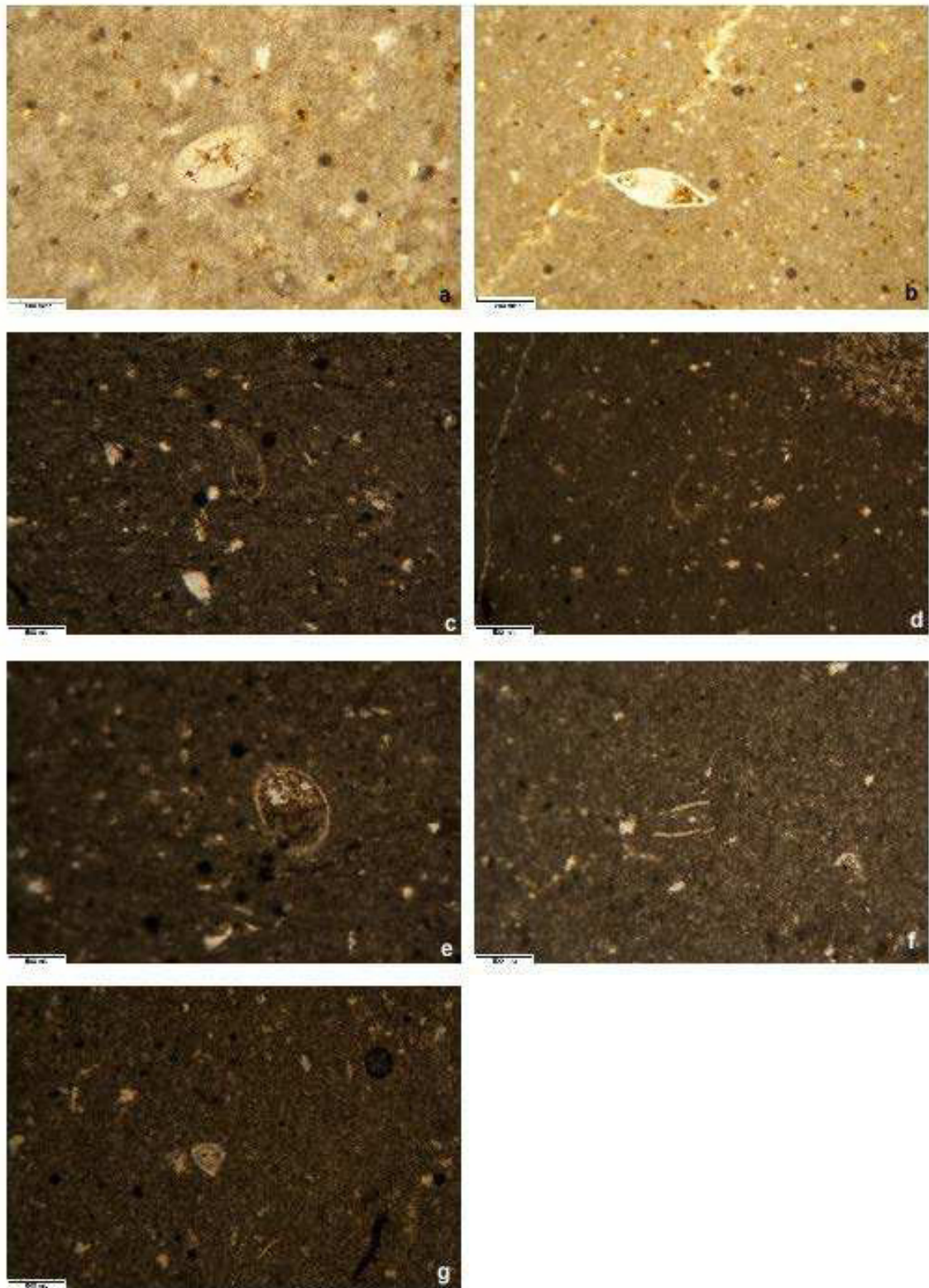


LÁMINA 16

Figura a. *Pithonella sp.*, LÁMINA HTII_8

Figura b. *Lenticulina sp.*, LÁMINA HTII_9

Figura c. *Tintinnopsella sp.*, LÁMINA HT_16

Figura d. *Stenosemellopsis sp.*, LÁMINA HT_16

Figura e. *Calpionellopsis sp.*, LÁMINA HT_16

Figura f. *Colomiella sp.*, LÁMINA HT_16

Figura g. *Tritaxia sp.*, LÁMINA HT_16

17. BIBLIOGRAFÍA

- Adatte, T., W. Stinnesbeck, y H. Hubberten. 2007. Correlación multiestratigráfica del límite estratigráfico Jurásico - Cretácico del noroeste de México. Consultado en [<http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/index.php/component/content/article/215-sitio/articulos/tercera-epoca/5101-02/998-5101-02-4-adatte>]
- Alanis-Flores, G.J., G. Cano-Cano y M. Rovalo-Merino. 1996. Vegetación y Flora de Nuevo León, una guía Botánico-Ecológica. Patronato Monterrey 400, Consejo Consultivo para la Preservación y Fomento de la Flora y Fauna Silvestre de Nuevo León, CEMEX. Monterrey, Nuevo León, México. Pp 251
- Albesa, J., J. P. Calvo, L. Alcalá, y A. M. Alonso-Zarza, 1997. Interpretación paleoambiental del yacimiento de La Gloria 4 (Plioceno, Fosa de Teruel) a partir del análisis de facies y de asociaciones de gasterópodos y de mamíferos. Cuadernos de Geología Ibérica. 22: Pp.239-261
- Ángeles-Villeda. M. A., 2004. Paleocología y bioestratigrafía del contacto entre las Formaciones La Casita y Taraises en la Sierra de Minas Viejas, al noroeste de Monterrey, Nuevo León, México. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Arkell, W.J. 1957: Introduction to Mesozoic Ammonoidea. In Moore, R.C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Volume L, 81–129. Geological Society of America, Boulder, and University of Kansas Press, Lawrence.
- Barboza-Gudiño, J.R., M. Hoppe, M. Gómez-Anguiano y P.R. Martínez-Macías. 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porció

- n noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 299-319.
- Barragán, R., E. Campos-Madrigal, I. Ferrusquía-Villafranca, I. López-Palomino y G. Tolson (traductores). 2010. Código Estratigráfico Norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Boletín 117: 1-48.
- Behrensmeyer, A. K. 1984. Taphonomy and the fossil record. en American Anthropologist, 72, Pp. 558-565.
- Chantaca-Guerrero, E. 1982. Descripción de ammonites de la Formación Taraises en el Cañón de San Pablo, Municipio de Santa Catarina, Nuevo León. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Compton R. 1983. Geología de Campo. Editorial Pax – México Librería Carlos Césarman, S. A. Av. Cuauhtémoc, 1434. Col. Sta Cruz Atoyac. Delegación Benito Juárez 03310 México D.F. Pp. 5-26
- Disponible en: <http://www.conanp.gob.mx/anp/consulta/PCM-20DIC06.pdf> [03/Nov/2017].
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rock according to depositional texture. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Houston. Texas. Pp. 108-121.
- Eguiluz de Antuñano, S. 2011. Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), pp.285-311.

- Eguiluz de Antuñano, S; D. Olivares-Ramos, y R. Lopez-Martinez. 2012. Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México: Su posible correlación con un límite de secuencia global. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* [online]. 29:1, pp.87-102. ISSN 2007-2902.
- Fernández-López, S. 1988a. La Tafonornía: un subsistema conceptual de la Paleontología. *Coloquios de Paleontología*, 41 (1986-1987): 9-34.
- Fernández-López, S. 1988. Bioestratigrafía y Biocronología: su desarrollo histórico. En Meléndez, B. Curso de conferencias sobre Historia de la Paleontología. Madrid: Real Academia de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales. pp. 185-215. ISBN 84-600-5332-6.
- Fernández-López, S. R. 1997. Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, 12:1, 102-128
- Fernández-López, S. 2000. Temas de Tafonomía. Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.
- Fernández López, S. 2005. Alteración tafonómica y tafonomía evolutiva. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, 100 (1-4), Pp.149-175.
- Flügel, E., 1972, Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias: Methoden und Probleme: *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 21. Pp. 6-64.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, Springer.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*. 1. Pp. 62-84.

- Gamper, M. A. 1977. *Estatigrafía y Microfacies Cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental)*. Sociedad Geológica Mexicana Boletín. 38(2). Pp. 1-17.
- Goldhammer, R.K. and C.A Johnson. 2001. Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75. Pp.45-81. (consultada en google)
- González-Arreola, C. 1989. *Bioestratigrafía (ammonites y calpionelidos) de la Formación Taraises (Cretácico Inferior) en Cuencamé, Durango y Parras, Coahuila: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis doctoral*. Pp. 99
- Hammer, Ø, D. A. T. Harper, y P. D. Ryan. 2001. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4(1). Pp. 9. 178kb. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Imlay R.W. 1937. *Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico*. *Bulletin of the Geological Society of America*. 48, Pp.587-630.
- Imlay, R.W. 1936. *Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin*, 47. Pp.1091–1152.
- Imlay, R.W. 1938 a. *Ammonites of the Taraises formation of northern Mexico. Bulletin of the Geological Society of America*. 49(4). Pp. 539-602.

- Imlay, R.W. 1940. Upper Jurassic Pelecypods from Mexico: *Journal of Paleontology*, 14(5). Pp. 393-411.
- INEGI, 1986. Síntesis geográfica del estado de Nuevo León. Secretaría de programación y Presupuesto, México, D. F.
- INEGI-INE-CONAGUA, 2007. Documento técnico del mapa de Cuencas hidrográficas de México (escala 1: 250 000).
- Korn, D. y C. Klug. 2002. Ammonoite Devonicae. In Riegler, W. (ed.): *Fossilium Catalogus, Animalia I*, Pp.1–375.
- López-Ramos, E. 1980. Geología de México. Tomo H. Tercera Edición. Edición Escolar. Impreso en Tesis Reséndiz. México. Pp. 212-316.
- Monier-Castillo, A. 2012. Ficha de Unidad Litoestratigráfica (Formación/Taraises) Léxico Estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. Secretaría de Economía.
- Moore, C. R. 1996. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Geol. Soc. Amer. And University of Kansas Press. Part L, Revised. MOLLUSCA 4, Volume 4 (Cretaceous Ammonoidea)
- Moreno, C. E. 2001. Métodos para medir la biodiversidad. M&T–Manuales y Tesis SEA, vol. 1. Zaragoza, Pp. 84.
- Müllerried, F. K. W., 1944. Geología del estado de Nuevo León. Universidad de Nuevo León. An. Inst. Invest. Cient. Monterrey N. L. México. 1(1). Pp.167-199.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E. 2007. Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. Pp.301.

- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., U. Jenchen, y M. Guerrero-Suastegui. 2008. Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 25(3). Pp. 438-464.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., M. Guerrero-Suastegui, y U. Jenchen. 2012. Petrografía y procedencia del miembro arenoso Galeana (Formación Taraises, Valanginiano-Hauteriviano temprano), Sierra Madre Oriental, NE México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 64(3). Pp.335-352.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1985. Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 6. Pp.1-20.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1978. Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. *Revista*, 2(1). Pp. 45-54.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation. Pp.217.
- 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) Pp.157-206.
- Parque Nacional Cumbres de Monterrey. 2006. [ebook] Programa de Conservación y Manejo. México: Pp.179.
- Pérez-Rul, F. A. M. 1967. Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R (5) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.

- Pichardo-Barrón Y. 2002. Evolución Paleogeográfica de la fauna arrecifal (Hauteriviano-Aptiano) del cerro de Labradores, Galeana, Nuevo León, México. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Reed, F.S. & J.L. Mergner. 1953. Preparation of rock thin sections: *Journal of Sedimentary Petrology*, 38. Pp. 1184-1263.
- Rosas-Rosas, O. y J. H. López-Soto. 2002. Distribución y estado de conservación del jaguar en Nuevo León, México. En R. A. Medellín, C. Equihua, C. Chetkiewics, A. Rabinowitz, P. Crawshaw y K. Redford et al. (Eds.), *El jaguar en el nuevo milenio*. México, D.F: Fondo de Cultura Económica. Universidad Nacional Autónoma de México y Wildlife Conservation Society. Pp. 393–401.
- Sabag, N. 2008. Ambientes marinos. [image] Available at: http://www.biocab.org/Ambientes_Marinos.jpg [Accessed 12 Oct. 2017].
- Secretaría de Desarrollo Sustentable. 2010. Atlas de riesgo para el estado de Nuevo León (primera etapa). Secretaría de Desarrollo Sustentable, Monterrey Nuevo León, México, Gobierno del Estado. Pp.78.
- SENER (Secretaría de Energía). 2010. Las reservas de hidrocarburos en México. México: Subdirección de Planeación y Evaluación de Pemex: Exploración y Producción. Pp.136.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). 2008. Carta geológico-minera, Monterrey G14-7, escala 1:250,000. Segunda edición. Pachuca, Hidalgo, México.
- Servicio Geológico Mexicano. 2012. Léxico Estratigráfico, Taraises, documento tipo pdf (online) disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Taraises.pdf>

- Tardy, M. 1972. Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector Transversal de Parras, Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 33. Pp.51-70.
- Tardy, M. y J. Martínez-Reyes. 1976. Estructura de la Sierra Madre Oriental (sector transversal, Edo. De Coahuila): Acapulco, Congreso Latinoamericano de Geología, 3 Libro-guía de la Excursión. 3. Pp.28.
- Wilson, J.L. 1975. Carbonate facies in Geologic History: Berlin, Springer. Pp. 471.
- Yavarmanesh, H., S. Vaziri, A. Aryaei, D. Jahani y M. Pourkermani. 2017. Fig-9. Distribution of SMF types in the Facies Zones (FZ) and define detected SMF types in Ghorogh Syncline. [image] Available at: https://www.researchgate.net/publication/317715219_Microfacies_and_Morphotectonic_of_the_Tirgan_Formation_in_Ghorogh_Syncline_North_of_Chenaran [Accessed 16 Oct. 2017].

RESUMEN BIOGRÁFICO

Greta Guadiana Padilla

Candidato para el Grado de Maestría en Ciencias con
Acentuación en Manejo de Vida Silvestre y Desarrollo
Sustentable

Tesis: AMMONOIDEOS DE LA FORMACIÓN TARAISES (VALANIGINIANO-
HAUTERIVIANO) CRETÁCICO INFERIOR, EN DOS LOCALIDADES DE
NUEVO LEÓN, MÉXICO; CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS Y
PALEOAMBIENTALES

Campo de Estudio: Paleoecología

Datos personales: Nacida en Monterrey, Nuevo León el 20 de marzo de 1992, hija de René
Armando Guadiana Garza y Juanita Padilla Chapa

Educación: Egresada de la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma
de Nuevo León

Experiencia profesional: Becaria en el laboratorio de Paleobiología de la Facultad de
Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma de Nuevo León de agosto del
2011 a octubre del 2013. Colaboración en el Proyecto de Investigación: Monitoreo
de la ictiofauna del río Sonora Post-Lluvias y cuencas paralelas afectadas por el
derrame de solución acidulada con sulfato de cobre, en el estado de Sonora,
utilizando índices de integración biótica (IBI). Profesora de ciencias en CREA
Universidad desde septiembre del 2016.