

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS BIOLÓGICAS**



**BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA, CRETÁCICO INFERIOR, EN BASE A FORAMINÍFEROS (CLASE RHIZOPODA) DEL CAÑÓN DE LA HUASTECA, SANTA CATARINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO**

**POR**

**GABRIELA CORDOBA MERINO**

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

**ENERO, 2018**

BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA, CRETÁCICO INFERIOR,  
EN BASE A FORAMINÍFEROS (CLASE RHIZOPODA) DEL CAÑÓN DE LA  
HUASTECA, SANTA CATARINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO.

Comité de Tesis



---

Dr. Luis Encarnación Silva Martínez  
Presidente



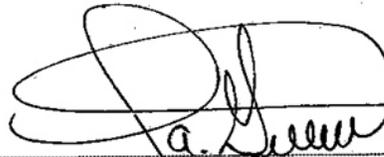
---

Dra. Susana Favela Lara  
Secretario



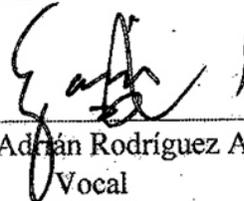
---

Dr. Jesús Ángel de León González  
Vocal



---

Dr. Juan Antonio García Salas  
Vocal



---

Dr. Gabino Adrián Rodríguez Almaraz  
Vocal

BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA, CRETÁCICO INFERIOR,  
EN BASE A FORAMINÍFEROS (CLASE RHIZOPODA) DEL CAÑÓN DE LA  
HUASTECA, SANTA CATARINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO.

Dirección de Tesis



---

Dr. Luis Encarnación Silva Martínez

Director

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco por su apoyo a la Universidad Autónoma de Nuevo León que me otorgo ayuda económica en forma de beca para poder concluir con mis estudios; de igual manera le agradezco a la Facultad de Ciencias Biológicas, UANL, por brindarme la oportunidad de ser un profesionista, al Departamento de Ecología, FCB, UANL por su tiempo para revisar y corregir aquellos errores que pudiese tener; gracias al Laboratorio de Paleobiología por proporcionarme un espacio y las herramientas necesarias para la elaboración de este proyecto.

### *A mis amigos.*

Que siempre estuvieron a mi lado alentándome a seguir preparándome profesionalmente; agradezco especialmente a mi amiga Pamela que ha estado en todo momento conmigo a pesar de la distancia y a mi familia por elección: Michelle, Alejandro, Mauricio, Daniel, Arnulfo, Gabriela, Héctor, Ana y Anire, gracias a mis paleo-amigos: Miroslava, Greta, Nelly, Carlos, Elsa, Luis, Xannette y Daniel por esas risas en el laboratorio tan necesarias en momentos de estrés.

### *A mis maestros.*

Gracias infinitas al Dr. Luis Encarnación Silva Martínez por su tiempo y dedicación invertido en este proyecto, a la Dra. Susana Favela Lara por siempre ser honesta y directa al asesorarme, al Dr. Jesús Ángel de León González por su apoyo incondicional y por brindarme sus conocimientos durante la maestría, al Dr. Juan Antonio García Salas por sus increíbles clases y por sus consejos fuera del aula y al Dr. Gabino Adrián Rodríguez Almaraz por su compromiso en este proyecto. Gracias al Dr. Jorge Luis Hernández Piñero por regalarme una parte de su tiempo tan valioso para poder culminar este proyecto de forma exitosa.

## DEDICATORIAS

### *A mis padres.*

A mi padre Carlos Francisco Cordoba y a mi madre Ma. Eugenia Merino les dedico este trabajo porque ellos son mi todo y gracias a ellos es que estoy aquí y soy lo que soy, sin su apoyo en todos los sentidos, no hubiese sido posible continuar preparándome de esta forma, gracias por ser unos padres tan increíbles y dedicados. Este trabajo es especialmente para ustedes que son mi mayor inspiración.

### *A mi hermano.*

Mi hermano Carlos Andrés Cordoba Merino por estar siempre apoyándome, la distancia física entre nosotros nunca fue motivo para dejar de ser tan buen hermano, gracias por estar conmigo en todo momento y aconsejarme cuando lo he necesitado, mis victorias son tus victorias hermano.

### *A mis tíos y abuelos.*

A mi tío Froylán Sánchez y mi tía Marilú Merino les dedico este trabajo porque por ellos me enamoré de la bella carrera que nos une, la biología; por asesorarme sobre donde estudiar y por guiarme siempre pensando en lo mejor para mí, espero estén tan orgullosos de mi como yo lo estoy de ustedes. Lo dedico a mis abuelos por su amor y apoyo en mis decisiones y por no dejarme sola en ningún momento.

### *A Juan Luis*

Por estar a mi lado en cada momento, por soportarme cuando el estrés me ha invadido, por alentarme cuando lo único que quería era rendirme, gracias por tu amor incondicional y ser mi bastón de apoyo a lo largo de este camino que no ha sido fácil.

# ÍNDICE

	PÁGINA
1. Introducción	1
2. Antecedentes	2
2.1. Paleontológicos	2
2.2. Geológicos	3
2.3. Estratigráficos/Bioestratigráficos	4
3. Justificación	7
4. Hipótesis	8
5. Objetivos	9
5.1. Objetivo General	9
5.2. Objetivos Particulares	9
6. Material y Métodos	10
6.1. Área de estudio	10
6.1.1. Localización y Vías de Acceso	12
6.2. Material	12
6.3. Metodología	13
6.3.1. Fase I: Gabinete 1. Reconocimiento y Planteamiento	13
6.3.2. Fase II: Campo. Observación y Descripción	13
6.3.3. Fase III: Laboratorio	14
6.3.4. Fase IV: Gabinete 2. Interpretación	15
6.3.4.1. Análisis Estadísticos	16
7. Aspectos Fisiográficos del Área de Estudio	17

7.1.	Fisiografía	17
7.2.	Hidrografía	17
7.3.	Climas	18
7.4.	Suelos	18
7.5.	Vegetación	19
7.6.	Flora	19
7.7.	Fauna	20
8.	Marco Geológico	21
8.1.	Geología Estructural	21
8.2.	Estratigrafía	22
8.2.1.	Formación Taraises	23
8.2.2.	Formación Cupido	23
8.2.3.	Formación La Peña	24
8.2.4.	Formación Aurora	24
8.2.5.	Formación Cuesta del Cura	25
8.3.	Paleogeografía	25
8.3.1.	Jurásico Superior	25
8.3.2.	Cretácico Inferior	28
9.	Biología del Grupo	32
9.1.	Foraminíferos	32
9.2.	Ammonoideos	35
10.	Resultados	37
10.1.	La Formación La Peña en el Área de Estudio	37
10.2.	Petrografía de la Formación La Peña en el Área de Estudio	38

10.2.1. Análisis Geoquímicos	40
10.3. Bioestratigrafía de la Formación La Peña en el Área de Estudio	41
10.3.1. Biozonas de la Formación La Peña en base a Foraminíferos	42
10.3.2. Biozonas de la Formación La Peña en base a Ammonoideos	48
10.3.3. Correlación Estratigráfica de Biozonas	49
10.4. Índices Ecológicos	51
10.4.1. Índice de Riqueza Margalef	51
10.4.2. Índice de Dominancia Simpson	53
10.4.3. Índice de Diversidad Shannon-Wiener	54
10.5. Paleontología Sistemática	55
10.5.1. Foraminíferos	56
10.5.2. Ammonoideos	72
11. Discusión	76
12. Conclusiones	80
13. Perspectivas	82
14. Bibliografía	83

## ÍNDICE DE TABLAS

	PÁGINA
Tabla 1: Tipos de Climas del Área de Estudio	18
Tabla 2: Reporte de Pérdida de CO <sub>2</sub> por Calcinación	40
Tabla 3: Distribución Estratigráfica de los Foraminíferos	45
Tabla 4: Distribución Estratigráfica de los Ammonoideos	48

## ÍNDICE DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura 1: Plano de Localización de la Formación La Peña	11
Figura 2: Microscopio Electrónico de Barrido (SEM)	15
Figura 3: Paleogeografía Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano	26
Figura 4: Paleogeografía del Tithoniano Superior	27
Figura 5: Paleogeografía Berriasiano-Valanginiano	29
Figura 6: Paleogeografía del Barremanio	30
Figura 7: Paleogeografía Albiano-Cenomaniano	31
Figura 8: Esquema de un Foraminífero	32
Figura 9: Concha de un Foraminífero Planctónico	33
Figura 10: Ciclo Esquemático de los Foraminíferos	34
Figura 11: Esquema de un Ammonoideo	35
Figura 12: Fotografía Panorámica del área de estudio	37
Figura 13: Columna Estratigráfica de la Formación La Peña	39
Figura 14: Diagrama de Textura de Rocas Carbonatadas	41
Figura 15: Biozonas de Ammonoideos	49
Figura 16: Correlación Estratigráfica de Biozonas	50
Figura 17: Variación Espacial del Índice de Margalef	52
Figura 18: Variación Espacial del Índice de Simpson	53
Figura 19: Variación Espacial del Índice de Shannon-Weiner	55

# ÍNDICE DE LÁMINAS

	PÁGINA
1. Láminas de Foraminíferos y Ammonoideos	
1.1. Lámina I	91
1.2. Lámina II	93
1.3. Lámina III	95
1.4. Lámina IV	97
1.5. Lámina V	99
1.6. Lámina VI	101
1.7. Lámina VII	103
1.8. Lámina VIII	105
1.9. Lámina IX	107

## ÍNDICE DE ABREVIATURAS

**CIIDIT** Centro de Innovación, Investigación y Desarrollo en Ingeniería y Tecnología

**CONANP** Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas

**GPEMAP** Geoposicionador Magellian Explirist eMap

**INEGI** Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática

**ITESM** Instituto Tecnológico de Estudios Superiores de Monterrey

**LP** La Peña (Biozonación)

**LPG** La Peña Gabriela (Etiquetado de las muestras)

**OAE** Eventos Anóxicos Oceánicos

**TIC** Carbono Inorgánico Total

**TOC** Carbono Orgánico Total

## RESUMEN

La bioestratigrafía en el Noreste de México se encuentra principalmente estudiada en base en fósiles macroscópicos, siendo clásicamente fundamentada en la sucesión de ammonites, por lo que la carencia de estudios basados en microfósiles ha impedido la determinación bioestratigráfica precisa de secuencias estratigráficas que carecen de estos macrofósiles; por este motivo en el presente trabajo se realizó un análisis bioestratigráfico integral de alta resolución, mediante el análisis de foraminíferos de la formación La Peña en el cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México. Determinándose un total de cinco biozonas: 1) Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata*, 2) Zona de Intervalo *Leupoldina hexacamerata/Globigerinelloides algerianus*, 3) Zona de Rango Total *Globigerinelloides algerianus*, 4) Zona de Intervalo *Globigerinelloides algerianus/Globigerinelloides ferreolensis* y 5) Zona de Intervalo *Globigerinelloides ferreolensis/Paracitina rohri* correspondientes a la secuencia estratigráfica de la formación La Peña, definiendo al límite del Aptiano Inferior-Aptiano Superior como la edad de dicha formación.

## ABSTRACT

Biostratigraphy in the northeast of Mexico is mainly studied based on fossils macroscopic, being classically based on the succession of ammonites, so lack of microfossils-based research has prevented the determination precise biostratigraphic of sequences that lack these macrofossils; for this reason in this paper has been made an analysis integral biostratigraphic of high resolution, through the analysis of foraminifera of the La Peña formation in the Canyon of La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, Mexico. Determining a total of five biozones: 1) Total range area *Leupoldina hexacamerata*, 2) interval zone *Leupoldina hexacamerata/Globigerinelloides algerianus*, 3) Total range area *Globigerinelloides algerianus*, 4). Interval zone *Globigerinelloides algerianus/Globigerinelloides ferreolensis* and 5) interval zone *Globigerinelloides ferreolensis/Paracitina rohri* corresponding to the stratigraphic sequence of the La Peña formation, defining the limit of the Lower Aptian-Upper Aptian as the age this formation.

# 1. INTRODUCCIÓN

La Formación La Peña perteneciente al Cretácico Inferior consiste en un horizonte de gran importancia en estudios de geología superficial y de subsuelo en el noreste de México. Dicha formación sobresale como un excelente indicador estratigráfico, ya que es una de las formaciones más consistentes respecto a su distribución espacial (Cantú, 1976). En gran parte del territorio mexicano quedaron depositadas secuencias de rocas con abundante fauna fósil, sin embargo, los estudios de enfoque estratigráfico del Cretácico Inferior son realizados clásicamente en base a la sucesión de ammonites faltando en su mayoría la biozonación de las unidades estratigráficas, que aporten la información necesaria para llevar a cabo las correlaciones entre los sedimentos y los eventos paleo-climáticos (Longoria, 1977).

Llamamos biozona a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados o caracterizados por su contenido paleontológico. Una sucesión de estratos divididos en biozonas es una zonación bioestratigráfica; la abundancia de microfósiles, especialmente del grupo foraminíferos (Clase Rhizopoda) en estratos del Cretácico Inferior permite que actualmente se pueda elaborar un esquema bioestratigráfico que tenga mayor validez de aquellas biozonaciones fundamentadas en macrofósiles (Vera, 1994).

El examen litológico de las secuencias estratigráficas, la interpretación de datos y de los microfósiles, permiten reconocer las edades y los paleoambientes en los que fueron depositadas las rocas sedimentarias de las secuencias estratigráficas de una formación; el presente estudio se fundamenta en el grupo más importante de los protozoarios, los foraminíferos que mediante técnicas micropaleontológicas de muestre, preparación y observación al estereoscopio nos permite presentar un marco bioestratigráfico para la Formación La Peña en el área de estudio, así como también demostrar la utilidad de estudios bioestratigráficos basados en microfósiles.

## 2. ANTECEDENTES

### 2.1. Paleontológicos

Los foraminíferos pertenecen a la clase de los Rizópodos del sub-Filo Rizoflagelados; Su registro a lo largo del tiempo geológico, evolución, complejidad y tamaño les confiere la categoría de “privilegiados” para el estudio del pasado y presente del planeta Tierra. Los foraminíferos tienen un caparazón quitinoso o calcáreo de forma y caracteres variables, segregado por el citoplasma, son fundamentalmente marinos y son abundantes desde el Cámbrico. La presencia de una concha mineral es lo que ha permitido que las formas extintas llegaran a nosotros en forma de fósiles, esta concha es llamada testa, compuesta de cámaras; característica de estos organismos. Las cámaras son de morfología variable de acuerdo con la especie (Calonge et al., 2001).

Calonge et al. (2001) mencionaron que los foraminíferos constituyen un grupo de organismos particularmente indicado como reloj geológico porque presentan un registro fósil extraordinariamente completo, una rápida evolución, sus conchas dejan al descubierto la ontogenia de cada individuo contabilizada en etapas de crecimiento y, además, la compleja morfología de sus conchas refleja su funcionalidad, lo cual permite utilizar la anatomía comparada en la identificación de estructuras análogas.

Existen foraminíferos llamados fósiles índices, mismos que son aquellos que distinguen un estrato y que presentan una amplia distribución en un corto periodo de tiempo y tienen bien controlada tanto su evolución como su extinción. No todos los fósiles son igualmente útiles, como fósiles guía o característicos, ya que el ritmo de evolución varía aun dentro de un mismo grupo, pero existen los fósiles de contacto los cuales se presentan en un periodo de su vida, su extinción también llamada última aparición evolutiva (cimas) o bien su evolución llamada también primera aparición evolutiva (base) dentro de la zona de distribución geológica de los fósiles índices. Los fósiles

índices deben reunir las siguientes condiciones: rápida evolución, área de dispersión extensa y abundancia en los estratos (Rico, 2005).

Arenillas y Molina (1995) mencionan en un estudio cuantitativo de foraminíferos del Paleoceno, que los foraminíferos planctónicos son buenos indicadores paleoecológicos, ya que sus características biológicas les impiden apartarse mucho de determinados límites de temperatura, profundidad, salinidad y oxigenación de las aguas.

La Formación La Peña es rica en macrofauna y microfauna destacándose los amonites del género *Dufrenoyia* (Lehmann et al., 1999), que se encuentra en toda la formación, *Parahoplites sp.*, *Kazanskyella sp.*, *Cheloniceas sp.*, *Pseudohaploceras sp.*, *Acanthohoplites sp.* y *Colombiceras sp.* en la parte superior (Cantú, 1989) y gran variedad de foraminíferos planctónicos entre los que destacan *Globigerinelloides algerianus*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Hedbergella trocoidea*, *Favusella scitula* y *Ticinella bejaouaensis* así como nanofósiles y colomiélidos tales como *Nannoconus wassali*, *Nannoconus truitti*, *Deflandronella Colomiella mexicana* entre otras (Lehmann et al., 1999), además de calcisferas, ostrácodos (*Microcalamoides diversus*) y fragmentos de equinodermos.

Maurrasse et al. (2006) mencionan en un estudio de eventos anóxicos y disóxicos del Aptiano Inferior que a pesar de que las microfacies de la Formación La Peña exhiben una gran abundancia microfaunística, existe una baja cantidad de foraminíferos bentónicos en los niveles más cercanos a la transición Formación La Peña-Formación Cupido.

## **2.2.Geológicos**

Imlay (1936) describe originalmente a la Formación La Peña en el noreste de México, en el flanco occidental de la sierra de Parras en Coahuila, donde la dividió en dos miembros, un miembro inferior de 426.72 m de calizas gris oscuro a gris claro en estratos medianos a gruesos con algunas zonas de caliza finamente estratificada junto a

cantidades variables de lutita; y un miembro superior de 15.24 a 24.38 metros de calizas de capas delgadas y lutita interestratificada, posteriormente la Formación La Peña es redefinida por Humphrey (1949) en la Sierra de los Muertos, cerca de Monterrey, en el estado de Nuevo León, considerando como Formación La Peña al miembro superior (calcáreo-lutítico) de la subdivisión de Imlay (1936).

Humphrey (1949) describe a la formación como un horizonte formado por margas de color gris que intemperizan en colores rosa y rojo, interestratificadas con delgadas capas de calizas de color gris claro a gris oscuro. Estratigráficamente la Formación La Peña queda comprendida entre la caliza Cupido infrayacente y caliza Aurora suprayacente.

Longoria y Dávila (1979), realizaron un estudio sobre estratigrafía y microfacies del cerro de la silla al sureste: de Monterrey, donde se presenta la Formación La Peña, haciendo notar un considerable cambio batimétrico durante esta depositación; mismo que se ve bruscamente interrumpido al inicio de la sedimentación de la Formación Cuesta del Cura. Así mismo proponen el término caliza San Ángel para incluir a las calizas con estratificación gruesa y masiva, siendo la caliza San Ángel equivalente lateral a las formaciones Taraises y Cupido de la secuencia estratigráfica presente en el noreste del área estudiada.

Por otro lado, Flores (1995), realizó un estudio estratigráfico de la Formación La Peña en el flanco norte del Cañón La Boca; llevando a cabo la identificación de un total de 44 entidades biológicas incluyendo: foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos, colomielidos, algas calcáreas, fragmentos de moluscos y equinodermos.

### **2.3.Estratigráficos/Bioestratigráficos**

El autor Longoria (1975) realizó un estudio estratigráfico completo de la Serie Comancheana del Noreste de México. En base a la distribución y evolución de los foraminíferos planctónicos, definió la Serie Comancheana como el tiempo comprendido de la primera aparición evolutiva de las especies del género *Leupoldina* (base de la Zona

*Leupoldina cabri*) y a la base de la Zona *Thalmaninella ticinensis*. Estos límites corresponden aproximadamente a la base de la Zona de *Dufrenoyia texana*, y a la base de la Zona *Stoliczkaia blancheti* respectivamente, del esquema bioestratigráfico basado en amonitas.

De acuerdo a las biozonas del Cretácico Inferior, el autor Longoria (1977) presenta un esquema bioestratigráfico, basado en los microfósiles planctónicos. El lapso representado por el Cretácico Inferior mexicano se subdivide en 15 biozonas de Rango de las cuales 12 son Zonas de Intervalo y 3 de Rango Total. El límite entre la Serie Inferior y Superior del Cretácico se coloca en la base de la Zona de Intervalo *Thalmaninella ticinensis/Thalmaninella evoluta*.

Estudios paleontológicos de los estratos basales de la Formación La Peña en una sección estratigráfica del estado de Nuevo León, revelaron una asociación de ammonites representativa de la biozona local indicativa del nivel más superior del Aptiano temprano correspondiente a la Zona de Rango del Taxón *Dufrenoyia justinae*. La asignación al Aptiano temprano de está es por su asociación distintiva de ammonites característica de las dos biozonas estándar de ammonites de la parte más superior del subpiso; la Zona *Dufrenoyia furcata* (Barragán y Maurrasse, 2008).

Barragán y Méndez (2005) realizaron un estudio enfocado en el grupo de ammonites de tres secciones estratigráficas del norte de México, donde proponen cuatro biozonas formales de ammonites. La Zona de Rango *Dufrenoyia justinae* para la parte terminal del Aptiano inferior (Bedouliano), la Zona de Intervalo *Epicheloniceras cf. subnodosocostatum/Acanthohoplites acutecosta* representativa del Aptiano Medio (Gargasiano) y las Zonas de Rango *Acanthohoplites aschiltaensis* e *Hypacanthoplites cf. Leanzae*, características del Aptiano superior (Clansayesian). En cambio, en la determinación de biozonas en base a foraminíferos, Cózar (1996) estudia los afloramientos calcáreos de la Sierra del Castillo, Córdoba, España abordando el trabajo desde un aspecto tanto sedimentológico como bioestratigráfico, mediante el análisis de dos secciones estratigráficas, la de la Cantera y la del Collado; obteniendo como resultado un total de 19 familias representadas, con un total de 75 géneros, a partir de los cuales definen dos biozonas de foraminíferos.

Respecto a la edad de la Formación La Peña, Barragán (2000) indica que la formación en su contacto con la Formación Cupido está caracterizada paleontológicamente por la primera aparición estratigráfica de una asociación rica de ammonites típicos de la biozona *Dufrenoyia justinae* (Hill, 1893), la cual caracteriza al techo del Aptiano Inferior en México y es correlacionable con la biozona *Dufrenoyia furcata* de la zonación estándar para el Cretácico Inferior. Por otro lado, de acuerdo con su posición estratigráfica, las edades reportadas para la Formación La Peña en el noreste de México y Otates al este, así como la posición de esta unidad entre los biohorizontes de *Globigerinelloides* spp. y *Favusella washitensis*, otorgándole a la formación una edad de Aptiano inferior a medio (Ross, 1979).

Un estudio sobre La Formación La Peña de la sección de Los Chorros en Coahuila, menciona que dicha formación inicia con la presencia de ammonites del Aptiano inferior terminal pero en la localidad estudiada de Los Chorros estas formas se encuentran ausentes, y el registro de amonites se limita al Aptiano superior basal, identificando la Zona de intervalo *Caseyella aguilerae* (Mendoza et al. 2017).

Moreno et al. 2016 realizan un estudio de bioestratigrafía en base a ammonites de la Formación La Peña en el estado de Durango y registran cinco unidades bioestratigráficas: Biozona *Dufrenoyia justinae*, Superbiozona *Kazanskyella minima*, Biozona *Caseyella aguilerae*, Subbiozona de conjunto *Dufrenoyia scotti/Burckhardtites nazasensis* y Subbiozona *Gargasicerias adkinsi*. Estableciendo con gran precisión una edad correspondiente al límite Aptiense inferior-superior.

### 3. JUSTIFICACIÓN

Un problema de la biozonación del Cretácico Inferior es que está clásicamente fundamentada en la sucesión de ammonites y en muchos casos la presencia de ammonites en un determinado horizonte o capa puede indicar solo una ocurrencia casual, es decir, debido a factores ecológicos, acarreo o muerte natural del individuo, pero no una aparición o extinción estratigráfica de las especies que se pueda usar para delinear los límites cronoestratigráficos de una secuencia de rocas (Longoria, 1974). En este trabajo se considera que el grupo de los foraminíferos es más adecuado para la biozonación de una formación.

La abundancia de microfósiles en los estratos de la Formación La Peña, permite que en la actualidad se pueda elaborar un esquema bioestratigráfico basado en estos organismos, por lo tanto, este estudio pretende realizar la determinación de biozonas en base a foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos, con el fin de presentar un estudio bioestratigráfico integral de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México.

Debido a que esta Formación tiene una gran diversidad de foraminíferos, es de gran importancia paleoecológica, así como en la estratigrafía relacionada con la industria del petróleo. Siendo también de suma importancia el estudio de la fauna y la ecología del pasado para poder entender el presente, ya que los foraminíferos pueden ser de interés para ciencias de tipo social, su estudio puede incidir en la economía y por lo tanto, sobre la sociedad en un determinado momento.

#### **4. HIPÓTESIS**

Las biozonas encontradas en la secuencia estratigráfica de la Formación La Peña corresponden a una edad Aptiano-Albiano.

## **5. OBJETIVOS**

### **5.1. Objetivo General**

Definir la bioestratigrafía de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México.

### **5.2. Objetivos Particulares**

- Determinar las biozonas para la Formación La Peña en base a foraminíferos planctónicos y bentónicos en el cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León.
- Determinar la edad de la columna estratigráfica de la Formación La Peña en el cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León.
- Establecer la litología de la Formación La Peña, en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, en base a los análisis de Carbono Orgánico Total y Carbono Inorgánico Total (TOC y TIC por sus siglas en inglés).
- Correlacionar estratigráficamente las biozonas de foraminíferos con las biozonas de ammonoideos de la Formación La Peña en el Cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León.
- Definir los bioeventos de la Formación La Peña, en el cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, mediante los índices de diversidad, riqueza y dominancia de foraminíferos a lo largo de la columna estratigráfica.

## 6. MATERIAL Y MÉTODOS

### 6.1. Área de estudio

La localidad seleccionada forma parte del Cañón de la Huasteca localizado en el municipio de Santa Catarina del estado de Nuevo León (Figura 1), el área de estudio se encuentra localizada en las coordenadas  $25^{\circ}38'15.29''$ N de latitud norte y  $100^{\circ}28'27.06''$ O de longitud oeste, a una altura de 680 msnm (Cabecera municipal, INEGI). Fisiográficamente el Cañón de la Huasteca corresponde al cauce del Río Santa Catarina, dentro de la Sierra Madre Oriental, desde el punto conocido como "Las Tinajas" hasta salir del macizo montañoso.

Geológicamente el Cañón de la Huasteca está referido a la Provincia de la Sierra Madre Oriental, la cual ocupa la mayor parte de la porción del estado y limita al oriente la Llanura Costera del Golfo Norte y con la Gran Llanura de Norteamérica (INEGI, 1986).

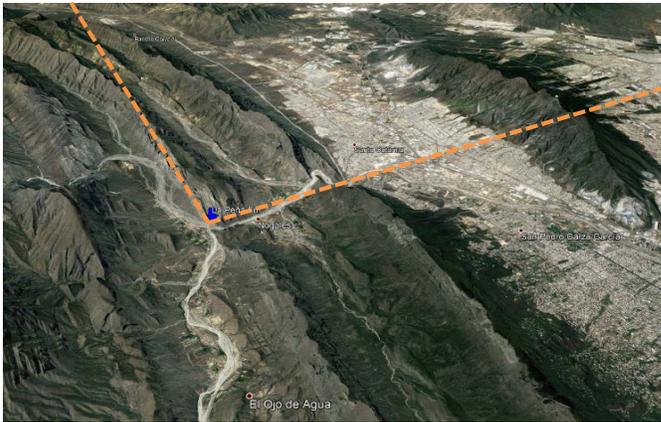


Figura 1. Plano de localización de la Formación La Peña en el área de estudio, obtenido mediante Google Earth.

### **6.1.1. Localización y vías de acceso**

Para llegar al área de estudio a partir de desde Ciudad Universitaria, UANL en automóvil se toma hacia el oeste por la Avenida Fidel Velázquez rumbo oeste continuando hacia México 85 y Eje Metropolitano 401, tomando la salida en dirección hacia el oeste y damos vuelta a la derecha en Av. Morones Prieto/Eje metropolitano 410 hacia el oeste. Legando a la colonia Bosques de la Huasteca tomamos la salida hacia Santa Catarina, al llegar a la Colonia Residencial Privadas La Huasteca damos vuelta con dirección oeste por la Av. Miguel Alemán/Eje metropolitano hasta llegar a la colonia Miguel Hidalgo o entrada al Parque recreativo La Huasteca, de ahí se continua por la carretera que va a la presa “Rompe Picos”, avanzamos 5 kilómetros y a la derecha avanzamos 50 metros y encontramos el afloramiento del área de estudio.

### **6.2. Material**

El material usado para este estudio lo conforman las muestras de roca tomadas de las secuencias de rocas de la Formación La Peña, Cañón de la Huasteca localizado en el municipio de Santa Catarina del estado de Nuevo León, México. Para el estudio se usaran cartas topográficas, GPS marca Magellian, modelo Explorist, microscopio compuesto marca Leica, modelo EM, estereoscópico Leica, modelo EM, portaobjetos petrográficos (Lakeside), pegamento epóxico, sierra cortadora con disco de diamante y pulidora marca Contempo Lapidary, Cámara fotográfica marca Canon, Modelo EOS Reveles XT.

### **6.3. Metodología**

Para el desarrollo de la presente investigación se utilizó la metodología que incluyó el Método Clásico de Estratigrafía, el cual consiste en cuatro etapas, las cuales se describen a continuación: Fase I: Gabinete 1, Fase II: Campo, Fase III: Laboratorio y Fase IV: Gabinete 2.

#### **6.3.1. Fase I: Gabinete 1. Reconocimiento y planteamiento**

Para lograr esta fase, previamente al trabajo de campo se realizó una revisión bibliográfica exhaustiva, y se definieron las estrategias a seguir. Durante esta fase, se realizaron observaciones preliminares de las localidades de estudio. El material utilizado para la realización de este estudio, constó de forma fundamental en los afloramientos de la Formación La Peña, en el cañón de La Huasteca, así como los materiales requeridos para las siguientes fases, los cuales se encuentran en la descripción de los métodos que se utilizaron.

#### **6.3.2. Fase II: Campo. Observación y descripción**

Se realizaron una serie de visitas a la localidad en el cañón de La Huasteca para llevar a cabo las observaciones y descripciones de la Formación La Peña.

Los datos se ordenaron sistemáticamente, para facilitar su interpretación posterior. Se tomaron las coordenadas de las localidades por medio de un geoposicionador marca Magellian Explorist eMap (GPEMAP) para georreferenciar cada uno de los puntos de muestreo y colecta de fósiles.

Se diseñaron los perfiles de los afloramientos para determinar el origen geológico. Para tal efecto, se tomaron visual, rumbo y echado de los estratos, se hicieron observaciones y descripciones litológicas y se describió la geomorfología, siguiendo el método de la brújula de Brunton y cinta métrica (Compton, 1983).

Se realizó un muestreo de alta resolución con el fin de analizar el contenido micropaleontológico para la determinación de las biozonas del área de estudio; las muestras fueron obtenidas con una distancia de 2 cm entre ellas, y se colectaron desde la base a la cima de la columna estratigráfica expuesta, obteniendo un total de 155 muestras de 500 gramos. Las muestras fueron colectadas haciendo uso de martillo y cincel y posteriormente colocadas en bolsas de polietileno previamente etiquetadas.

### **6.3.3. Fase III: Laboratorio**

Se realizaron análisis geoquímicos para determinar la litología utilizando el método de TIC y TOC (análisis de carbono orgánico total y carbono inorgánico total), por pirolisis.

De cada muestra se obtuvieron un total de 250 gramos que fueron procesados utilizando la técnica de disgregación descrita por el autor Meléndez (1982), esta técnica está basada en el uso de Peróxido de Hidrógeno y se aplica cuando la roca es arcillosa, ya que éste permitirá la separación de las arcillas y los microfósiles. Se llevó a cabo utilizando cuatro tamices de 850  $\mu\text{m}$ , 425  $\mu\text{m}$ , 63  $\mu\text{m}$  y 37  $\mu\text{m}$ , de estos solamente las muestras obtenidas de los últimos tres se tomaron en cuenta para el análisis micropaleontológico, debido a que el tamiz de 850  $\mu\text{m}$  servirá sólo para limpiar la muestra de partículas de mayor tamaño a los 2 mm.

La observación y extracción de los microfósiles, se realizó colocando la muestra en una charola pequeña cuadrada, con fondo negro; con la ayuda de una aguja de disección fina y un pincel de cerdas finas del número 000. Por medio del microscopio estereoscópico marca Leica modelo EM se separaron los microfósiles del resto del sedimento, obteniendo de cada muestra a los foraminíferos.

Estos microfósiles se colocaron en placas petrográficas para estudio micropaleontológico, que poseen una lámina de cartón horadado de fondo negro con goma de tragacanto y se etiquetaron con la clave de la muestra y los micrómetros del tamiz del que se extrajeron.

#### **6.3.4. Fase IV: Gabinete 2. Interpretación**

Se observaron las placas con un microscopio estereoscópico marca Leica, modelo EM, esto con el fin de observar las muestras de microfósiles que se encuentren y así poder identificarlos.

Los microfósiles del grupo de los foraminíferos fueron estudiados bajo los criterios de los trabajos realizados por Loeblich y Tappan (1988).

Posteriormente se realizó una selección de los foraminíferos de interés para el trabajo, dichos foraminíferos fueron colocados en placas petrográficas, aquellos foraminíferos mejor preservados fueron colocados con ayuda de un pincel sobre una placa con cinta de carbón, posteriormente, se realizó un recubrimiento con oro por cuatro minutos en FINE COAT Modelo Ion Sputter JFC-1100 perteneciente a la Facultad de Ciencias Biológicas, UANL.

Las placas fueron llevadas al Centro de Innovación, Investigación y Desarrollo en Ingeniería y Tecnología (CIIDDIT) donde se llevaron a cabo la toma de microfotografías con el microscopio electrónico de barrido (SEM) modelo NOVAnano SEM 200 FEI. (Figura 2). Así mismo, se realizó una segunda toma de microfotografías en la Facultad de Ciencias Físico Matemáticas de la Universidad Autónoma de Nuevo León con un microscopio electrónico de barrido marca JEOL, modelo JSM-639OLV.



Figura 2. Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) modelo NOVAnano perteneciente al CIIDIT.

#### **6.3.4.1 Análisis Estadístico**

Como parte de la Fase IV de Interpretación, se llevaron a cabo los análisis estadísticos para este estudio, se utilizará el programa estadístico PAST versión 2.17c, en donde se vaciaron los datos que se obtuvieron y se aplicaron los índice de riqueza de Margalef, el cual supone que hay una relación funcional entre el número de especies y el número total de individuos; el índice de dominancia de Simpson que manifiesta la probabilidad de que dos individuos tomados al azar de una muestra sean de la misma especie y el índice de diversidad de Shannon-Wiener, el cual expresa la uniformidad de los valores de importancia a través de todas las especies de la muestra (Moreno, 2001).

## **7. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

### **7.1. Fisiografía**

La localidad seleccionada para la realización de este proyecto forma parte de la Provincia de la Sierra Madre Oriental, la cual está conformada por una cadena de sierras alineadas con orientación NW-SE con elevaciones máximas de 2,500 msnm.

El área de estudio colinda al norte y noroeste con la Provincia de las Sierras y Bolsones, al oeste con la Mesa Central y, en una pequeña franja del extremo noroeste con la Sierra Madre Occidental; colinda al sur con la Provincia del Eje Neo volcánico y al este con la Llanura costera del Golfo Norte y la Gran Llanura Norteamericana (INEGI, 1986).

Ubicada en la Subprovincia de la Gran Sierra Plegada que inicia 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. En ella dominan las capas plegadas de calizas, con prominentes ejes estructurales de anticlinales y sinclinales (INEGI, 1986).

### **7.2. Hidrografía**

En la Sierra Madre Oriental se encuentra la región hidrológica Bravo-Conchos, el río Pílon y la cuenca río Bravo-San Juan que tiene su origen en el arroyo La Chueca; las subcuencas presentes son: el río Monterrey, río Pesquería, río San Juan y río San Miguel. Y las corrientes de agua que se encuentran son perennes e intermitentes; dentro de las perennes está el río Santa Catarina y dentro de las intermitentes están Arroyo Grande, río La Silla, río La Tinaja, Arroyo El Obispo, río La Boquilla y río La Roja (INEGI, 1986).

### 7.3. Climas

En gran parte del área metropolitana de Monterrey presenta una distribución climática muy compleja, ya que encontramos aquí diversos tipos de climas: secos extremosos, semisecos, templados y semicálidos (Tabla 1). En la zona se presenta el clima semiseco templado, el cual registra lluvias todo el año, la precipitación total anual oscila entre 400 y 600 mm; el rango de temperatura media anual fluctúa entre 12 y 18°C; Se distribuye principalmente hacia el suroeste, en los municipios de Dr. Arroyo y Galeana (INEGI,1986).

CLIMA	PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL	TEMPERATURA MEDIA ANUAL
Semiseco templado	400-600 mm	12-18 °C
Seco semicálido con lluvias en verano	300-500 mm	18-22 °C
Seco semicálido con lluvias escasas todo el año	200-400 mm	18-20 °C
Seco templado con lluvias escasas todo el año	300-400 mm	14-18 °C
Muy seco semicálido con lluvias en verano	200-400 mm	18-22 °C
Muy seco semicálido con lluvia invernal	Menor de 300 mm	18-22 °C
Templado subhúmedo con índice de humedad alto	800-1200 mm	12-18 °C
Templado subhúmedo con índice de humedad bajo	600-700 mm	14-18 °C
Semicálido subhúmedo	800-1200 mm	18-20 °C

Tabla 1. Tipos de climas pertenecientes al área de estudio según el INEGI (1986).

### 7.4. Suelos

Se presenta un claro predominio de suelos someros pertenecientes a los tipos denominados litosol y rendzina. Sin embargo, también se les encuentran formando asociaciones diversas con otros tipos de suelo, y estas asociaciones varían de un sistema de topofomas a otro. Así, en las áreas más agrestes de los sistemas denominados sierras dominan asociaciones de litosoles con regosol calcárico, que es un suelo poco desarrollado; rendzinas de color oscuro, suelos más desarrollados, como feozem calcárico y luvisol crómico; y xerosol háplico, de color claro, entre otros (INEGI, 1986).

## 7.5. Vegetación

Existen dos formas fundamentales de paisaje vegetal que compiten por un claro predominio: los bosques y los matorrales. Predominando los bosques de pino los cuales rara vez forman masas puras ya que se entremezclan en diversas proporciones con especies de encinos. Dentro de los matorrales, se encuentran los matorrales desértico rosetófilo, donde las especies predominantes no exceden de 1.5 a 2 m de altura; y el matorral submontano, caracterizado por especies con ramificación desde la base, de hojas pequeñas o micrófilas, armadas con espinas.

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 (INEGI, 1986).

## 7.6. Flora

En aquellas asociaciones que no hacen ecotono con la zona árida, las especies de pinos más frecuentes en el estrato arbóreo son: *Pinus cembroides*, *Yucca carnerosana*, *Pinus arizonica*, y *P. duranguensis f. quinquefoliata*. En ocasiones, algunos encinos se encuentran dentro de este pinar como *Quercus laeta*, y *Quercus* spp.

En el estrato arbustivo, las especies más frecuentes son: *Sophora secundiflora*, *Rhus virens* y *Juniperus* sp. En el estrato herbáceo los elementos más comunes son: *Erioneuron grandiflorum* y *Mimosa texana*. Las especies trepadoras más comunes son: *Maurandya barckayana* y *Mandevilla foliosa*. Las epífitas más comunes reportadas son: *Tillandsia recurvata*, *T. usneoides* y los líquenes *Teloschites flavicans*, *Usnea strigosa*, *Ramalina* sp. y *Parmelia* sp.

Dentro de las especies en peligro y listadas por la NOM-SEMARNAT-059-2001 está el *Agave victoriae-reginae*, el matorral submontano, caracterizado por especies como *Acacia rigidula*, *Cordia boissieri*, *Prosopis glandulosa*, *Polypodium polypodioides*,

*Notolaena sinuata* var. *Integerrima*, *Decatropis bicolor*, *Acacia berlandieri* y *Havardia pallens* (CONANP, 2006).

## 7.7. Fauna

Los principales mamíferos en el área de estudio son: venado cola blanca (*Odocoileus virginianus miquihuanensis*), el oso negro (*Ursus americanus eremicus*), coyotes (*Canis latrans microdon*), cacomixtles (*Bassariscus astutus flavus*), coatimundi (*Nasua nasua molaris*), zorra gris (*Urocyon cinereoargenteus scottii*), mapaches (*Procyon lotor hernandezii*) y el zorrillo pinto (*Spilogale putorius leucoparia*).

Dentro de las aves se encuentran el tecolotito enano (*Otus asio* y *Otus trichopsis*), la lechuza de campanario (*Tyto alba*), el águila (*Aquila chrysaetos*), aguilillas (*Buteo jamaicensis* y *Parabuteo unicinctus*), el turco de corona azul (*Momotus momota*) y el carpintero (*Colaptes auratus*).

Los reptiles que se encuentran son las serpientes: *Crotalus lepidus*, *Crotalus durissus*, la cascabel enana (*Crotalus pricei*). Algunos anfibios de la región son: la rana leopardo (*Rana berlandieri*), los sapos (*Bufo* sp.), ranas arborícolas (*Syrrhophus smithi*, *Hyla miotympanum*).

Dentro de los peces son comunes la sardinita plateada (*Astyanax mexicanus*), *Lepomis macrochirus*, la mojarra copetona (*Cichlasoma cyanoguttatus*) y el robalo (*Mocropterus salmoides*), entre otros (Jiménez, 1992).

## **8. MARCO GEOLÓGICO**

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 (ITESM, 1994) con formación de aluvión que puede observarse sobre todo en los alrededores de las localidades de El Rincón, El Tecojote y El Pinal.

En la Sierra Madre Oriental, al sur de la Saliente de Monterrey, existen cuatro áreas de afloramientos de esquistos paleozoicos. La Sierra Madre Oriental está constituida principalmente por rocas sedimentarias mesozoicas que se depositaron y evolucionaron sobre un basamento paleozoico y precámbrico. La sierra constituye una faja montañosa orogénica que sigue, en su segmento sur, una trayectoria general noroeste-sureste y, a la altura de Monterrey, se flexiona para seguir una trayectoria este-oeste hacia Torreón. La Sierra Madre Oriental está compuesta por estrechos pliegues con una orientación, que sigue el rumbo general de la sierra.

### **8.1. Geología Estructural**

Las estructuras presentes en esta zona se pueden clasificar como estructuras simples que van de oeste a este desde anticlinales y sinclinales asimétricos, hasta formar un grupo de apretados anticlinales y sinclinales recostados hacia el noreste de la zona oriental.

La estructura regional más sobresaliente del área es la denominada Cabalgadura Mayor, representada por un plano tectónico que tiende a la horizontal a profundidad y que pone en contacto al Cretácico Inferior (Caliza Cupido) con el Cretácico Superior (Lutita Méndez).

Una segunda cabalgadura queda definida por un plano tectónico cuya inclinación al suroeste es mayor que la de la Cabalgadura Mayor. A esta falla inversa se le ha denominado Cabalgadura secundaria. Estas dos cabalgaduras forman una “escama tectónica” que es alóctona cuando se refiere a las Formaciones Cupido, La Peña y “Unidad Tamaulipas”, que yacen discordantes sobre la Lutita Méndez en el límite de la Sierra Madre Oriental y la Llanura Costera del Golfo; pero es autóctona cuando nos referimos a la Cabalgadura Secundaria, en donde la Formación Taraises descansa en contacto tectónico sobre las Formaciones San Felipe y Méndez.

Por otro lado en el Cerro del Labrador al oriente de Galeana, tenemos una pequeña falla inversa que pudo ser determinada debido a que la Caliza Cupido descansa directamente sobre la “Unidad Tamaulipas” y la Formación La Peña en el flanco oriental del cerro mencionado. Esta falla inversa se encuentra asociada con una falla de transcurrencia de carácter senestral, que tiene una dirección NNW-SSE (Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León, INEGI, 1986).

## **8.2.Estratigrafía**

Las rocas más antiguas de esta provincia, son esquistos del Precámbrico. Hay afloramientos de areniscas y asociaciones de lutita y areniscas intercaladas pertenecientes al Triásico. Del Jurásico Superior hay afloramientos masivos de caliza, de yeso y de yeso asociado con caliza. Además afloran lutita y varias asociaciones de lutita y areniscas y de calizas con lutita.

El Cretácico está representado por afloramientos de caliza, de lutita y asociaciones de calizas-lutita y lutita-arenisca. Los cuerpos de rocas ígneas intrusivas que afectan a rocas sedimentarias mesozoicas son del Terciario. También pertenecen a esta edad los conglomerados que se encuentra en los márgenes de la Sierra Madre Oriental. Además, hay depósitos de conglomerados rellenos aluviales del Cuaternario.

Las principales estructuras de la Sierra Madre Oriental están constituidas por pliegues anticlinales y sinclinales, afectados por grandes fallas de tipo normal y numerosas fallas

inversas (cabalgaduras) que han tocado las secuencias normales de depósito. Además, hay varios cuerpos de rocas intrusivas que han afectado a las secuencias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental en diversos puntos (INEGI, 1986).

### **8.2.1. Formación Taraises**

Durante el período Berriasiano–Valanginiano inició el depósito de la Formación Taraises constituida de caliza y marga de ambiente de plataforma marina abierta, salvo en el área de Galeana, N.L., donde aflora el miembro Galeana, compuesto de arenisca de estratos medianos a gruesos de ambiente deltaico con sedimentos provenientes de la Isla de Terán. Imlay (1936) divide la Formación Taraises en dos miembros litológicos; el miembro inferior lo describe como calizas grises, resistentes a la erosión y el superior se constituye de estratos delgados de caliza y calizas arcillosas, presentando en superficie fresca un color de gris claro a gris oscuro, gris amarillento o crema, siendo una formación muy fosilífera.

### **8.2.2. Formación Cupido**

La formación Cupido fue propuesta por primera vez por Imlay (1937) como Caliza Cupido, posteriormente, Humphrey y Díaz (2003) redefinen formalmente esta unidad, con el término Formación Cupido, incluyendo todas las rocas carbonatadas en la Sierra de Parras entre la Formación Taraises (suprayacente) y la Formación la Peña (infrayacente); por lo que se describen incluyendo parte de la Formación La Peña en la parte media de la Sierra de Parras; Imlay (1937) la define como calizas de color gris oscuro, en capas con la presencia de nódulos de pirita. Guzmán (1973), describe a esta formación y las refiere a tres tipos de facies: de plataforma, constituida por *wackestone* y *packstone* de intraclastos, pellets y miliólidos, dolomitizadas; de cuenca, representada por capas gruesas de *mudstone* con estilolitos, pedernal y pirita; y facies marginal, determinado por arrecifes y bancos de rudistas y corales. Esta unidad presenta gran abundancia de fauna fósil.

Imlay (1937) la define como calizas de color gris oscuro, en capas con la presencia de nódulos de pirita. Guzmán (1973), describe a esta formación y las refiere a tres tipos de

facies: de plataforma, constituida por *wackestone* y *packstone* de intraclastos, pellets y miliólidos, dolomitizadas; de cuenca, representada por capas gruesas de *mudstone* con estilolitos, pedernal y pirita; y facies marginal, determinado por arrecifes y bancos de rudistas y corales. Esta unidad presenta gran abundancia de fauna fósil, donde destacan por su importancia bioestratigráfica la presencia de amonites de los géneros *Olcostephanus*, *Distoloceras*, *Bochianites*, *Leptoceras*, *Thurmannites*, *Hollodiscus*, *Barremites*, también *Pulchellia* y *Pseudohaploceras*

### **8.2.3. Formación La Peña**

Imlay (1936), en su descripción original divide a la Formación La Peña en dos miembros, un miembro inferior de calizas gris oscuro a gris claro en estratos medianos a gruesos con algunas zonas de caliza finamente estratificada junto a cantidades variables de lutita, las superficies intemperizadas son de color gris a gris amarillento y puede contener nódulos de pirita. El miembro superior consiste de un paquete de 15 a 24 metros de calizas de capas delgadas y lutitas interestratificadas; sin embargo, más tarde Humphrey (1949) menciona que la unidad está formada por margas de color gris que intemperizan en colores rosa y rojo, interestratificadas con delgadas capas de calizas de color gris claro a gris oscuro. Presenta estratos delgados de lutitas fisiles de color gris oscuro a negro y comúnmente contiene vetillas y lentes de pedernal de 3 a 9 cm de espesor. La Formación La Peña es rica en macro y microfauna destacándose los amonites de la especie *Dufrenoyia* sp. (Lehmann *et al.*, 1999), que se encuentra en toda la formación, *Parahoplites* sp., *Kazanskyella* sp., *Cheloniceas* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Acanthohoplites* sp. y *Colombiceras* sp. en la parte superior y gran variedad de foraminíferos planctónicos entre los que destacan *Globigerinelloides algenianus*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Hedbergella trocoidea*, *Favusella scitula* y *Ticinella bejaouaensis* (Cantú, 1989).

### **8.2.4. Formación Aurora**

La Formación Aurora fue inicialmente descrita como caliza en capas gruesas con numerosos nódulos de fierro y pedernal, con abundantes fósiles (Burrows, 1910). Humphrey y Díaz (1956), la describen como caliza de estratificación delgada a masiva

de color gris a ocre con cantidad variable de pedernal en forma de nódulos irregulares y concreciones. Presenta raras intercalaciones de lutita calcárea gris. Los nódulos de pedernal son de color gris a negro e intemperizan a ocre oscuro.

La microfauna que se reparta en este trabajo está formada por *Orbitolina texana* (Roemer), reportada en la base de la unidad (*Dicyclina schlumbergeri*, *Dictyoconus* sp, *Oxytropidoceras* sp., *Lunatia* sp., *Orbitolina* sp, *Colomiella recta* y *Colomiella mexicana*, *Enallaster* cf *Böse brensis*, *Ostrea carinata* Lamarck (Humphrey y Díaz, 1956). La presencia de *Pithonella ovalis*, *Stomiosphera sphaerica*, *Calcispherula walnutensis*, indican una edad del Albiano Tardío.

### **8.2.5. Formación Cuesta del Cura**

La Formación Cuesta del Cura, de edad Albiano tardío al Cenomaniano, consiste de carbonato pelágico de aguas profundas, lutita acumulada enfrente del borde de la plataforma e intercalaciones con bandas de pedernal (Goldhammer *et al.*, 1991). Imlay (1936) menciona que esta unidad se compone principalmente de capas delgadas de caliza ondulosa y compactas de color gris oscuro a negro; incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas.

## **8.3. Paleogeografía**

### **8.3.1. Jurásico Superior**

Las rocas depositadas durante el oxfordiano presentan una distribución muy amplia en la parte central y oriental de la República Mexicana; puede decirse que son las que inician la gran transgresión del Jurásico Tardío y es posible que en esta época se inicie la comunicación al oeste por medio del antiguo Portal del Balsas. En el límite Oxfordiano-Kimmeridgiano (Fig. 3) se presentan los primeros emplazamientos de la corteza oceánica en el área del Golfo de México y el Protocaribe (Padilla y Sánchez, 1986).

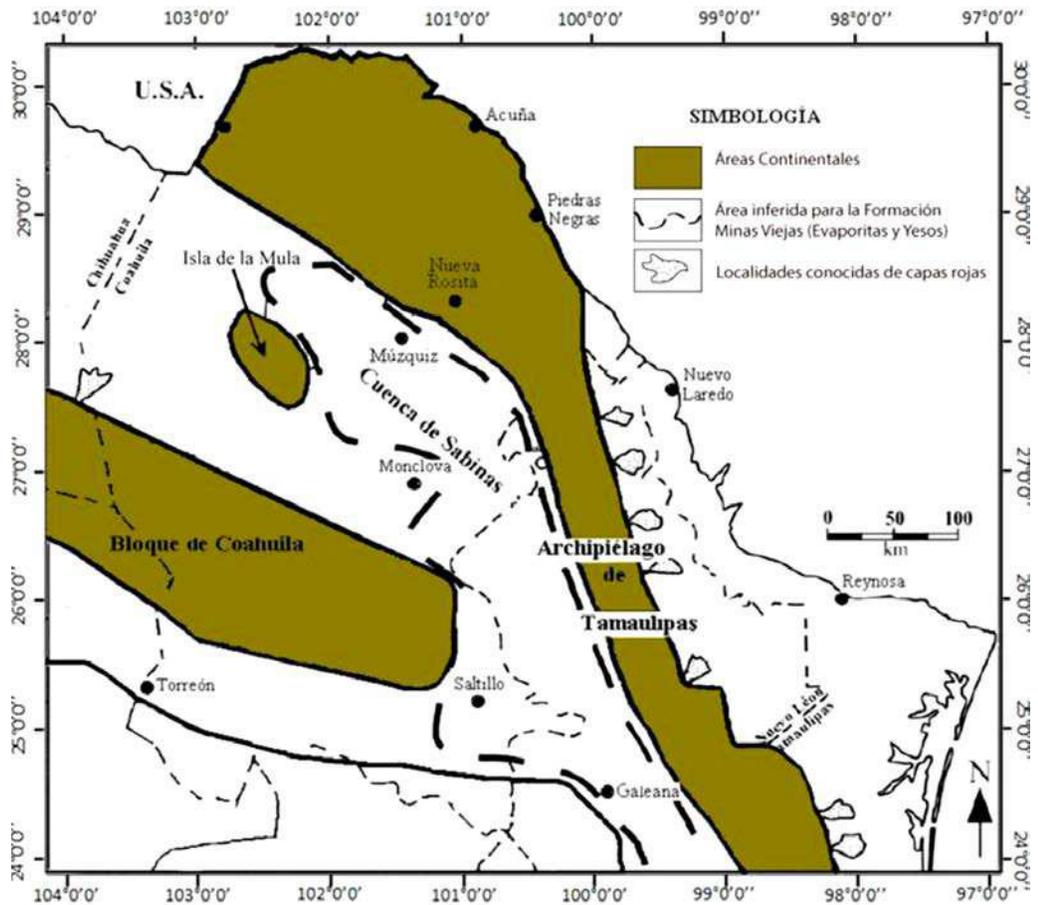


Figura 3. Paleogeografía del noreste de México durante el Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano tomada de Padilla y Sánchez, 1986.

Durante el Oxfordiano, se desarrollaron amplias plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas barras oolíticas en los bordes de la plataforma. Este período se caracteriza por el depósito de clásticos en las zonas litorales, por la abundancia de carbonatos en las plataformas y por el depósito de menores espesores de lutitas y carbonatos con intercalaciones delgadas de calizas argiláceas en las zonas de cuenca. Los bloques de basamento emergidos que formaban las paleoislas en el occidente del protogolfo de México continuaban afectando la sedimentación de la región, siendo el mayor aporte de clásticos los provenientes del área del Bloque Yucatán y del noroeste. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante todo el Kimmeridgiano (Padilla y Sánchez, 2007).

Para el Tithoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgada de lutitas y carbonatos, en las cuales aumentó considerablemente la presencia de organismos, probablemente favorecido por un clima templado. En las áreas costeras de estas islas continuó el depósito de rocas clásticas, grandes lagunas litorales y de barras oolíticas en los extremos de las plataformas. En el suroeste del Golfo también se desarrollaron amplias plataformas someras que se extendían hasta el Macizo de Chiapas y el occidente del Bloque Yucatán que continuaban aportando clásticos. En este período se depositaron en la cuenca lutitas muy ricas en materia orgánica, con delgadas intercalaciones de carbonatos, que son la roca generadora de la mayoría de los inmensos volúmenes de hidrocarburos que existen en el Golfo de México, especialmente en el sureste mexicano (Padilla y Sánchez, 2007) (Figura 4).

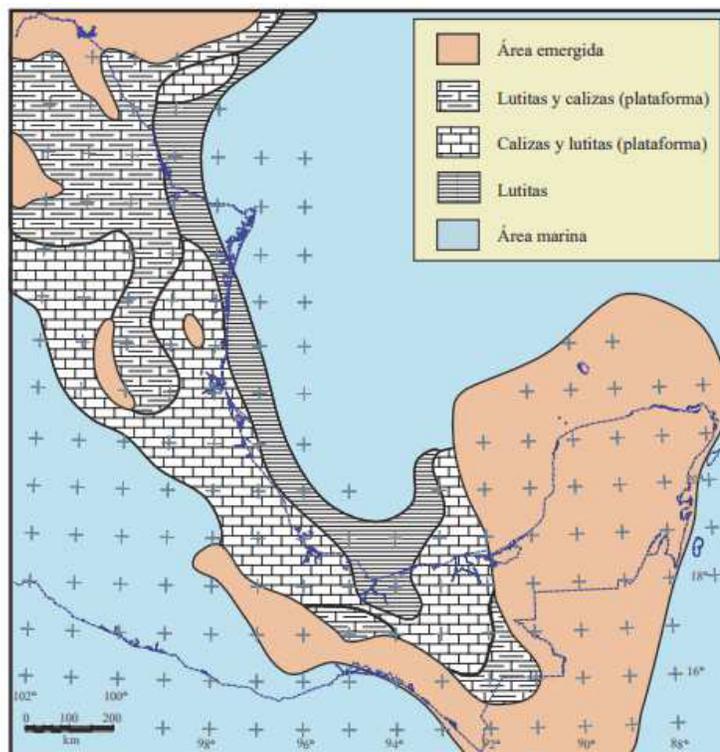


Figura 4. Paleogeografía del Tithoniano superior. Tomada de Padilla y Sánchez, 2007.

### **8.3.2. Cretácico Inferior**

El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos, fue heredado al Cretácico Inferior, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico-carbonatados, como la de Coahuila, San Luis-Valles, Monclova, Maveric, etc. Cabe hacer notar que las diferencias de espesores, litologías, acuíferos y cambios de facies, son parámetros que interactuaron de diferentes maneras durante la deformación posterior.

Las condiciones tectónicas estables persistieron en la región durante el Cretácico Temprano, a la vez que las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán continuaban su lenta subsidencia y el mar las iba cubriendo progresivamente. El área de las ya extensas plataformas seguía incrementándose y enormes volúmenes de carbonatos fueron depositados sobre la mayor parte de México.

De hecho puede decirse que las condiciones tectónicas de estabilidad del Tithoniano se extendieron hasta todo el Neocomiano, con la diferencia de que la proporción de lutitas intercaladas en las calizas de inicios del Cretácico fueron decreciendo hasta casi desaparecer a fines del Valanginiano. Los espesores de las calizas y lutitas depositadas durante el Berriasiano y el Valanginiano (Fig. 5), raramente exceden los 500 m en el noreste, centro y sureste de México.

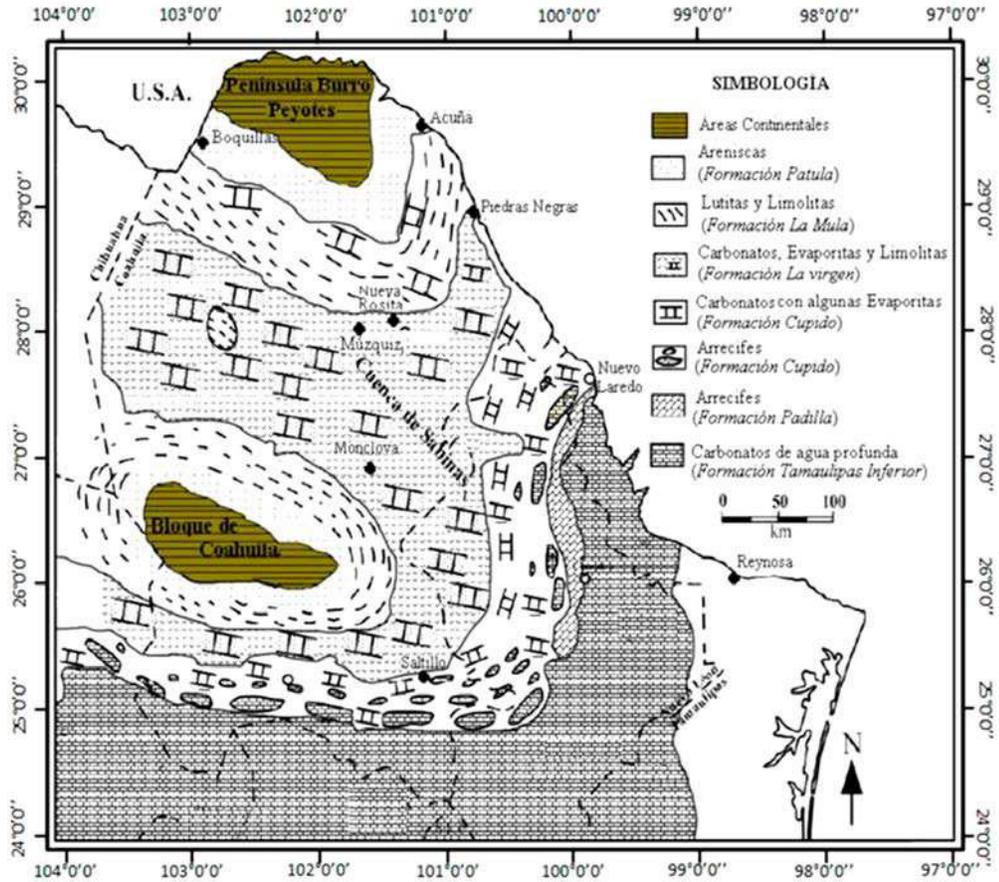


Figura 5. Paleogeografía del noreste de México durante el Berriasiano-Valanginiano, tomada de Padilla y Sánchez, 1986.

Para el Neocomiano Superior (Hauteriviano-Barremiano), aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo así el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas. Secuencias menos gruesas se depositaron en las zonas más profundas de la cuenca mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas así como alrededor de toda la cuenca del Golfo de México. Durante este tiempo el Archipiélago de Tamaulipas fue totalmente cubierto por los mares y sólo quedaron emergidos los bloques altos de basamento de la Isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del Bloque Yucatán, en cuyos litorales continuó la sedimentación clástica (Figura 6).

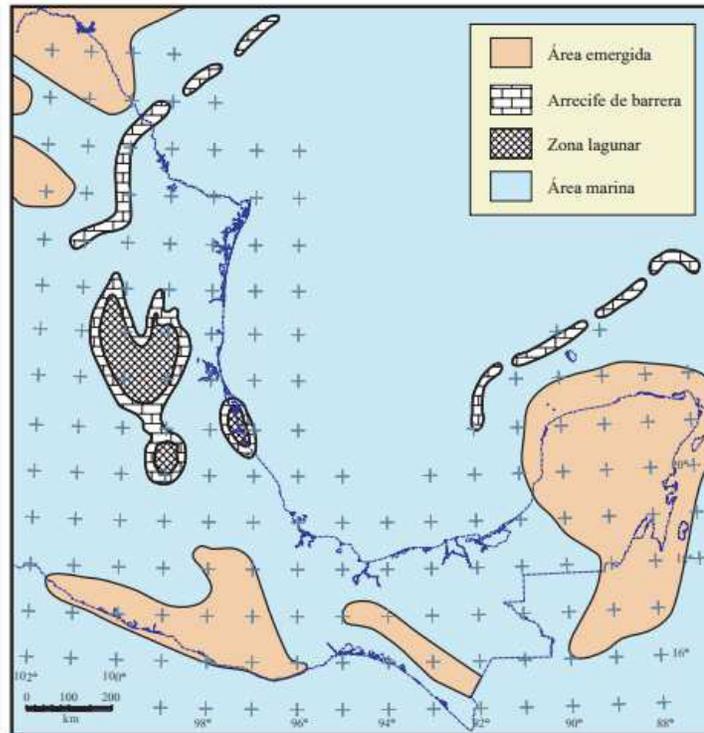


Figura 6. Paleogeografía durante el Barremiano tomada de Padilla y Sánchez, 2007.

Durante el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada. Después de un período de 23 millones de años, de subsidencia continua y progresiva en el que se depositaron más de 2,000 m de carbonatos casi puros, correspondientes a las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior, al inicio del Aptiano se inició el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos causado por una rápida elevación del nivel del mar. Durante este período, que duró aproximadamente cinco millones de años, el mar cubrió definitivamente los altos de basamento que habían estado emergidos desde los inicios de la transgresión marina ligada a la apertura del Golfo de México en el Triásico Tardío. Este evento tectónico es claro en las regiones de Texas y el norte y centro-oriente de México (Formaciones La Peña y Otates).

Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano (Figura 7), continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante

en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran otra vez, largas cadenas de arrecifes de barrera ubicados aproximadamente arriba de las franjas arrecifales neocomianas, es decir, aproximadamente sobre los bordes de los altos de basamento de las paleoislas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí y la Plataformas de Tuxpan y de Córdoba (Padilla y Sánchez, 2007).

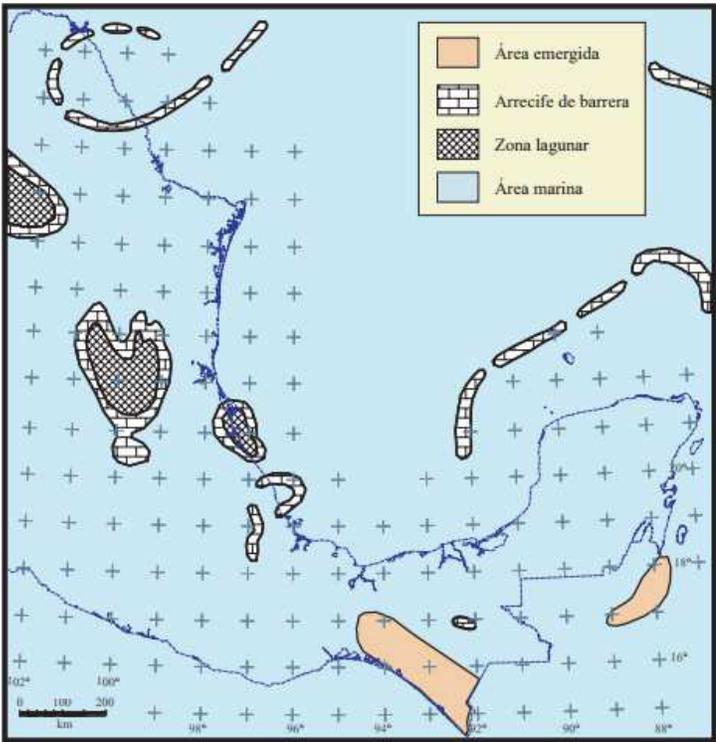


Figura 7. Paleogeografía durante el Albiano-Cenomaniano tomada de Padilla y Sánchez, 2007.

## 9. BIOLOGÍA DEL GRUPO

### 9.1. Foraminíferos

Los foraminíferos (Fig. 8) son Protozoos principalmente marinos, del grupo de los Rizópodos que aparecieron a principios del Cámbrico y cuyos descendientes han llegado hasta nosotros. Constituyen uno de los pocos grupos de seres unicelulares que fijan su superficie celular, de manera permanente, mediante la construcción de un esqueleto mineral (concha). La masa protoplasmática que constituye la célula de un foraminífero es incolora pero puede contener pequeñas cantidades de pigmentos orgánicos, material lipídico o compuestos de hierro que le dan color. La masa protoplasmática está limitada exteriormente por una membrana orgánica constituida por láminas superpuestas de mucopolisacáridos. El protoplasma se extiende fuera de la concha a través de una o varias aberturas y la recubre exteriormente, formando los pseudópodos, que son extensiones reticulares constituidas por haces de microtúbulos dispuestos en hileras más o menos paralelas. Es precisamente la presencia de esta concha mineral lo que ha permitido que las formas extintas llegaran a nosotros en forma de fósiles (Calonge et al. 2001).

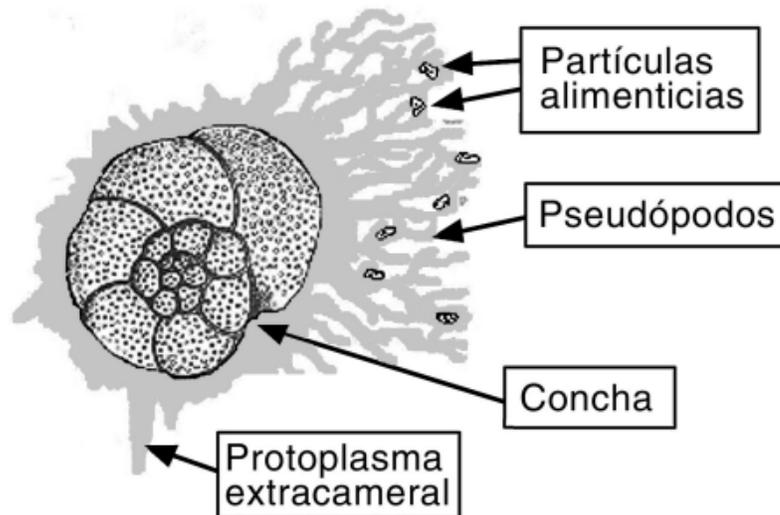


Figura 8. Esquema de un foraminífero viviente tomado de Calonge et al. 2001

La concha mineral de un foraminífero puede estar formada por un solo compartimiento, o cámara, que crece de manera continua o por varias cámaras que se forman en un sistema de crecimiento discontinuo. Este tipo de crecimiento, mediante la adición de cámaras, los hace únicos entre los seres unicelulares. La disposición de las cámaras depende de la posición de las corrientes pseudopodiales, lo cual depende, principalmente, de la situación de la abertura (o aberturas) en la cámara. La manera más sencilla es la disposición de las cámaras a lo largo de un eje rectilíneo, pero la más empleada por los foraminíferos es aquella en que las cámaras se disponen siguiendo una espiral.

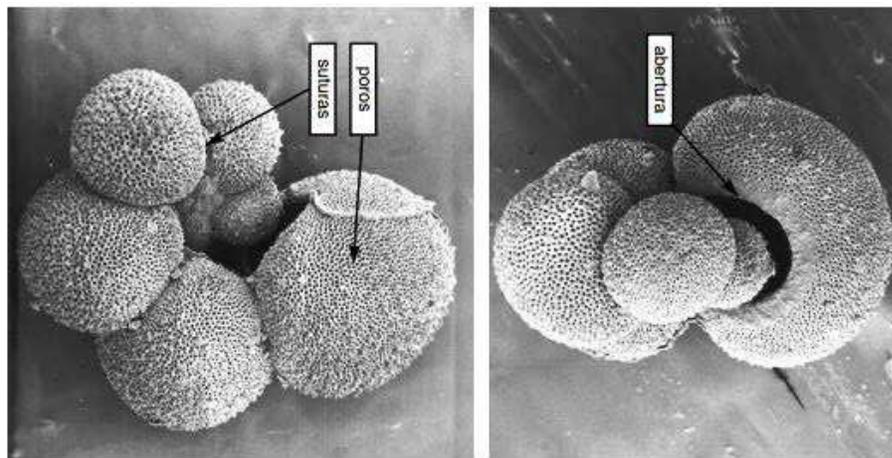


Figura 9. Concha de un foraminífero de tipo planctónico del Mioceno, tomada de Calonge et al. 2001

Entre los foraminíferos hay especies bentónicas, que viven sobre el fondo marino donde forman parte de la epifauna. Algunos son de vida sésil, permaneciendo fijados a un substrato durante toda su existencia. Unos pocos son incrustantes, pero la inmensa mayoría de los foraminíferos bentónicos se desplaza libremente sobre el substrato utilizando los pseudópodos. Por otro lado, los foraminíferos planctónicos viven flotando en las aguas, donde forman parte del microplancton marino.

La reproducción de los foraminíferos tiene lugar según un ciclo de alternancia de generaciones, sexual y asexual (Fig. 10). La forma sexual con una pequeña cámara inicial (esquizonte) da lugar por mitosis, y después por meiosis, a individuos haploides

que, desarrollándose, forman individuos sexuados (gamontes) con una gran cámara inicial (macrosférica). Los gamontes producen gametos que por fusión vuelven a dar esquizontes (Aubouio et al. 1981).

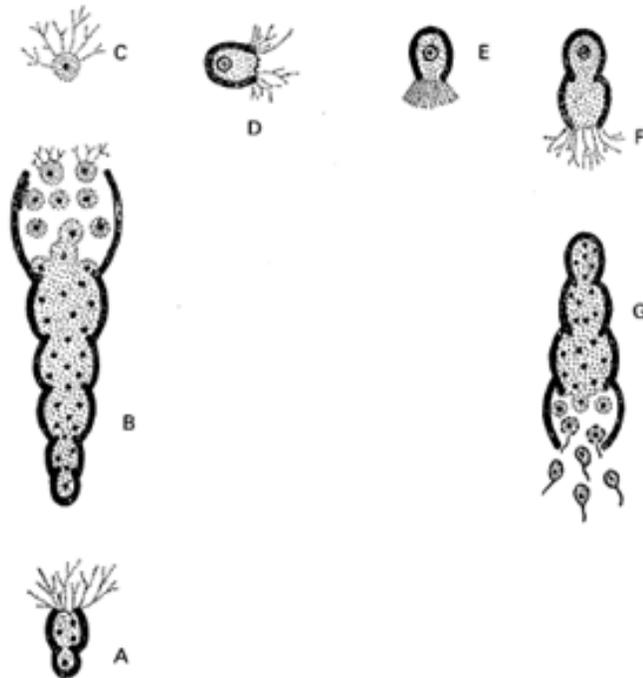


Figura 10. Ciclo esquemático de los foraminíferos. A. forma microférica joven, B. forma microférica adulta (sexuada), C. célula que dará origen a la forma microférica, D., E., F. estadios jóvenes de la forma macrosférica y G. forma macrosférica (sexuada) liberando los gametos. Tomada de Aubouio et al. 1981.

Los foraminíferos son interesantes no solamente como fósiles de nivel, sino también como indicadores paleoecológicos; pueden darnos datos sobre las temperaturas pasadas y sobre todo sobre las condiciones de profundidad y de temperatura de las aguas marinas en las que vivían.

## 9.2. Ammonoideos

Los ammonoideos fueron animales marinos que pertenecieron a la clase de los Cefalópodos y que presentaron su máxima diversidad durante la Era Mesozoica. Son un grupo extinto, conocido exclusivamente por sus restos conservados en el registro geológico.

La mayoría de las reconstrucciones paleobiológicas de los ammonites están muy influenciadas por las observaciones realizadas en los *Nautilus* actuales. Al contrario de los nautiloideos, los ammonoideos tienen tabiques convexos hacia delante, con sifón no medio, sino marginal; los cuellos septales están en general dirigidos hacia adelante y son casi siempre prosifonados (Aubouio et al. 1981).

Los ammonites suelen ser representados provistos de tentáculos con ventosas, mostrando ojos prominentes, y con una concha de color bandeado en la superficie externa, debido a un tegumento superficial llamado periostraco, así como una cubierta protectora en la parte superior de las partes blandas. Dicha cubierta superior, que descendía y sellaba la abertura de la concha al retraerse el animal en su interior, debió ser independiente del apticus, que era un elemento mandibular situado en posición ínfera (Fig. 11).

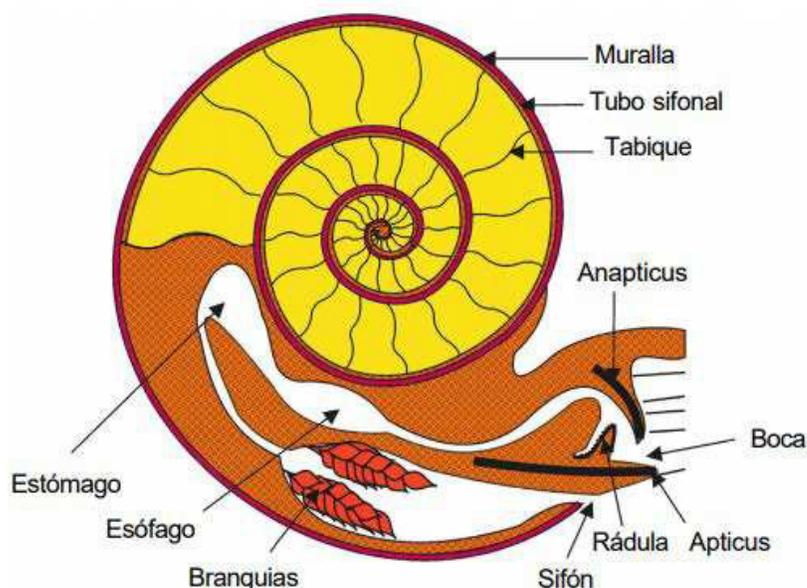


Figura 11. Esquema de un ammonoideo tomado de Fernández, 1997.

La concha de los ammonoideos, tanto la muralla como los tabiques internos del fragmocono, eran de composición aragonítica. Las sucesivas cámaras del fragmocono estaban comunicadas entre sí por los anillos conectivos del tubo sifonal, constituidos por múltiples membranas de conquiolina; la ornamentación varía con la edad y puede desaparecer incluso completamente en las partes más viejas de la concha (gerontismo) (Fernández, 1997).

Debido a la presencia de numerosas cámaras aeríferas, los ammonites enrollados debían de nadar, en general, con el orificio de la concha en la parte superior (natación pasiva). Alrededor de esta posición de equilibrio, la concha debía de oscilar fácilmente, y el sifón se colocaba en dirección inversa al desplazamiento de la concha (natación rápida). Los ammonites debían ser a menudo litorales y puede que incluso excepcionalmente, fueran fijos.

## 10. RESULTADOS

### 10.1. La Formación La Peña en el área de estudio

El área de estudio está ubicada en el Cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México; consiste en un afloramiento de aproximadamente 2.19 metros de calizas margosas con coloraciones que según la clasificación de Munsell (2009) van de gris oscuro (N3) a gris medio-claro (N5), las calizas margosas se encuentran en una intercalación con rocas de tipo margas con coloraciones café grisáceo (5 YR 4/1) y colores rojizos (5R 5/4) en las capas más cercanas a la formación subyacente, Cupido (Fig. 12).



Figura 12. Fotografía panorámica con escala de un metro en el área de estudio, se observan la gran variedad de coloraciones presentes en la formación.

Se tienen espesores decimétricos que varían entre los 7cm a los 38 cm en las calizas margosas, mientras que las margas tienen espesores de 3.5 cm hasta 37 cm (aunque una de las capas alcanza los 66 cm).

En campo fue posible observar que dentro de la Formación La Peña existen abundantes microfósiles como impresiones de ammonoideos y equinodermos. Siendo los ammonites el grupo de microfósiles con mayor presencia a lo largo del afloramiento.

## **10.2. Petrografía de la Formación La Peña en el área de estudio**

La unidad estudiada consiste en casi cinco metros de donde se obtuvieron 155 muestras en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México. La Formación La Peña en el área de estudio se encuentra compuesta por rocas calizas margosas intercaladas con margas; las calizas margosas son de tipo arcillosas y presentan en algunas de las capas marcas de un proceso de bioturbación, así como también presentan vetas de calcita y de óxido de hierro.

Pocas de las muestras obtenidas tienen la presencia de vetas de pedernal, sin embargo, la gran mayoría contiene cristales de calcita. Las margas se presentan en formas muy suaves, sobre todo en las capas más cercanas a la Formación Cupido, donde pudimos observar que las margas tienen mayores espesores que las calizas margosas y presentan colores que van del rosa a un rojo pálido. Estas rocas contienen granos de óxido de hierro, que en algunas ocasiones fue posible observar en las paredes de las conchas de los foraminíferos. Así también presentan vetas y cristales de calcita.

Dentro de la columna estratigráfica (Fig. 13) se observa la formación con un total de 4.80 metros, donde se presenta la alternancia entre rocas de tipo calizas margosas y margas, con la presencia de ammonites en algunas de las capas de la formación. En la columna se representan las muestras obtenidas con una distancia de dos centímetros entre cada muestra a lo largo del área de estudio.

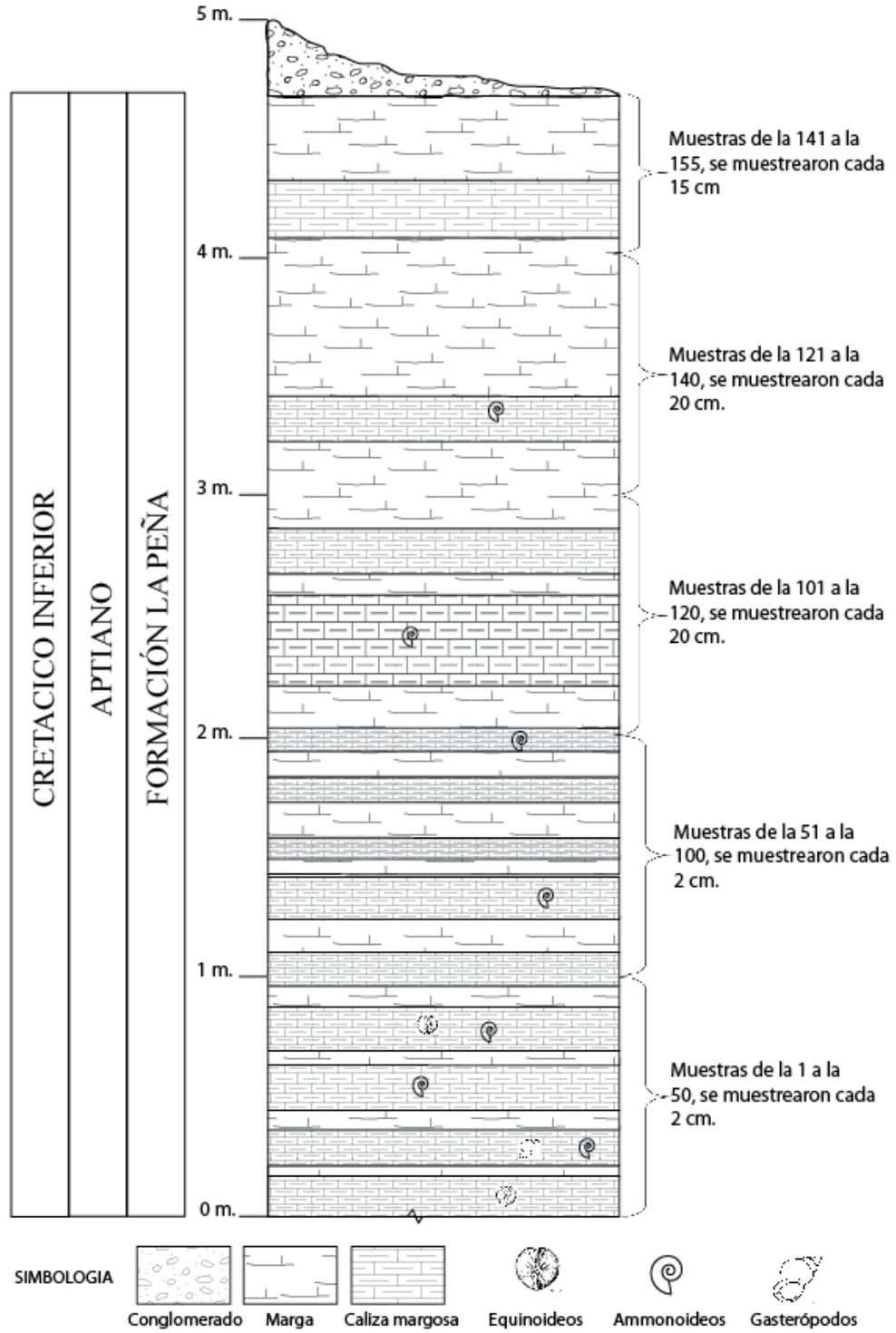


Figura 13. Columna Estratigráfica de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca.

### 10.2.1. Análisis Geoquímicos

Se realizó el método de Carbono Orgánico Total y Carbono Inorgánico Total en las muestras representativas del tipo de roca que se observó a lo largo del afloramiento, este método consiste en una pérdida por calcinación, donde debido a las altas temperaturas se libera el dióxido de carbono de las muestras previamente trituradas.

Dentro de la tabla 2 podemos observar que se sometieron al método un total de cuatro muestras (LPG\_63, LPG\_117, LPG\_121, LPG\_126) las cuales fueron seleccionadas por presentar características diferentes y representativas del afloramiento en el área de estudio.

Muestras	Pérdida por calcinación (%)
LPG_63	41.10
LPG_117	23.82
LPG_121	35.89
LPG_126	28.83

Tabla 2. Reporte de pérdida de CO<sub>2</sub> por calcinación de las muestras representativas de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, otorgada por el Laboratorio DifractLab.

Se obtuvieron por medio de calcinación de la muestra los porcentajes que se encuentran en un rango entre 23.82% y 41.10% para la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca.

Los porcentajes 41.10% y 35.89% de las muestras LPG\_63 y LPG\_121, respectivamente, nos coloca en una roca de tipo margosa; mientras que los porcentajes 23.82% y 28.83% de las muestras LPG\_117 y LPG\_126 en una roca de tipo caliza margosa (Fig. 14).



Figura 14. Diagrama de triángulo de texturas de rocas carbonatadas tomado de W. Griem (2015).

### 10.3. Bioestratigrafía de la Formación La Peña en el área de estudio

Para definir la bioestratigrafía de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México se revisaron dos grupos muy abundantes dentro de la formación: los foraminíferos, microfósiles catalogados como excelentes indicadores estratigráficos y los ammonioideos, macrofósiles utilizados con mayor frecuencia en la biozonación de los afloramientos.

El grupo de los foraminíferos se encuentra muy bien representado en la formación en el área de estudio, con un muestreo de alta resolución donde se obtuvieron 155 muestras espaciadas por 2 cm. cada una fue posible observar un total de 15 géneros diferentes y

37 especies de foraminíferos; y dentro del grupo de ammonoideos se obtuvieron un total de 6 géneros y 8 especies.

### **10.3.1 Biozonas de la Formación La Peña en base a Foraminíferos**

Las biozonas definidas para la Formación La Peña en base a foraminíferos (Clase Rhizopoda) en el área de estudio fueron denominadas como zonas LP en referencia al nombre de la formación, las biozonas corresponden a las siguientes:

#### **1. Zona LP-1**

Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata*; Zona definida por el rango estratigráfico del taxón nominal, desde su primera aparición hasta su última aparición evolutiva.

Se observa la primera aparición de *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961), *G. blowi* (Bolli, 1959) *G. paragottisi* (Verga and Premoli Silva, 2003), *Hedbergella roblesae* (Obregón, 1959) y *H. infracretacea* (Glaessner, 1937). Se presenta concurrencia a lo largo de la zona de las especies: *G. blowi* (Bolli, 1959), *G. ferreolensis* (Moullade, 1961), *H. roblesae* (Obregón, 1959), *H. quadricamerata* (Antonova, 1964), *H. aptiana* (Bartenstein, 1965) y *H. bollii* (Longoria, 1974).

#### **2. Zona LP-2**

Zona de Intervalo *Leupoldina hexacamerata*/*Globigerinelloides algerianus*; Intervalo comprendido entre el biohorizonte dado por la última aparición de *Leupoldina hexacamerata* (Verga and Premoli Silva, 2002) y el biohorizonte

marcado por la primera aparición evolutiva de *Globigerinelloides algerianus* (Cushman and Ten Dam, 1948).

Dentro de esta zona concurren las siguientes especies: *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959), *G. ferreolensis* (Moullade, 1961), *G. aptiensis* (Longoria, 1974), *Hedbergella praelippa* (Huber and Leckie, 2011), *H. sigali* (Moullade, 1966) y *H. roblesae* (Obregón, 1959). Se presenta la primera aparición de *H. gorbachikae* (Longoria, 1974), *H. similis* (Longoria, 1974) y *G. clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005). Otro evento de importancia que ocurre en la zona es la última aparición de *Gorbachikella depressa* (BouDagher-Fadel et al. 1995).

### **3. Zona LP-3**

Zona de Rango Total *Globigerinelloides algerianus*; Zona definida por el rango estratigráfico total de la especie nominal, desde su primera aparición evolutiva hasta su última aparición.

Dentro de esta zona ocurre la primera aparición de *Globigerinelloides duboisi* (Chevalier, 1961) y *G. gottisi* (Chevalier, 1961); Concurren las siguientes especies: *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961), *G. aptiensis* (Longoria, 1974), *G. barri* (Bolli, Loeblich and Tappan, 1957), *G. clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005) y *Hedbergella roblesae* (Obregón, 1959). Se presenta la última aparición evolutiva de *Globigerinelloides paragottisi* (Verga and Premoli Silva, 2003), *G. blowi* (Bolli, 1959) y *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937).

### **4. Zona LP-4**

Zona de Intervalo *Globigerinelloides algerianus*/*Globigerinelloides ferreolensis*; Intervalo comprendido entre el biohorizonte marcado por la última aparición de

*Globigerinelloides algerianus* (Cushman and Ten Dam, 1948) y la última aparición de *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961).

La zona de intervalo *G. algerianus*/*G. ferreolensis* presenta la concurrencia de las especies: *Hedbergella kuhryi* (Longoria, 1974), *H. bizonae* (Chevalier, 1961), *H. gorbachikae* (Longoria, 1974), *H. roblesae* (Obregón, 1959), *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005) y *G. gottisi* (Chevalier, 1961). Dentro de la zona se observa la última aparición de *Globigerinelloides duboisi* (Chevalier, 1961).

## 5. Zona LP-5

Zona de Intervalo *Globigerinelloides ferreolensis*/*Paraticinella rohri*; Intervalo comprendido entre el biohorizonte definido por la extinción de *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961) y el biohorizonte marcado por la primera aparición evolutiva de *Paraticinella rohri* (Bolli, 1959).

En el lapso representado por la zona se observan las especies *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965) y *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974). Otros eventos estratigráficos importantes dentro de la zona es la primera aparición evolutiva de *Favusella washitensis* (Carsey, 1926) y *Clavihedbergella simplex* (Morrow, 1934). Se observa la última aparición evolutiva de *Hedbergella roblesae* (Obregón, 1959) en la parte inferior de la zona, de *H. gorbachikae* (Longoria, 1974) y *H. trocoidea* (Gandolfi, 1942).

La distribución de las especies de foraminíferos de la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca se muestra en detalle en la tabla 3.

LPG 01-05	LPG 06-10	LPG 11-15	LPG 16-20	LPG 21-25	LPG 26-30	LPG 31-35	LPG 36-40	LPG 41-45	LPG 46-50	Muestras Foraminíferos
					1					1. <i>H. infracretacea</i>
										2. <i>H. aptiana</i>
2			3							3. <i>H. excelsa</i>
			4							4. <i>H. ruksa</i>
	5									5. <i>H. prasliippa</i>
				6						6. <i>H. trocoidea</i>
			7							7. <i>H. semilongata</i>
8										8. <i>H. quadricamerata</i>
					9					9. <i>H. kuhryi</i>
					10					10. <i>H. sigali</i>
					11					11. <i>H. occulta</i>
				12						12. <i>H. bizonae</i>
								13		13. <i>H. gorbachikae</i>
			15							14. <i>H. speetonensis</i>
										15. <i>H. bollii</i>
16										16. <i>H. roblesae</i>
								17		17. <i>H. similis</i>
			18							18. <i>G. aptiensis</i>
		19								19. <i>G. ferreolensis</i>
							20			20. <i>G. algerianus</i>
							21			21. <i>G. clavatus</i>
						22				22. <i>G. paragottisi</i>
			23							23. <i>G. biowi</i>
								24		24. <i>G. barri</i>
										25. <i>G. gottisi</i>
										26. <i>G. lobatus</i>
										27. <i>G. duboisi</i>
										28. <i>F. washitensis</i>
										29. <i>P. rokri</i>
			30							30. <i>Go. Depressa</i>
			31							31. <i>C. pauliani</i>
										32. <i>C. simplex</i>
			33							33. <i>B. cumulus</i>
			34							34. <i>B. damianae</i>
				35						35. <i>B. depressa</i>
								36		36. <i>L. hexacamerata</i>
										37. <i>Gu. Sergipensis</i>
		38								38. <i>Dorothia</i> sp.
										39. <i>Ammobaculites</i> sp.
			40							40. <i>Reophax</i> sp.
						41				41. <i>Lenticulina</i> sp.
										42. <i>Spiroplectammina</i> sp.
				43						43. <i>Haplophragmoides</i> sp.

Tabla 3. Distribución estratigráfica de los foraminíferos de la Formación La Peña en el área de estudio. **H:** *Hedbergella*; **G:** *Globigerinelloides*; **F:** *Favusella*; **P:** *Paraticinella*; **Go:** *Gorbachikella*; **C:** *Clavohedbergella*; **B:** *Blefuscuiana*; **L:** *Leupoldina* y **Gu:** *Guembelitra*.

LPG 51-55	LPG 56-60	LPG 61-65	LPG 66-70	LPG 71-75	LPG 76-80	LPG 81-85	LPG 86-90	LPG 91-95	LPG 96-100	Muestras Foraminíferos
						1				1. <i>H. infracretacea</i>
										2. <i>H. aptiana</i>
									3	3. <i>H. excelsa</i>
									4	4. <i>H. ruka</i>
										5. <i>H. prasliippa</i>
										6. <i>H. trocoidea</i>
									7	7. <i>H. semielongata</i>
										8. <i>H. quadricamerata</i>
										9. <i>H. kuhryi</i>
									10	10. <i>H. sigali</i>
						11				11. <i>H. occulta</i>
										12. <i>H. bizonae</i>
										13. <i>H. gorbachikae</i>
						14				14. <i>H. speetonensis</i>
									15	15. <i>H. bollit</i>
										16. <i>H. roblezas</i>
									17	17. <i>H. similis</i>
										18. <i>G. aptiensis</i>
										19. <i>G. ferreolensis</i>
									20	20. <i>G. algerianus</i>
										21. <i>G. clavatus</i>
		22								22. <i>G. paragottisi</i>
									23	23. <i>G. blowi</i>
									24	24. <i>G. barri</i>
										25. <i>G. gottisi</i>
		26								26. <i>G. lobatus</i>
									27	27. <i>G. duboisi</i>
										28. <i>F. washitensis</i>
										29. <i>P. rohri</i>
									30	30. <i>Go. Depressa</i>
		31								31. <i>C. pauliani</i>
										32. <i>C. simplex</i>
									33	33. <i>B. cumulus</i>
									34	34. <i>B. daminiae</i>
									35	35. <i>B. depressa</i>
										36. <i>L. hexacamerata</i>
										37. <i>Gu. Sergipensis</i>
										38. <i>Dorothia</i> sp.
										39. <i>Ammobaculites</i> sp.
										40. <i>Reophax</i> sp.
									41	41. <i>Lenticulina</i> sp.
						42				42. <i>Spiroplectammina</i> sp.
									43	43. <i>Haplophragmoides</i> sp.

Tabla 3. Continuación.



### 10.3.2. Biozonas de la Formación La Peña en base a ammonoideos

Se muestrearon los estratos correspondientes a la Formación La Peña donde se obtuvieron 15 ejemplares de ammonites, pertenecientes a 6 géneros y 8 especies (Tabla 4). Los ammonites estudiados corresponden a los taxones: *Dufrenoyia justinae* (Hill, 1893), *D. dufrenoyi* (d'Orbigny, 1840), *Colombiceras* sp. (Spath, 1923), *Colombiceras* cf. *crassicoatum* (d'Orbigny, 1841), *C. spathi* (Humphrey, 1949), *Kazanskyella* aff. *arizonica* (Stoyanow, 1949), *Rhytidhoplites robertsi* (Scott, 1941), *Acantohoplites aschiltaensis* (Anthula, 1899) y *Penaceras rursiradius* (Humphrey, 1949).

LPG 1-15	LPG 16-30	LPG 31-45	LPG 46-60	LPG 61-75	LPG 76-90	LPG 91-105	LPG 106-120	LPG 121-135	LPG 136-155	Muestras
					1					1. <i>D. justinae</i>
									2	2. <i>D. dufrenoyi</i>
									3	3. <i>Colombiceras</i> sp.
					4					4. <i>C. crassicoatum</i>
				5						5. <i>C. spathi</i>
						6				6. <i>K. arizonica</i>
					7					7. <i>R. robertsi</i>
					8					8. <i>A. aschiltaensis</i>
					9					9. <i>P. rursiradius</i>

Tabla 4. Distribución estratigráfica de las especies de ammonites de la Formación La Peña en el área de estudio. **D:** *Dufrenoyia*; **C:** *Colombiceras*; **K:** *Kazanskyella*; **R:** *Rhytidhoplites*; **A:** *Acantohoplites* y **P:** *Penaceras*.

Las biozonas de ammonites para la Formación La Peña en el área de estudio corresponden a la Zona de Rango Total *Dufrenoyia justinae* y Zona de Rango Total *Caseyella aguilerae* (Fig. 15), la especie *C. aguilerae* no ha sido encontrada durante el muestreo para este trabajo, sin embargo, se han obtenido taxones determinantes de la zona de la especie.

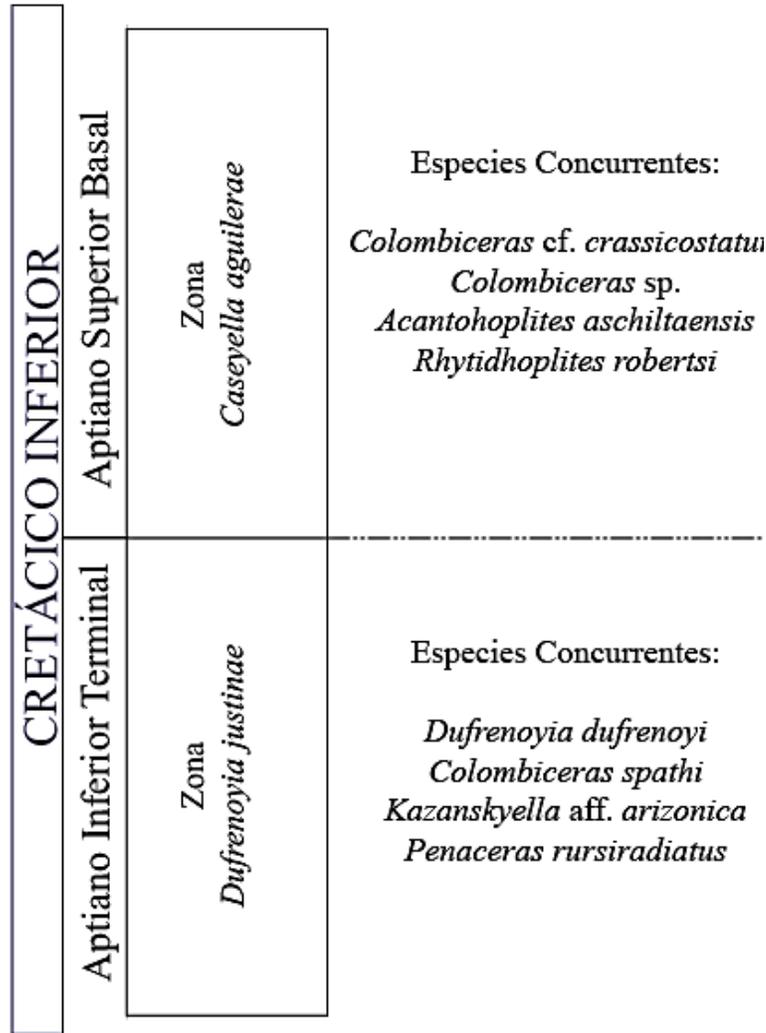


Figura 15. Biozonas de ammonites para la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México.

### 10.3.3. Correlación estratigráfica de biozonas de foraminíferos y ammonites

Las biozonas de ammonites y de foraminíferos de la Formación La Peña se pueden correlacionar estratigráficamente en base a las apariciones evolutivas de los taxones nominales en las muestras obtenidas a lo largo de la columna estratigráfica, teniendo como resultado la correlación estratigráfica de las biozonas de los principales grupos fósiles utilizados en la estratigrafía (Fig. 16).

		Biozonas de ammonoideos	Biozonas de foraminíferos		
<b>FORMACIÓN LA PEÑA</b>	<b>CRETÁCICO INFERIOR</b>	Aptiano Superior	Zona <i>Caseyella aguilerae</i>	LP-5	⊥ <i>Paraticinella rohri</i>
				LP-4	⊥ <i>Globigerinelloides ferreolensis</i>
LP-3	⊥ <i>Globigerinelloides algerianus</i>				
LP-2	⊥ <i>Globigerinelloides algerianus</i>				
LP-1	⊥ <i>Leupoldina hexacamerata</i>				
	Aptiano Inferior	Zona <i>Dufrenoyia justinae</i>	LP-1	⊥ <i>Leupoldina hexacamerata</i>	

Figura 16. Integración del esquema estratigráfico basado en los foraminíferos y ammonites de la Formación La Peña en el área de estudio. Niveles de referencia en base a la primera aparición (⊥) y última aparición (⊥) de los taxa nominales.

En base a la determinación de las biozonas de ammonoideos y foraminíferos, podemos observar que estas nos ubican como edad en el límite del Aptiano Inferior y Aptiano Superior para la Formación La Peña en el Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México.

## 10.4. Índices ecológicos

El grupo de los foraminíferos (Clase Rhizopoda) son utilizados generalmente como marcadores bioestratigráficos, ya que son excelentes indicadores para este tipo de estudios. Sin embargo, no ha sido explotado su gran potencial para la interpretación de paleoambientes y la identificación de eventos ocurridos en el pasado. En este apartado se tomaron en cuenta las especies encontradas en la Formación La Peña, el número de capas de la formación en el área de estudio y el número de ejemplares de cada especie en cada una de dichas capas, estos datos fueron utilizados para realizar una matriz de abundancias, con la cual se obtuvieron diferentes índices ecológicos, con los cuales se logra comprender de forma más amplia las características de los medios marinos del pasado y su evolución a lo largo del tiempo.

### 10.4.1. Índice de Riqueza Margalef

El índice de diversidad de Margalef transforma el número de especies por muestra a una proporción a la cual las especies son añadidas por expansión de la muestra. Supone que hay una relación funcional entre el número de especies y el número total de individuos (Moreno, 2001).

$$D_{Mg} = \frac{S - 1}{\ln N}$$

Dónde: S= número de especie y N= número total de individuos.

Dentro de este índice de diversidad los valores inferiores a 2 son considerados como relacionados con zonas de baja diversidad y valores superiores a 5 son considerados como indicativos de alta biodiversidad.

En este análisis podemos observar que las capas pertenecientes a la Formación La Peña en el área de estudio poseen los valores más bajos en la parte inferior de la formación,

siendo los valores mínimos el de la capa 1 (1.443) y el de la capa 2 (1.668); mientras que los valores más altos se encuentran en las capas medias de la formación: capa 14 (6.619) y 15 (6.661), teniendo así zonas de baja biodiversidad en las primeras dos capas de la Formación La Peña y zonas de alta biodiversidad a lo largo del afloramiento, principalmente en las capas medias de la formación (Fig. 17).

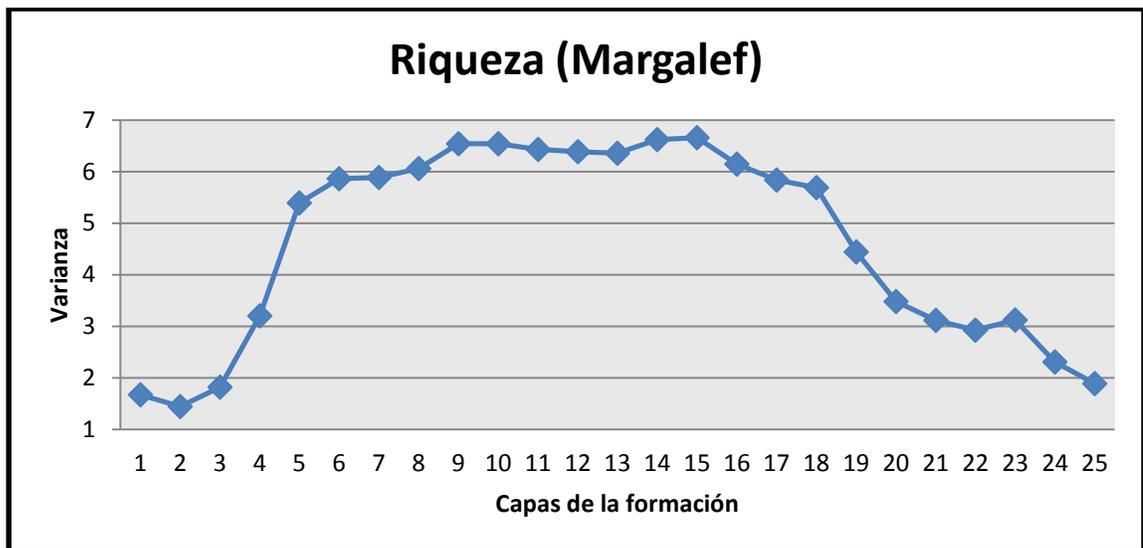


Figura 17. Variación espacial del índice de riqueza (Margalef) a lo largo de las capas de la Formación La Peña en el área de estudio.

Los valores del índice de Margalef para la Formación La Peña poseen una gran variación, yendo de 1.443 a 6.661. Dicha variación puede deberse a un evento anóxico oceánico (OAE, por sus siglas en inglés) en la formación, el evento OAE 1 ha sido definido isotópicamente en el noreste de México en los sedimentos con alto contenido de carbono orgánico de la parte inferior de la Formación La Peña, sin embargo, es necesario realizar un estudio más profundo con el uso de isótopos para poder atribuir esta variación a la presencia de dicho evento anóxico.

### 10.4.2. Índice de Dominancia Simpson

Los índices basados en la dominancia son parámetros inversos al concepto de uniformidad o equidad de la comunidad. El índice de Simpson manifiesta la probabilidad de que dos individuos tomados al azar de una muestra sean de la misma especie (Moreno, 2001)

$$\lambda = \sum p_i^2$$

Dónde:  $p_i$ = abundancia proporcional de la especie  $i$ , es decir, el número de individuos de la especie  $i$  dividido entre el número total de individuos de la muestra. Los valores más cercanos a 0 presentan una menor dominancia, mientras que los que se aproximan al 1 representan mayor dominancia entre las especies de una muestra.

En la gráfica (Fig. 18) podemos observar que los valores mínimos del índice de dominancia Simpson son 0.7338 de la capa 1 y 0.7891 de la capa 2. Los valores máximos se encuentran en la capa 9 (0.9623) y en la capa 15 (0.9627). Por lo que nuestros valores oscilan entre 0.7338 y 0.9627, indicando una alta dominancia.

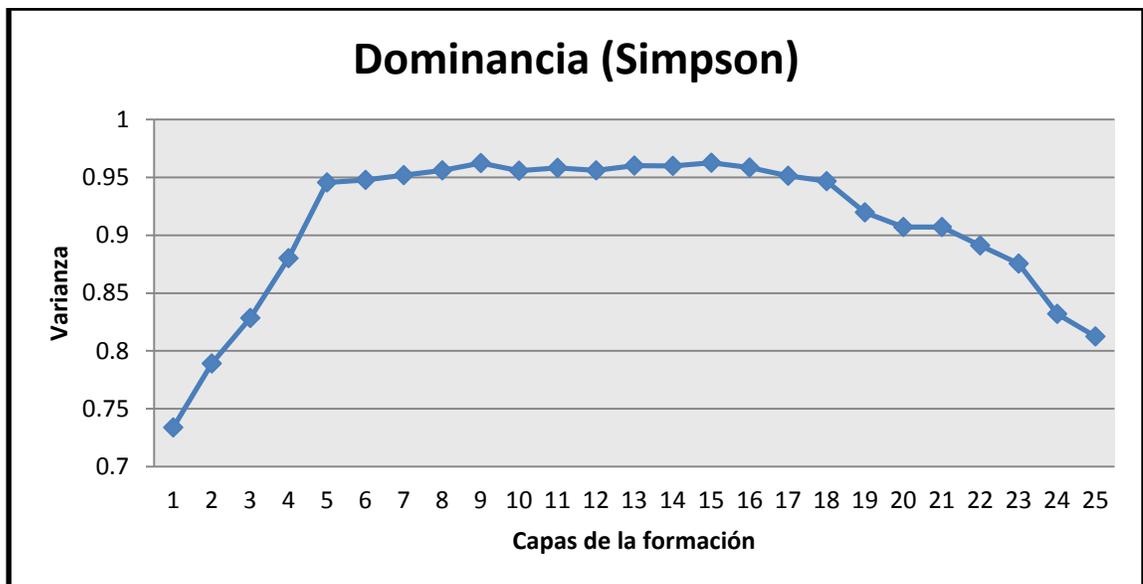


Figura 18. Variación espacial del índice de dominancia Simpson.

A lo largo de la Formación La Peña se encuentran una alta diversidad de ejemplares del grupo de los foraminíferos, sin embargo, es posible observar una mayor abundancia de organismos pertenecientes a dos géneros principalmente: *Hedbergella* sp. y *Globigerinelloides* sp. a los cuales pertenecen la mayoría de las especies encontradas a en la formación.

### 10.4.3. Índice de Diversidad Shannon-Wiener

Este índice expresa la uniformidad de los valores de importancia a través de todas las especies de la muestra. Mide el grado promedio de incertidumbre en predecir a que especie pertenecerá un individuo escogido al azar de una colección; asumiendo que los individuos son seleccionados al azar y que todas las especies están representadas en la muestra (Moreno, 2001).

Adquiere valores entre cero y cinco; valores de 0 indican comunidades con un solo taxón y los valores encima de 3 son típicamente interpretados como diversos.

$$H' = - \sum p_i \ln p_i$$

Dónde:  $p_i$ = proporción del número total de individuos por especie en cada muestra.

Como en los índices anteriores las primeras capas de la Formación La Peña presentan los valores más bajos de este índice, 1.468 en la capa 1 y 1.158 en la capa 2, mientras que la capa 9 y la capa 15 presentan los valores más altos, 3.353 y 3.371, respectivamente.

Los valores del índice de Shannon-Weiner para la Formación La Peña en el área de estudio, oscilan entre 1.468 y 3.371 observándose una variación en la diversidad de la especies a lo largo de la columna estratigráfica, teniendo valores que nos indican baja diversidad en las primeras capas de la formación y posteriormente valores de alta diversidad conforme se avanza sobre el afloramiento (Fig. 19).

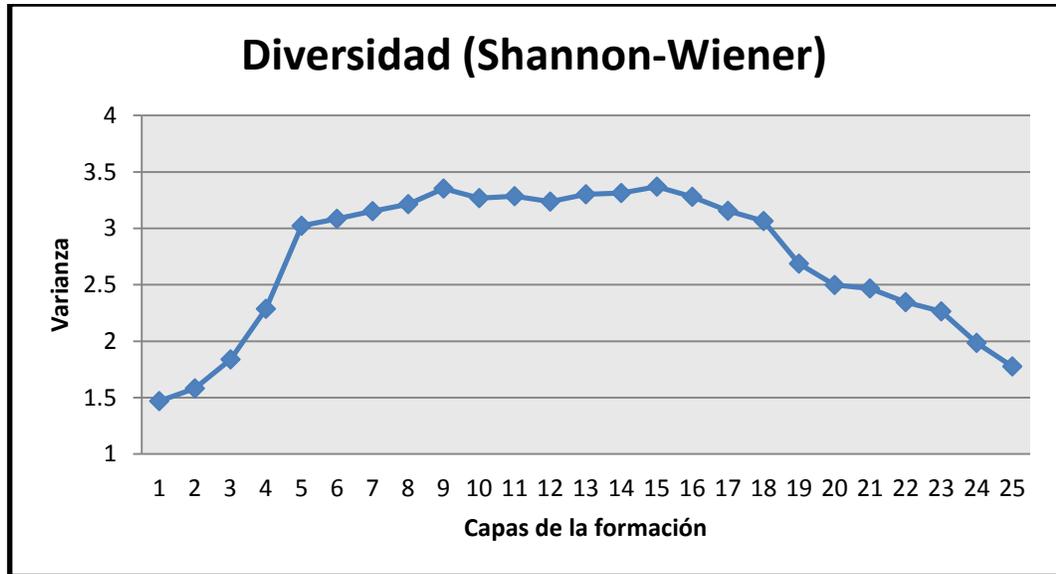


Figura 19. Variación del índice de diversidad Shannon-Wiener a lo largo de las capas de la Formación La Peña en el área de estudio.

### 10.5. Paleontología Sistemática

En el presente apartado se proporciona la descripción taxonómica de aquellos grupos cuya presencia son determinantes tanto en la asignación de la edad de las capas de la Formación La Peña, como en la biozonificación de la misma.

Para la diagnosis de los foraminíferos se utilizó “Los géneros de Foraminíferos y su Clasificación” de Loeblich y Tappan (1988); Para la diagnosis de los ammonites fueron utilizados Moore (1996), Barragán y Maurrasse (2008), García et al. (2013), Ovando et al. (2015), Moreno y Monroy (2016) y Mendoza et al. (2017).

### 10.5.1. Foraminíferos

PHYLUM Protozoa (Goldfuss, 1821)

CLASE Rhizopoda (Bonet, 1956)

ORDEN Foraminifera (D'Orbigny, 1826)

SUPERFAMILIA Spiroplectamminacea (Cushman, 1927)

FAMILIA Spiroplectamminidae (Cushman, 1927)

SUBFAMILIA Spiroplectammininae (Cushman, 1927)

GÉNERO *Spiroplectammmina* sp. (Cushman, 1927)

Testa libre, elongada, estrecha, ovoide en la sección, márgenes en general redondeados, porción temprana con enrollamiento planiespiral de pocas cámaras, últimas cámaras arregladas de manera biserial; el enrollamiento es comúnmente de mayor amplitud al final que en los primeros pares de cámaras biseriales; pared aglutinada, apertura de arco bajo en el margen inferior de la última cámara.

Rango Estratigráfico: Carbonífero-Holoceno.

FAMILIA Lituolidae (de Blainville, 1827)

SUBFAMILIA Ammomarginulininae (Podobina, 1978)

GÉNERO *Ammobaculites* (Cushman, 1910)

Testa libre, porción alargada, principia cerca en espiral, más tarde se desenrolla en forma rectilínea. Sección redondeada, pared gruesa aglutinada, interior sencillo. Apertura terminal y redondeada.

Rango Estratigráfico: Carbonífero Inferior-Holoceno.

SUPERFAMILIA Nodosarioidea (Ehrenberg, 1838)

FAMILIA Vaginulinidae (Reuss, 1860)

SUBFAMILIA Lenticulininae (Chapman et al., 1934)

GÉNERO *Lenticulina* (Lamarck, 1804)

Testa libre, por lo general planiespiral pero raras muestras aberrantes pueden ser asimétricas o trocoides, incluso biumbonada, lenticulares. Periferia con ángulo carenado, cámaras relativamente amplias y bajas, aumentan lentamente de tamaño, a medida que uno o dos pueden tender un brote o desenrollar suturas recta a curva, radial, oblicua, puede ser elevado y nudoso. Pared calcárea, hialino, perforada radial, en segundo lugar, laminar, superficie lisa, aparte de los ganglios sutúrales o la elevación y la quilla periférica.

Rango Estratigráfico: Triásico-Holoceno.

SUPERFAMILIA Eggerelloidea (Cushman, 1937)

FAMILIA Eggerellidae (Cushman, 1937)

SUBFAMILIA Dorotheiinae (Balakhmatova, 1972)

GÉNERO *Dorothia* (Plummer, 1931)

Testa elongada, fuerte, trocoespiralmente enrollada en las primeras etapas, con cuatro o más cámaras por espiral, posteriormente reduciéndose a biserial, incrementando el tamaño de las cámaras. Pared finamente aglutinada, apertura interiomarginal en forma de rendija en la cara de la cámara final.

Rango Estratigráfico: Valanginiano-Maastrichtiano

SUPERFAMILIA Hormosinacea (Haeckel, 1894)

FAMILIA Homosinidae (Haeckel, 1894)

SUBFAMILIA Reophacinae (Cushman, 1910)

GÉNERO *Reophax* (de Montfort, 1808)

Testa libre, elongada, con cámaras redondeadas a piriformes en series ligeramente irregulares o arqueadas; pared delgada, aglutinada. Apertura terminal, redondeada, producida en un cuello leve.

Rango Estratigráfico: Ordovícico Medio-Holoceno

SUPERFAMILIA Lituolacea (de Blainville, 1827)

FAMILIA Haplophragmoididae (Maync, 1952)

GÉNERO *Haplophragmoides* (Cushman, 1910)

Testa enrollada planispiralmente, involuta a ligeramente evoluta, biumbilicada, lados un poco aplanados, cámaras infladas y con margen lobulado; pared delgada, de fina a notoriamente aglutinada; apertura como hendidura ecuatorial alargada en la base de la cara apertural.

Rango Estratigráfico: Cretácico-Holoceno.

SUPERFAMILIA Planomalinea (Bolin, Loeblich, and Tappan, 1957)

FAMILIA Globigerinelloididae (Longoria, 1974)

SUBFAMILIA Globigerinelloidinae (Longoria, 1974)

GÉNERO *Globigerinelloides* (Cushman and ten Dam)

*Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

LÁM III, Fig. 9; LÁM IV, Fig. 9; LÁM V, Fig. 6; LÁM. VII, Fig. 8; LÁM VIII Fig. 6 y 7; LÁM IX, Fig. 8

Testa planispiral, biumbilicada, evoluta a involuta. Periferia subcircular, fuertemente lobulada, con cinco a seis cámaras en la última vuelta; cámaras en la vista lateral esféricas a petaloides, incrementando gradualmente su tamaño conforme se agregan. Suturas radiales y deprimidas, apertura de un arco ecuatorial interiomarginal, bordeada en la parte inferior por un labio estrecho imperforado.

Rango Estratigráfico: Aptiano Medio-Albiano Inferior.

*Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961)

LÁM. III, Fig. 1; LÁM. VI, Fig. 4;

Testa calcárea, perforada, planispilar, ligeramente comprimida, simétrica; cada lado, subcircular en la línea externa, provisto de una cavidad umbilical bastante amplia y ligeramente deprimido. Las cámaras, comúnmente de siete a ocho, la última cámara puede mostrar un borde lateral. Apertura simétrica localizada en la base de la última cámara.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior-Aptiano Superior

*Globigerinelloides algerianus* (Cushman and ten Dam, 1948)

LÁM. V, Fig. 10 y 11

Testa enrollada planispiralmente, lados cóncavos, periferia ampliamente redondeada. Cámaras globulares, de diez a doce en la última vuelta, cámaras aumentando de tamaño gradualmente conforme van agregándose. Suturas distintivas, deprimidas, en las primeras etapas casi radiales. Pared calcárea finamente perforada, superficie rugosa. Apertura pequeña, arqueada en la línea media de la cara apertural.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior (Gargasense).

*Globigerinelloides clavatus* (Verga y Premoli Silva, 2005)

LÁM. IV, Fig. 12; LÁM. V, Fig. 3; LÁM. VII, Fig. 2 y 11; LÁM. VIII, Fig. 11

Testa pequeña a mediana, planispiral, de evoluta a semi-involuta y lateralmente inflada; de dos a 2.5 vueltas, con cinco a 5.5 cámaras en la última vuelta, incrementando gradualmente el tamaño de las cámaras conforme se agregan. Primera cámara esférica a subesférica, las últimas dos o tres elongadas radialmente. Suturas curvadas, radiales y deprimidas. Pared finamente perforada.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior-Aptiano Superior.

*Globigerinelloides paragottisi* (Verga y Premoli Silva, 2003)

LÁM. IV, Fig. 11

Testa pequeña a media, planispiral; 2 a 2.5 vueltas, usualmente 5 a 5.5 cámaras en la última vuelta, las cámaras incrementan su tamaño conforme son agregadas. Cámaras globulares a subglobulares, infladas en la vista lateral. Periferia ecuatorial ovoide, moderadamente lobulada; suturas ligeramente deprimidas y radiales; Apertura arqueada y bordeada por un labio delgado. Pared finamente perforada y suave.

Rango Estratigráfico: Valanginiano-Aptiano Superior.

*Globigerinelloides barri* (Bolli, Loeblich y Tappan, 1957)

LÁM. III, Fig. 5; LÁM. VI, Fig. 2

Testa libre, planiespiral, biumbilicada, involuta a evoluta; margen de la periferia un poco lobulado; cámaras ovaladas a esféricas, de ocho a diez en la última vuelta; suturas

distintivas, deprimidas, radiales en la primera porción, convirtiéndose en sigmoidales en las últimas etapas. Pared calcárea, finamente perforada, con superficie rugosa.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Inferior

*Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959)

LÁM. III, Fig. 10; LÁM. V, Fig. 4; LÁM. VIII, Fig. 5

Testa planispiral, biumbilicada, involuta, lobulada. Pared calcárea, finamente perforada. Cámaras esféricas, cuatro a cinco en la última vuelta, incrementando rápidamente su tamaño. Cámaras de las primeras vueltas, usualmente no visibles. Suturas radiales, profundamente deprimidas. Apertura larga, bordeada por un labio.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Globigerinelloides duboisi* (Chevalier, 1961)

Testa calcárea, semiinvoluta, finamente perforada, biumbilical. Cuatro cámaras, rara vez cinco, la primera cámara apenas se observa. Las cámaras incrementan su tamaño, resultando en una última cámara muy globular. Suturas deprimidas, profundas, distintivas; apertura convexa.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Inferior.

*Globigerinelloides gottisi* (Chevalier, 1961)

LÁM. IV, Fig. 2

Testa calcárea, finamente perforada, planispiral, involuta, biumbilicada; suturas profundas y distintivas. De cinco a seis cámaras globulares que incrementan su tamaño conforme se agrega. Apertura facial convexa.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Inferior.

*Globigerinelloides lobatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

LÁM. IV, Fig. 1 y 8

Testa mediana, planiespiral, de evoluta a semiinvoluta, lateralmente inflado; de 2 a 2.5 vueltas, 5 a 5.5 (raramente 6) cámaras en la última vuelta, las cámaras incrementan su tamaño gradualmente al agregarse. Cámaras globulares a subglobulares, progresivamente volviéndose elongadas; suturas ligeramente curvadas, radiales y deprimidas.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior-Aptiano Superior.

FAMILIA Schackoinidae (Pokorný, 1958)

GÉNERO *Leupoldina* (Bolli, 1957)

*Leupoldina hexacamerata* (Verga and Premoli Silva, 2002)

Testa media a grande, ligeramente trocoide, evoluta; 2 a 3 vueltas; con seis cámaras en la última vuelta incrementando gradualmente de tamaño, predominantemente piriforme en forma. Cámaras con dos o excepcionalmente tres ampollas que exhiben diferentes tamaños y crecen asimétricamente con respecto al enrollamiento.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior.

SUPERFAMILIA Rotaliporacea (Sigal, 1958)

FAMILIA Hedbergellidae (Loeblich y Tappan, 1961)

SUBFAMILIA Hedbergellinae (Loeblich y Tappan, 1961)

GÉNERO *Hedbergella* (Brönnimann and Brown, 1958)

*Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937)

LÁM. V, Fig. 8; LÁM. VII, Fig. 6; LÁM. IX, Fig. 7

Testa de tamaño medio, enrollada en una trocoesprial convexa ligeramente aplanada; de 2 a 2.5 vueltas, con 5 a 5.5 (rara vez 4.5) cámaras globulares a subglobulares en la última vuelta, incrementando su tamaño gradualmente al agregarse; suturas deprimidas, radiales; apertura arqueada y bordeada por un labio. Pared finamente perforada, suave o con las primeras cámaras de la última vuelta cubiertas de conos perforados.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior-Aptiano Superior.

*Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

LÁM. III, Fig. 4; LÁM. V, Fig. 9; LÁM. VI, Fig. 1, LÁM. VII, Fig. 9 y 10; LÁM. VIII, Fig. 3; LÁM. IX, Fig. 4.

Testa media, enrollada en una trocoesprial aplanada a ligeramente deprimida. 2 a 2.5 vueltas; 5 a 5.5 cámaras en la última vuelta aumentando de tamaño rápidamente conforme se agregan; cámaras globulares a subglobulares, infladas; suturas deprimidas, radiales a ligeramente curvadas; Pared de la testa finamente perforada, poros ampliamente dispersos y rodeados por pequeños conos, superficie por lo general suave.

Rango Estratigráfico: Hauteriviano-Aptiano Superior.

*Hedbergella speetonensis* (Banner and Desai, 1988)

LÁM. V, Fig. 2 y 12; LÁM. VIII, Fig. 8; LÁM. IX, Fig. 9

Testa trocoide con seis cámaras en la primera vuelta y de cinco a siete cámaras en la vuelta final, evoluta; suturas radiales, ombligo ancho y abierto. Apertura arqueada, superficie de la testa lisa, microperforada.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella excelsa* (Longoria, 1974)

LÁM. III, Fig. 2; LÁM. VIII, Fig. 10

Testa pequeña a media, trocoespíral; 2 a 2.5 vueltas con 5 a 6 cámaras (4.5 rara vez) incrementando de tamaño gradualmente; cámaras globulares a subglobulares, últimas dos o tres cámaras posiblemente reniformes en vista lateral; periferia ecuatorial circular a subcircular, moderadamente lobulada. Suturas deprimidas, radiales a ligeramente curvadas; apertura arqueada bordeada por un labio. Pared finamente perforada, cubierta por conos perforados.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella praelippa* (Huber and Leckie, 2011)

LÁM. III, Fig. 7; LÁM. IV, Fig. 7;

Pared de la testa microporoso con poros distribuidos al azar, superficie suave o con débiles perforaciones. Testa muy pequeña, enrollada moderadamente de forma trocoespíral; suturas moderadamente deprimidas, radiales.

Rango Estratigráfico: Aptiano

*Hedbergella trocoidea* (Gandolfi, 1942)

LÁM. V, Fig. 1

Testa media a larga, enrollada trocoespíralmente. 2 a 2.5 vueltas; siete a nueve cámaras incrementando su tamaño de forma gradual conforme se agregan. Cámaras subtriangulares a triangulares en el lado umbilical, subesféricas a trapezoidales en el lado de la espiral y reniformes en vista lateral. Suturas deprimidas, radiales a

ligeramente curvadas; apertura como arco bordeado por un labio. Pared finamente perforada.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior-Aptiano Superior

*Hedbergella semielongata* (Longoria, 1974)

Testa pequeña, formada por tres vueltas; de cinco a seis cámaras en la última vuelta, incrementando gradualmente su tamaño conforme se agregan. Última cámara inflada, primeras cámaras aovadas, últimas cámaras elongadas. Suturas radiales, ligeramente curvadas. Ombligo estrecho.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella quadricamerata* (Antonova, 1964)

Testa pequeña, redondeada en la línea externa, con un margen periférico lobulado. De diez a once cámaras que forman 2-2.5 vueltas. En la última vuelta hay de cuatro a cinco cámaras esféricas. Las cámaras aumentan de tamaño conforme se agregan. Suturas deprimidas, muy ligeramente curvadas. Apertura umbilical con un pequeño labio en forma de lámina curvada.

Rango Estratigráfico: Aptiano.

*Hedbergella kuhryi* (Longoria, 1974)

Testa de tamaño medio, enrollada trocoespíralmente en tres vueltas; de cinco a seis cámaras en la última vuelta incrementando gradualmente de tamaño conforme se agregan; primera cámara esférica, últimas dos o tres cámaras elongadas y ligeramente comprimidas. Suturas deprimidas.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella sigali* (Moullade, 1966)

LÁM. III, Fig. 11 y 12

Testa trocoespiral, ventralmente involuto, dorsalmente evoluta, pequeña, muy comprimido, con una línea externa lobulada. De 4 a 4.5 cámaras en la última vuelta; cámaras globulares, incrementando su tamaño al ser agregadas. Apertura ventral, umbilical a extraumbilical, bordeada por un labio corto.

Rango Estratigráfico: Valanginiano Superior-Aptiano Superior.

*Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

LÁM. IV, Fig. 3; LÁM. VIII, Fig. 1, 2 y 9; LÁM. IX, Fig. 5

Testa pequeña, calcárea, finamente perforada, trocooidal; suturas distintivas y deprimidas. De nueve a once cámaras, cuatro o cinco pequeñas formando 1-1.5 vuelta interna. Cinco a seis cámaras, incrementando su tamaño. Apertura convexa, arqueada, interiomarginal, ubicada en la base del lado umbilical.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella occulta* (Longoria, 1974)

Testa enrollada trocoespiralmente en tres vueltas; margen de la periferia circular, lobulado; seis a siete cámaras en la última vuelta, incrementando gradualmente de tamaño al agregarse; cámaras globulares; suturas radiales, ligeramente curvadas.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella gorbachikae* (Longoria, 1974)

LÁM. III, Fig. 3

Testa de tamaño medio, enrollada trocoespiralmente; 2 a 2.5 vueltas con 5 a 5.5 cámaras; cámaras globulares a subglobulares, infladas, las últimas dos o tres cámaras tienden a volverse subtriangulares en el lado umbilical. Suturas deprimidas, radiales; pared finamente perforada y suave.

Rango Estratigráfico: Aptiano

*Hedbergella ruka* (Banner, Copestake and White, 1993)

LÁM. IX, Fig. 3

Testa pequeña a media, enrollada trocoespiralmente; 2 a 2.5 vueltas; 4 a 4.5 cámaras en la última vuelta incrementando de tamaño conforme se agregan; cámaras globulares a subglobulares, infladas. Suturas deprimidas, radiales; apertura arqueada; pared lisa, finamente perforada.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Superior.

*Hedbergella similis* (Longoria, 1974)

LÁM. IX, Fig. 10

Testa de tamaño mediano, formada por dos a tres vueltas; margen de la periferia elongado, lobulado. De cinco a seis cámaras en la última vuelta, incrementando su tamaño conforme se añaden, cámaras aovadas a elongadas; suturas radiales, ligeramente curvadas y deprimidas.

Rango Estratigráfico: Hauteriviano-Aptiano Superior

*Hedbergella roblesae* (Obregón, 1959)

Testa libre, ligeramente en forma de clava, enrollamiento trocoide; periferia lobulada; cinco cámaras visibles por el lado dorsal, globulares las primeras y alargadas las últimas; suturas hundidas; superficie lisa, pared calcárea, perforada, ligeramente escrobiculada; apertura extraumbilical umbilical, ecuatorial, en forma de arco.

Rango Estratigráfico: Hauteriviano Superior-Aptiano Inferior.

*Hedbergella bollii* (Longoria, 1974)

LÁM. IV, Fig. 6; LÁM. VI, Fig. 5; LÁM. VII, Fig. 1; LÁM. IX, Fig. 2

Testa de tamaño medio, formada por tres vueltas; de cinco a seis cámaras en la última vuelta, incrementando gradualmente de tamaño conforme se agregan; cámaras ovoides a semi-elongadas en los lados espiral y umbilical, esférica a ovoide en la vista periférica; suturas radiales, ligeramente curvadas, deprimidas.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano Inferior.

SUBFAMILIA Ticinellinae (Longoria, 1974)

GÉNERO *Paraticinella* (Premoli Silva et al., 2009)

*Paraticinella rohri* (Bolli, 1959)

Testa trocoide, pared calcárea, finamente comprimida en la parte posterior y anterior; nueve cámaras globulares en la última vuelta, incrementando de tamaño al agregarse; suturas radiales, deprimidas en ambos lados. Superficie de la pared rugosa excepto en las últimas tres cámaras.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior.

FAMILIA Favusellidae (Longoria, 1974)

GÉNERO *Favusella* (Michael, 1973)

*Favusella washitensis* (Carsey, 1926)

Testa calcárea, trocoide, ecuatorial periferia lobulata. Cámaras esféricas a subesféricas; 1.5 a 3.5 vueltas cada una con tres a seis cámaras, usualmente cuatro a cinco cámaras en la última vuelta. Última cámara es usualmente más pequeña.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior-Cenomaniano.

SUPERFAMILIA Rotaliporoidea (Sigal, 1958)

FAMILIA Praehedbergellidae (Banner and Desai, 1988)

GÉNERO *Gorbachikella* (Banner and Desai, 1988)

*Gorbachikella depressa* (BouDagher-Fadel et al., 1995)

LÁM. VI, Fig. 3

Testa pequeña a media, trocoide, gobigeriniforme; cuatro cámaras en la última vuelta; cámaras globulares a subglobulares incrementándose de tamaño conforme se agregan; suturas deprimidas y radiales; apertura umbilical arqueado.

Rango Estratigráfico: Hauteriviano-Aptiano Superior.

GÉNERO *Blefuscuiana* (Banner and Desai, 1988)

*Blefuscuiana cumulus* (Banner, Copestake and White, 1993)

LÁM. III, Fig. 6 y 8

Testa con superficie convexa, cinco cámaras en la última vuelta. De dos a tres vueltas trocoidales; Lado espiral muy convexo, suturas moderadamente deprimidas. Cámaras aumentando de tamaño conforme se agregan, ombligo pequeño y profundo.

Rango Estratigráfico: Aptiano.

*Blefuscuiana daminia* (Banner, Copestake and White, 1993)

LÁM. V, Fig. 5; LÁM. VIII, Fig. 12

Caracterizada por poseer cinco cámaras en la última vuelta en la cual solo parte de la primera cámara es vista ventralmente, al menos con dos vueltas enrolladas de manera trocoide. Suturas moderadamente deprimidas, cámaras simétricas e incrementando su tamaño conforme se agregan. Ombligo pequeño y profundo, apertura estrecha.

Rango Estratigráfico: Aptiano

*Blefuscuiana depressa* (Banner, Copestake and White, 1993)

LÁM. IV, Fig. 4; LÁM. V, Fig. 5

Testa compuesta por dos a tres vueltas enrolladas de manera trocoidal, cada una con 5 a 5.5 cámaras. Suturas moderadamente deprimidas, cámaras simétricas que aumentan de tamaño conforme se agregan, deprimiéndose en la segunda y tercera vuelta. Ombligo abierto y apertura estrecha.

Rango Estratigráfico: Hauteriviano Superior-Aptiano Superior.

FAMILIA Rotaliporidae (Sigal, 1958)

SUBFAMILIA Ticinellinae (Longoria, 1974)

GÉNERO *Clavhedbergella* (Banner and Blow, 1959)

*Clavhedbergella pauliani* (Neagu, 1975)

Testa aplanada, primeras cámaras globulares, enrollamiento trocoide, últimas cámaras elongadas; apertura interiomarginal umbilical extraumbilical, arqueada, con un labio bordeándola.

Rango Estratigráfico: Barremiano-Aptiano.

*Clavhedbergella simplex* (Morrow, 1934)

LÁM. IV, Fig. 10; LÁM. VII, Fig. 4

Testa moderadamente trocoide; cámaras en la primera porción globulares, la penúltima cámara ligeramente elongada y la última cámara es elongada y redondeada al final; cuatro cámaras en la última vuelta; suturas distintivas, moderadamente deprimidas; pared finamente espinosa.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior-Coniaciano.

SUPERFAMILIA Heterohelicacea (Cushman, 1927)

FAMILIA Guembeltriidae (Montanaro Gallitelli, 1957)

GÉNERO *Guembeltria* (Cushman, 1933)

*Guembeltria sergipensis* (Koutsoukos, 1994)

Testa trocoide, triserial; ombligo pequeño y superficial; periferia redondeada, suturas distintivas y deprimidas, en la última vuelta; apertura pequeña a media arqueada en la base de la última cámara.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior-Albiano Inferior.

## 10.5.2. Ammonoideos

PHYLUM Mollusca

CLASE Cephalopoda

ORDEN Ammonoidea (Zittel, 1884)

SUBORDEN Ancyloceratina (Wiedmann, 1966)

SUPERFAMILIA Deshayesitoidea (Stoyanow, 1949)

FAMILIA Deshayesitidae (Stoyanow, 1949)

SUBFAMILIA Deshayesitinae (Stoyanow, 1949)

GÉNERO *Dufrenoyia* (Kilian and Reboul, 1915)

*Dufrenoyia justinae* (Hill, 1893)

LÁM. I, Fig. 1 y 2.

Concha discoidal, comprimida, con espirales incrementando rápidamente en talla y lentamente en anchura; semievoluta con la última vuelta abrazando aproximadamente un tercio de las cámaras anteriores. Sección de la espiral elipsoidal, más ancho en la tercera porción más cercana al ombligo; Flancos ligeramente convexos hacia el dorso, aplanado e inclinado hacia el vientre. Ombligo superficial y moderadamente estrecho. Vientre truncado, aplanado y cuadrado. Ornamentación falciforme, regularmente alternando costillas primarias y secundarias; todas las costillas son interrumpidas en los márgenes ventro-laterales sin cruzar el vientre.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior Terminal.

*Dufrenoyia dufrenoyi* (d'Orbigny, 1840)

Moderadamente evoluta con concha comprimida, con los lados y el vientre aplanado; costillas radiales a ligeramente sinusoidales, flancos de planos a ligeramente convexos.

Las costillas independientes donde se dicotomizan sólo en las vueltas juveniles. Sección trapezoidal, 18 costillas por cada media vuelta.

Rango Estratigráfico: Aptiano.

FAMILIA Parahoplitidae (Spath, 1922)

SUBFAMILIA Acanthohoplitinae (Stoyanow, 1949)

GÉNERO *Colombiceras* (Spath, 1923)

Concha evoluta, ornamentación con una alternación regular de costillas primarias y secundarias; espacios más anchos que las costillas, algunas costillas primarias muestran un tubérculo a mitad del flanco en las espirales internas, del cual surge una costilla secundaria bifurcada.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior

*Colombiceras spathi* (Humphrey, 1949)

LÁM. I, Fig. 7 y 8; LÁM II, Fig. 3 y 4.

Concha discoidal, comprimida y moderadamente evoluta; última vuelta abrazando cerca de un cuarto de las vueltas anteriores. Flancos convexos, vientre estrecho y aplanado, sección espiral subcuadrada más alta que ancha, ombligo ancho. Ornamentación de costillas primarias y secundarias, regularmente alternadas. Costillas primarias inician en la pared del ombligo; en la última vuelta, las primarias son severamente bifurcadas en la tercera porción de los flancos. Dos o más costillas primarias seguidas o alternadas con secundarias; costillas secundarias originándose arriba de la tercera porción de los flancos.

Rango Estratigráfico: Aptiano Inferior Terminal-Aptiano Superior Basal.

*Colombiceras cf. crassicoatum* (d'Orbigny, 1841)

LÁM. I, Fig. 4; LÁM. II, 1

Tamaño pequeño a mediano. Enrollamiento evolutivo, sección redondeada comprimida. Ornamentación a base de costillas robustas, espatuladas, de tendencia recta y radial. La zona ventral es aplanada. Se intercala una costilla principal, que nace en la zona umbilical, con una secundaria, que nace en la mitad superior de los flancos

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior Basal.

GÉNERO *Acanthohoplites* (Sinzow, 1907)

*Acanthohoplites aschiltaensis* (Anthula, 1899)

Primeras espirales con coronaciones tan marcadas como *Chelonicerias*; las últimas espirales redondeadas y posteriormente ovales en la sección media. Costillas primarias con o sin bulas umbilicales, al principio ramificándose en tubérculos laterales prominentes, que después desaparecen. Posteriormente se ramifican a los márgenes umbilicales y también en los flancos medios.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior.

GÉNERO *Penaceras* (Cantú Chapa, 1963)

*Penaceras rursiradiatus* (Humphrey, 1949)

Concha discoidal, semi-evoluta, con la última espiral abrazando cerca de un cuarto de las espirales anteriores, flancos aplanados; sección espiral subvoidal ligeramente más alta que ancha, vientre aplanado. Ombligo ocupando cerca de un tercio del diámetro total; ornamentación costillas primarias y secundarias igualmente espaciadas y regularmente alternadas. Costillas primarias se originan en el hombro umbilical; costillas secundarias originándose de los interespacios en los flancos medios.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior.

GÉNERO *Rhytidoplites* (Scott, 1940)

*Rhytidoplites robertsi* (Scott, 1941)

Concha con sección sub-rectangular en la vuelta, con flancos planos y vientre aplanado. La ornamentación consiste en costillas primarias y secundarias; costillas primarias están bien desarrolladas a lo largo de los flancos, especialmente en el tercio inferior donde están algo prominentes. Las costillas secundarias más débiles que las primarias, aparecen en medio del flanco. Tres o cuatro costillas secundarias intercaladas entre las costillas primarias.

Rango Estratigráfico: Aptiano Superior.

SUBFAMILIA Parahoplitinae (Spath, 1922)

GÉNERO *Kazanskyella* (Stoyanow, 1949)

*Kazanskyella* aff. *arizonica* (Stoyanow, 1949)

LÁM. I, Fig. 5

Concha moderadamente involuta; con la última vuelta abrazando aproximadamente dos tercios de las vueltas anteriores. Sección de la espiral comprimida. Flancos aplanados. Ombligo ocupando un tercio del diámetro total; pared umbilical inclinada y hombro umbilical redondeado. Vientre plano y ligeramente arqueado en la porción media de la vuelta más cercana a la zona de la apertura. Ornamentación alternando costillas primarias y secundarias, las primarias originándose de la pared umbilical y las secundarias del hombro umbilical.

Rango Estratigráfico: Aptiano.

## 11. DISCUSIÓN

La Formación La Peña es descrita originalmente por Imlay (1936), dividiéndola en dos miembros, un miembro inferior de calizas en estratos medianos a gruesos con algunas zonas de calizas finamente estratificada junto a cantidades variables de lutita; y un miembro superior de calizas de capas delgadas y lutita interestratificada, posteriormente la formación fue redefinida por Humphrey (1949) como un horizonte formado por margas interestratificadas con delgadas capas de calizas.

En este trabajo describimos a la Formación La Peña más cercanamente a la descripción realizada por Humphrey (1949) en la Sierra de los Muertos, la formación en el área de estudio se divide en dos miembros, un miembro inferior compuesto por calizas margosas con coloraciones que van de gris claro a gris oscuro en capas medianas a gruesas interestratificadas con finas capas de margas que presentan coloraciones café grisáceo a gris; el miembro superior está compuesto por capas más gruesas que en el miembro inferior de margas donde la coloración de estas se tornan en colores rosas a rojizos en las capas más cercanas a la Formación Cupido y se encuentran interestratificadas con capas delgadas de calizas con coloración gris claro a gris oscuro.

La litología de la Formación La Peña en el área de estudio nos permite observar una alternancia de capas de dos diferentes tipos de rocas, en base al método de TIC y TOC (por sus siglas en inglés) se determinan los porcentajes de pérdida por calcinación que varían de 23.82% a 41.10% colocándonos dentro del triángulo de texturas carbonatadas (Griem, 2015) en rocas de tipo calizas margosas y margas, por lo que se difiere de Imlay (1936) que describe las interestratificaciones de la formación como calizas y lutitas y se coincide con el autor Humphrey (1949) que menciona que la unidad está formada por margas que intemperizan en colores rosas a rojos, interestratificadas con calizas de colores grises.

En este trabajo se reportan un total de cinco biozonas para la Formación La Peña en el área de estudio: 1) Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata*, 2) Zona de Intervalo *Leupoldina hexacamerata/Globigerinelloides algerianus*, 3) Zona de Rango Total

*Globigerinelloides algerianus*, 4) Zona de Intervalo *Globigerinelloides algerianus*/*Globigerinelloides ferreolensis* y 5) Zona de Intervalo *Globigerinelloides ferreolensis*/*Paracitina rohri*, siendo estas marcadas por la primera aparición evolutiva y la última aparición evolutiva de los taxones indicadores observados en la formación.

Las biozonas reportadas aquí, no son correlacionables con las reportadas por Longoria (1977) en su estudio sobre la bioestratigrafía del Cretácico Inferior, ya que la primera biozona que marca para el Aptiano Inferior corresponde a la Zona de Rango Total *Leupoldina cabri* y no a *Leupoldina hexacamerata*, esto puede deberse a que la Formación La Peña en el área de estudio se encuentra compactada en 5 metros y no fue encontrada la especie *Leupoldina cabri* dentro del afloramiento, mientras que la revisión que realiza dicho autor es mucho más amplia, abarcando todo el Cretácico Inferior y no solo al Aptiano; sin embargo, la especie *Leupoldina hexacamerata* es reportada con un rango estratigráfico ubicando su primera y última aparición evolutiva dentro de la Zona de Rango Total *Leupoldina cabri*, por lo que se toma como especie indicadora de esta biozona.

Por otro lado, la última biozona de interés es representada por Longoria (1977) como Zona de Intervalo *Globigerinelloides ferreolensis*/*Ticinella bejaouaensis*, aquí simplemente se utiliza a la especie *Paracitina rohri* en lugar de *Ticinella bejaouaensis* ya que recientemente (Atsushi et al., 2013) se reporta a *Paracitina rohri* como el nombre válido para referirse a este foraminífero indicador del Aptiano Superior.

De acuerdo al autor Longoria (1977) la especie *Hedbergella sigali* tiene su última aparición evolutiva dentro de la Zona de Rango Total *Leupoldina cabri*, mientras que en este trabajo fue observada en un rango estratigráfico mayor siendo observada hasta la biozona LP-2: Zona de Intervalo *Leupoldina hexacamerata*/*Globigerinelloides algerianus*, así también las especies *Globigerinelloides blowi* y *Globigerinelloides gottisi* presentan distintos rangos estratigráficos que los reportados por Longoria (1977), observándose en este trabajo la primera aparición de *G. blowi* dentro de la zona LP-1: Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata*, y *G. gottisi* en la zona LP-3: Zona de Rango Total *Globigerinelloides algerianus*.

Por otro lado las biozonas de ammonoideos reportadas para la Formación La Peña son representadas por dos, la Zona de Rango Total de *Dufrenoyia justinae* y la Zona de Rango Total de *Caseyella aguilerae*; los autores Barragán y Maurrasse (2008) reportan en un estudio que la Formación La Peña se encuentra representada por la Zona de Rango del taxón *Dufrenoyia justinae*, definiendo una edad de Aptiano Inferior para la formación, sin embargo en este trabajo se pudieron encontrar especies definidas en la Zona de Rango Total de *Caseyella aguilerae* ampliando de esta manera la edad definida por los autores, ya que la especie *Caseyella aguilerae* es una zona perteneciente al Aptiano Superior.

Es posible correlacionar las biozonas de los ammonoideos y los foraminíferos donde la zona LP-1: Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata* se encuentra correlacionada estratigráficamente con la Zona de Rango de *Dufrenoyia justinae*, mientras que las zonas LP-2: Zona de Intervalo de *Leupoldina hexacamerata/Globigerinelloides algerianus* a LP-5: Zona de Intervalo de *Globigerinelloides ferreolensis/Paracitina rohri* se correlacionan con la zona de *Caseyella aguilerae*; de este modo podemos determinar que la edad de las capas de la Formación La Peña en el área de estudio corresponde a el límite entre el Aptiano Inferior-Aptiano Superior y no el Aptiano Inferior como la definen Barragán y Maurrasse (2008).

Nuestra edad definida para la formación coincide con los estudios en base de ammonites de Mendoza et al. (2017) y con el de Moreno y Monroy (2016) donde se establecen en base a la biozonación de la sección estudiada, el límite Aptiano Inferior-Aptiano Superior como edad para la Formación La Peña.

Al igual que Longoria (1974) en este trabajo se observa que los ammonoideos a pesar de ser uno de los grupos fósiles más importantes, en muchos casos la presencia de estos en un determinado horizonte o capa puede indicar una ocurrencia casual, es decir, debido a factores ecológicos, acarreo o muerte natural del individuo, pero no indica una aparición o extinción estratigráfica de las especies que se pueda utilizar para la bioestratigrafía de una formación. Por lo que el uso de los foraminíferos para la definición de las biozonas y posteriormente de la edad de una formación, es mucho más clara y específica que con los ammonites.

Maurrasse et al. (2006) mencionan en un estudio de eventos anóxicos y disóxicos del Aptiano Inferior que a pesar de que las microfacies de la Formación La Peña exhiben una gran abundancia microfaunística, existe una baja cantidad de foraminíferos bentónicos en los niveles más cercanos a la transición Formación La Peña-Formación Cupido. Mientras que el autor Núñez (2014) menciona que el evento anóxico oceánico 1 (OAE1) se ha definido isotópicamente en el noreste de México en los sedimentos con alto contenido de carbono orgánico en la parte inferior de la Formación La Peña, lo cual podría explicar los valores obtenidos en este trabajo respecto al análisis paleoecológico en base a los índices de diversidad.

La Formación La Peña en el Cañón de La Huasteca presenta una variación de los índices de diversidad muy amplia, la formación tiene valores que oscilan entre 1.443 y 6.661 para el índice de riqueza de Margalef y valores de 1.468 a 3.371 para el índice de diversidad de Shannon-Weiner; planteándose la posibilidad que debido a la presencia del evento anóxico oceánico 1 (Núñez, 2014) se vea reflejado en la diversidad de las primeras capas del afloramiento, debido condiciones del pasado en las que predominaron ambientes empobrecidos de oxígeno disuelto en el océano global.

## 12. CONCLUSIONES

- La Formación La Peña en el Cañón de La Huasteca, Santa Catarina,, Nuevo León, México se encuentra compuesta por una alternancia de capas interestratificadas de calizas margosas y margas, teniendo un porcentaje de Carbono Inorgánico y Carbono Orgánico Total (Método TIC y TOC) que varía entre el 23.82% y el 41.10%. Dividiéndose a la formación en dos miembros: un miembro inferior compuesto por capas medias a gruesas de calizas margosas de colores gris claro a gris oscuro, interestratificadas con capas delgadas de margas de color café grisáceo y un miembro superior de capas menos gruesas de calizas margosas grises interestratificadas con capas más gruesas de margas con colores de rosa a rojizo.
- Se identificaron un total de 43 foraminíferos, determinándose de esta manera cinco biozonas para la Formación La Peña en el área de estudio: 1) Zona de Rango Total *Leupoldina hexacamerata*, 2) Zona de Intervalo *Leupoldina hexacamerata/Globigerinelloides algerianus*, 3) Zona de Rango Total *Globigerinelloides algerianus*, 4) Zona de Intervalo *Globigerinelloides algerianus/Globigerinelloides ferreolensis* y 5) Zona de Intervalo *Globigerinelloides ferreolensis/Paracitina rohri*.
- Se determinaron dos biozonas de ammonoideos para la formación: 1) Zona de Rango de *Dufrenoyia justinae* y 2) Zona de Rango de *Caseyella aguilerae*, las cuales son correlacionables estratigráficamente con las biozonas del grupo de los foraminíferos.
- Debido a la presencia de las biozonas de foraminíferos y ammonoideos se determina como edad para la Formación La Peña en el área de estudio al límite del Aptiano Inferior-Aptiano Superior.

- Se define una baja diversidad en las primeras capas de la formación que posteriormente presentan zonas con alta diversidad, en base a los índices de riqueza (Margalef) y diversidad (Shannon-Weiner), pudiéndose considerar la presencia de un evento anóxico oceánico en la formación; así también se define una alta dominancia de algunas especies en base a el índice de dominancia (Simpson). En base a estos índices ecológicos y a los foraminíferos identificados a lo largo del afloramiento se define como cuenca al ambiente de depósito de la Formación La Peña en el área de estudio.

### 13. PERSPECTIVAS

Este trabajo considera que el grupo de los foraminíferos son un grupo de microfósiles que funcionan como excelente indicador cronoestratigráfico, resaltando que los foraminíferos proporcionan datos más precisos que otros grupos, como los microfósiles ammonoideos. Por lo que, con este estudio se busca motivar a los investigadores a usar este grupo de microfósiles para proyectos de bioestratigrafía, ya que además de encontrarse mejor preservados son organismos con interés en las ciencias sociales, ya que su estudio puede incidir sobre la economía, y por lo tanto, sobre la sociedad. Dentro de los resultados observamos variaciones muy amplias en los índices de diversidad a lo largo de las capas de la formación, por lo que se propone una continuación de este trabajo donde se lleven a cabo los análisis isotópicos y geoquímicos para determinar de manera precisa si está presente el evento anóxico oceánico en las capas inferiores de la Formación La Peña en el Cañón de La Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México.

## 14. BIBLIOGRAFÍA

- Arenillas I., Molina, E. 1995. Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno en Zumaya: implicaciones paleoambientales y eventos paleoceanográficos. *Geogaceta*, N°17. Pp. 23-26.
- Atsushi A., Huber, B.T. and Premoli Silva, I. 2013. *Paraticinella rohri* (Bolli, 1959) as the valid name for the latest Aptian zonal marker species of planktonic foraminifera traditionally called *bejaouaensis* or *eubejaouaensis*. *Cretaceous Research* 45. Pp. 275-287.
- Aubouin, J.R. Brousse and Lehman, J.P. 1981. *Tratado de Geología, Petrología*. Tomo I. Ediciones Omega S. A. Barcelona, pp, 158-161.
- Barragán, R. 2000. Ammonite biostratigraphy lithofacies variations and paleoceanographic implications for Barremian -Aptian sequences of northeastern Mexico. Miami, USA. Florida International University, Ph. D. Dissertation. Pp. 296.
- Barragán, R. and Méndez, A.L. 2005. Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm, 1, Pp. 39-47.
- Barragán, R. and Florentin, J.M. R. Maurrasse. 2008. Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: biochronostratigraphic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 25, No. 1. Pp. 145-157.
- Burrows, R.H. 1910. *Geology of Northern Mexico*, Geol. Soc. Am. Bull., Tomo VII, 1ra Parte, pp. 85-103.
- Calonge, A., Caus, E. y García, J. 2001. Los foraminíferos presente y pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (9.2). Pp. 144-150.

- Cantú Chapa, C.M. 1976. Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Superior) en el área de Monterrey, N. L. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. 8 (4), pp. 7-16.
- Cantú Chapa, A. 1989. La Peña Formation (Aptian): a condensed limestone-shale sequences from the subsurface of NE Mexico. Journal of Petroleum Geology. 12 (1), pp. 69-84.
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). 2006. Parque Nacional Cumbres de MTY. Programa de Conservación y Manejo. Pp. 20-26.
- Compton R. 1983. Geología de Campo. Primera Edición. Español. Editorial Pax-México, México. Pp. 27-63.
- Cózar Maldonado P. 1996. Biozonas de Foraminíferos de la Sierra del Castillo (Banda Central de la Cuenca del Guadiato, Córdoba). Coloquios de Paleontología, no. 48: 47-72. Servicio de Publicaciones U. C. M. Madrid, España.
- Fernández López, S. 1997. Factores determinantes de la conservación de los ammonites jurásicos. En: Vida y ambientes del Jurásico. Eds. J.A. Gámez Vintaned y E. Liñan. Institución "Fernando El Católico" Zaragoza. Pp. 137-157.
- Flores Herrera, H. E., 1995. Estudios estratigráficos y de microfacies del Cretácico de la parte norte del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León. México: Monterrey, N.L., México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Biológicas, tesis de licenciatura, Pp. 68
- García R., Moreno Bedmar, J.A. y Barragán, R. 2013. El género *Caseyella* (Ammonoidea) del Aptiense (Cretácico Inferior) de México. XI Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología. Atarfe, pp. 52-54.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: Houston, Texas – New Orleans, Louisiana, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists , pp. 85-86.

- Griem, W. 2015. Apuntes de Geología General: Ambiente Sedimentario. Rocas clásticas. URL: [www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap05.htm](http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap05.htm)
- Guzmán, A.E. 1973. Carbonated diagenesis of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico: Texas, U.S.A., Faculty of Texas Tech University. Tesis de maestría. Pp. 59.
- Humphrey, W.E. 1949. Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with description of Aptian cephalopods from La Peña Formation): Geological Society of America Bulletin, 60. Pp. 89-176.
- Humphrey, W.E. and Díaz, G.T. 1956. Jurassic and lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico. Informe geológico NE-M-799. Inédito.
- Humphrey, W.E. and Díaz, T. 2003. Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast of México: Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 267. Pp. 152.
- Imlay, R.W. 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, México, Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. Bull. Geol. Soc. America, 47:1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48(5), 567-630.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). 1986. Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León. México, D. F. Pp. 14-95.
- ITESM. 1994. Estudio de Cobertura, Uso Actual del Suelo y Creación de una Base de Datos sobre los recursos naturales para el Parque Nacional "Cumbres de Monterrey". ITESM, Centro de Calidad Ambiental. Laboratorio de Información Georreferenciada. Pp. 213.
- Jiménez Guzmán, A. y Guerrero Vázquez, S. 1992. Fauna Silvestre de Nuevo León. Publicaciones Biológicas. FCB. UANL. Vol. 6, No. 1. México. Pp. 107.

- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vannaeau, A. and Banner, J. 1999. Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(7), pp. 1010-1029.
- Loeblich Jr., A. R. and Tappan, H. 1988. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold. New York. Pp. 70-731.
- Longoria, J.F. 1974. Acerca del Límite Áptense Albense en México. Instituto de Geología, UNAM. *Bol. Soc. Geol. Mexicana* XXXV. Pp. 38-40.
- Longoria, J. F. 1975. Estratigrafía de la Serie Comancheana del Noreste de Mexico: *Sociedad Geologica Mexicana Boletin*, v. 36, Pp. 31–59.
- Longoria J.F. 1977. Bioestratigrafía del Cretácico Inferior Basada en Microfósiles Planctónicos. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Tomo XXXVIII, No. 1. Pp. 2-17.
- Longoria, J. F. y Dávila, V. M. 1979. Estratigrafía y microfacies del Cerro de la Silla, SE de Monterrey: Hermosillo, México. Universidad de Sonora, *Boletín del Departamento de Geología*, 2. Pp. 65-95.
- Maurrasse, F. J.M.R., Barragan Manzo, R., Ponton, C. 2006, Cupido- La Peña Formations: High-Productivity to Super-Productivity during the Cretaceous Enhanced Greenhouse Conditions, *GSA Abst.with programs* v. 38, no 7, Pp. 491
- Meléndez, Bermundo. 1982. *Paleontología*. Tomo I. Parte General de los Invertebrados. Tercera Edición. Editorial Paraninfo. Madrid, España.
- Mendoza Maya, A.K., Moreno Bedmar, J.A. y Chávez Cabello, G. 2017. Amonites del Aptiano Superior de la Formación La Peña de la sección Los Chorros, Coahuila, noreste de México. *Paleontología Mexicana*, Volumen 6, núm. 1. Pp. 43-49.
- 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.
- Moreno Bedmar J.A. y Casados Monroy, A. 2016. Bioestratigrafía con ammonites del Aptiense (Cretácico Inferior) de la Formación La Peña en la Sierra del Patrón, Estado de Durango, México. Actas de la XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Madrid. Pp. 457-463.
- Munsell A. H. 2009. Geological Rock – Color chart. Geological Society of America (GSA). Munsell Color.
- Núñez Useche, F., Barragán, R., Moreno Bedmar, J. A. and Canet, C. 2014. Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 66, No. 3. Pp. 491-505.
- Obregón de la Parra, J. 1959. Foraminíferos de la Formación La Peña. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 11, p. 135-153.
- Ovando Figueroa J.R., Moreno Bedmar, J.A., Chávez Cabello, G. and Minor, K.P. 2015. Lower Aptian ammonites of the Sierra de Parras, Coahuila State, northern Mexico. Carnets de Géologie. Notebooks on Geology. Vol. 15, no. 1. Pp. 1-9.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: Geofísica Internacional, V. 25, No. 1, Pp. 157-206.
- Padilla y Sánchez, R.J. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIX, núm. 1. Pp. 19-42.
- Rico P.J. 2005. Curso de foraminíferos planctónicos del Neógeno. Paleo Solution International. Reynosa, Tamps.

Ross, M.A. 1979. Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone northeastern Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría. Pp. 96.

Vera Torres, J.A. 1994. Estratigrafía: principios y métodos. Editorial Rueda, S. L., Madrid. Pp. 333-336.

## RESUMEN BIOGRÁFICO

Gabriela Cordoba Merino

Candidato para el grado de

Maestro en Ciencias con acentuación en Manejo de Vida Silvestre y Desarrollo

Sustentable

Tesis: BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA, CRETÁCICO INFERIOR, EN BASE A FORAMINÍFEROS (CLASE RHIZOPODA) DEL CAÑÓN DE LA HUASTECA, SANTA CATARINA, NUEVO LEÓN, MÉXICO

Campo de Estudio: Paleobiología

Datos Personales: Nacida en Veracruz, Veracruz el 18 de Agosto de 1992, hija de Carlos Francisco Cordoba Mateos y Ma. Eugenia Merino Contreras.

Educación: Egresada de la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma de Nuevo León con el grado de biólogo en el año 2014.

ANEXO I: Láminas de Foraminíferos y Ammonoideos de la Formación La Peña en el  
Cañón de la Huasteca

## LÁMINA I

Figura 1. *Dufrenoyia justinae* (Hill, 1893) Vista Lateral

Figura 2. *Dufrenoyia justinae* (Hill, 1893)

Figura 3. *Dufrenoyia* sp.

Figura 4. *Colombiceras crassicostatum* (d'Orbigny, 1841)

Figura 5. *Kazanskyella arizonica* (Stoyanow, 1949)

Figura 6. *Dufrenoyia* sp.

Figura 7. *Colombiceras spathi* (Humphrey, 1949) Vista espiral y ventral

Figura 8. *Colombiceras spathi* (Humphrey, 1949)



1



2



3



4



5



6



7



8



## LÁMINA II

Figura 1. *Colombiceras crassicostatum* (d'Orbigny, 1841)

Figura 2. *Dufrenoyia* sp.

Figura 3. *Colombiceras spathi* (Humphrey, 1949)

Figura 4. *Colombiceras spathi* (Humphrey, 1949)



1



2



3



4

### LÁMINA III

Figura 1. *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961)

Figura 2. *Hedbergella excelsa* (Longoria, 1974)

Figura 3. *Hedbergella gorbachikae* (Longoria, 1974)

Figura 4. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 5. *Globigerinelloides barri* (Bolli, Loeblich and Tappan, 1957)

Figura 6. *Blefuscuiana cumulus* (Banner, Copestake and White, 1993)

Figura 7. *Hedbergella praelippa* (Huber and Leckie, 2011)

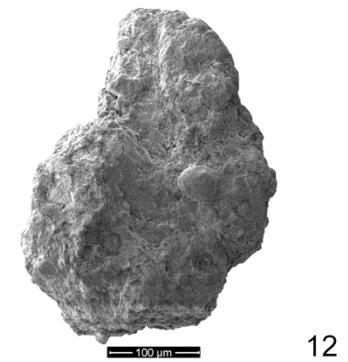
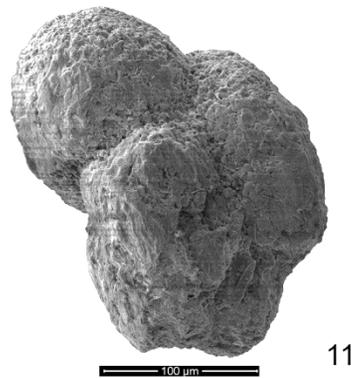
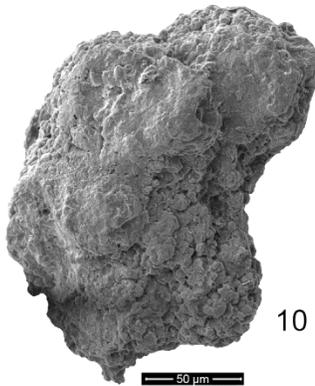
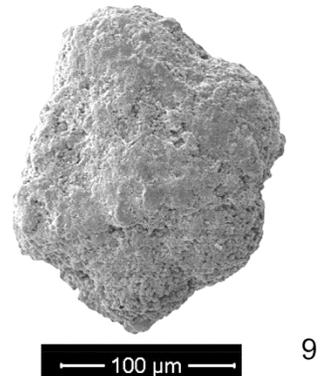
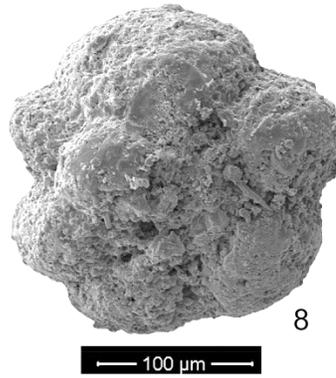
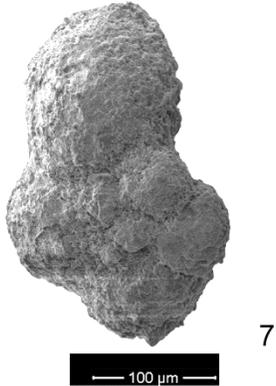
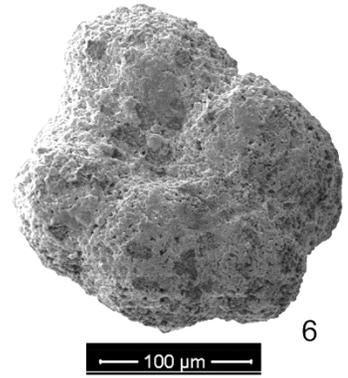
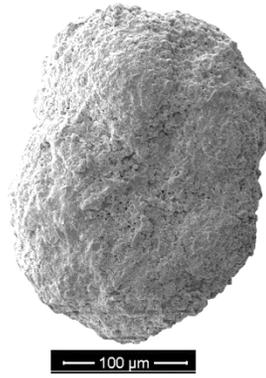
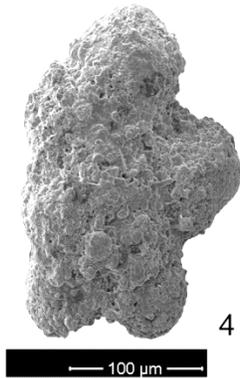
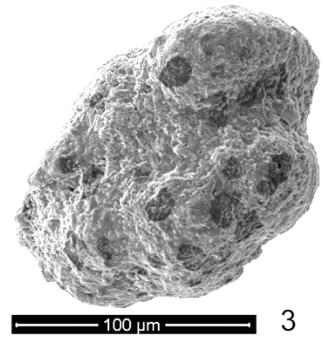
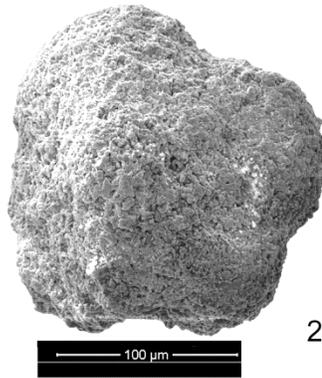
Figura 8. *Blefuscuiana cumulus* (Banner, Copestake and White, 1993)

Figura 9. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 10. *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959)

Figura 11. *Hedbergella sigali* (Moullade, 1966)

Figura 12. *Hedbergella sigali* (Moullade, 1966)



## LÁMINA IV

Figura 1. *Globigerinelloides lobatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

Figura 2. *Globigerinelloides gottisi* (Chevalier, 1961)

Figura 3. *Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

Figura 4. *Blefuscuiana depressa* (Copestake & White, 1993)

Figura 5. *Clavihedbergella* aff.

Figura 6. *Hedbergella bollii* (Longoria, 1974)

Figura 7. *Hedbergella praelippa* (Huber and Leckie, 2011)

Figura 8. *Globigerinelloides lobatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

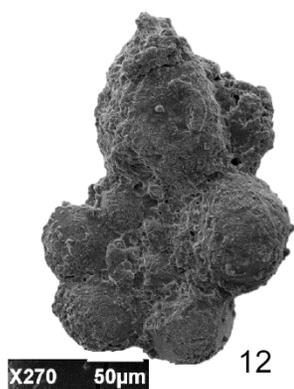
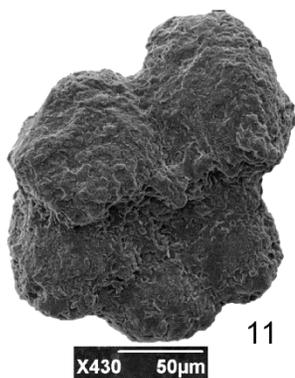
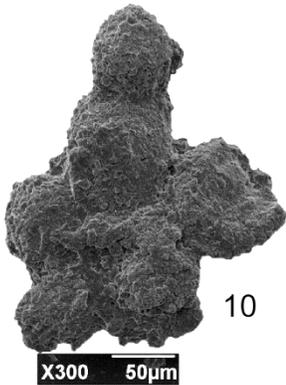
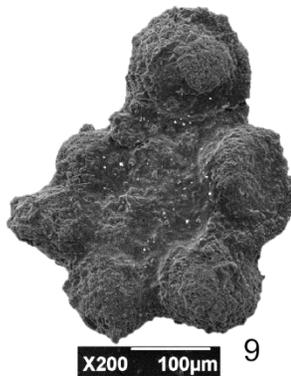
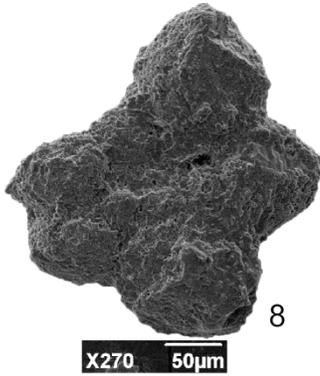
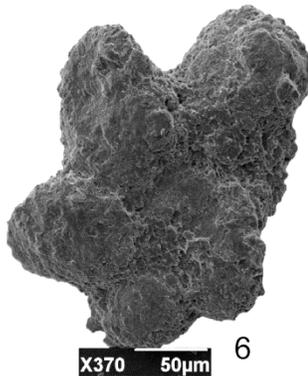
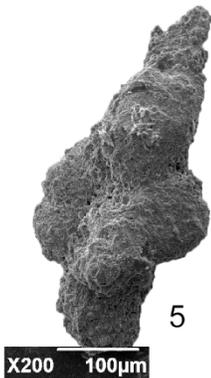
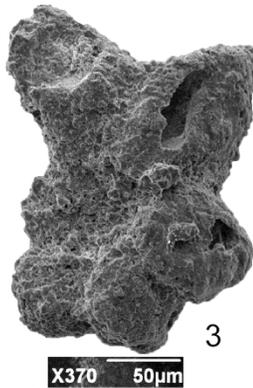
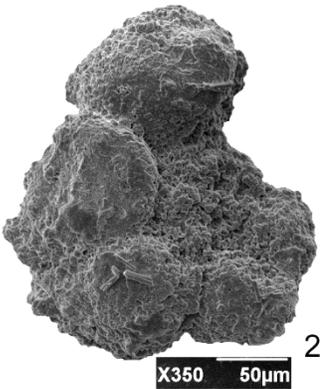
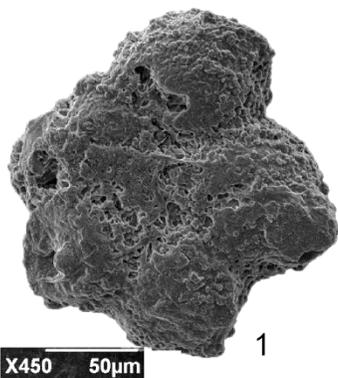
Figura 9. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 10. *Clavihedbergella simplex* (Morrow, 1934)

Figura 11. *Globigerinelloides paragottisi* (Verga and Premoli Silva, 2003)

Figura 12. *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

LAMINA IV



## LÁMINA V

Figura 1. *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi, 1942)

Figura 2. *Hedbergella speetonensis* (Banner and Desai, 1988)

Figura 3. *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

Figura 4. *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959)

Figura 5. *Blefuscuiana depressa* (Copestake & White, 1993)

Figura 6. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 7. *Blefuscuiana daminiaie* (Copestake and White, 1993)

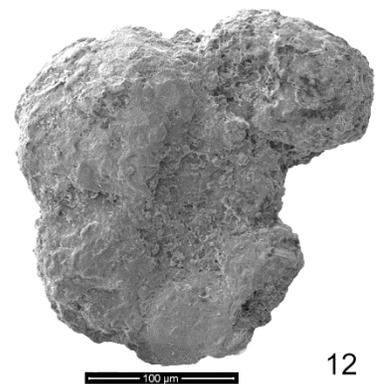
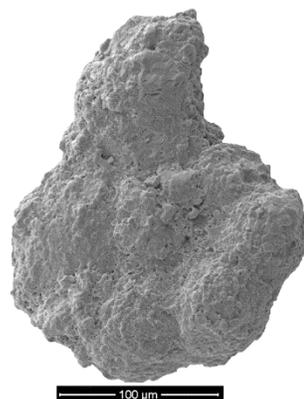
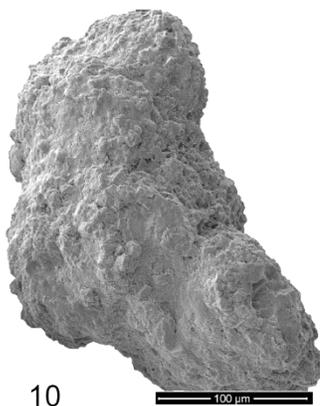
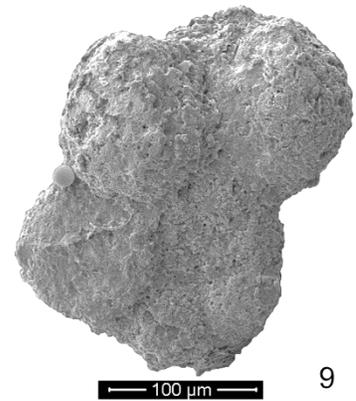
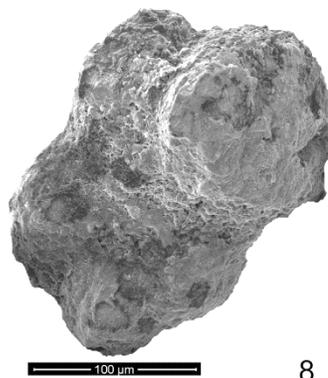
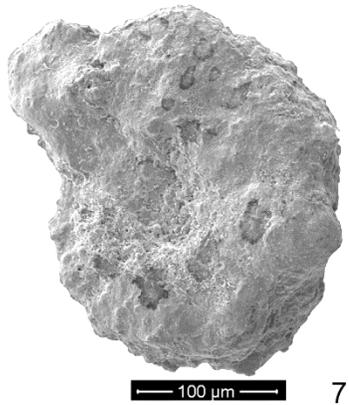
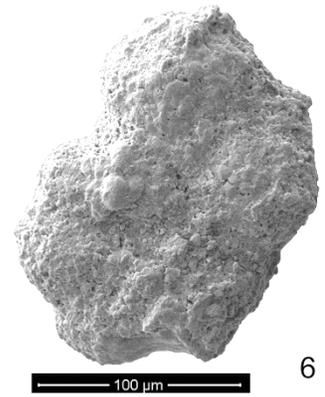
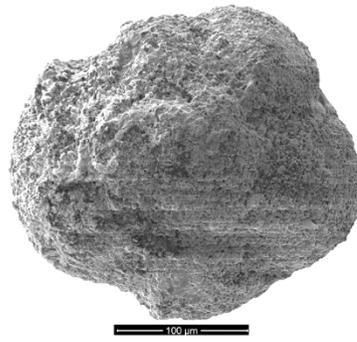
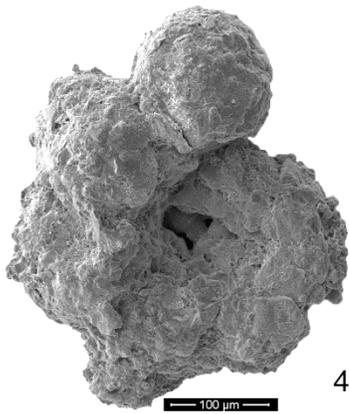
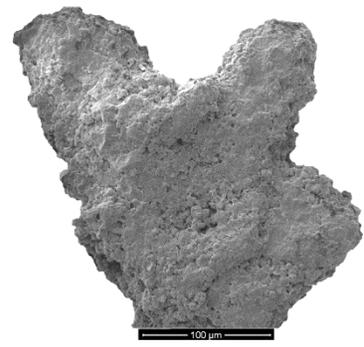
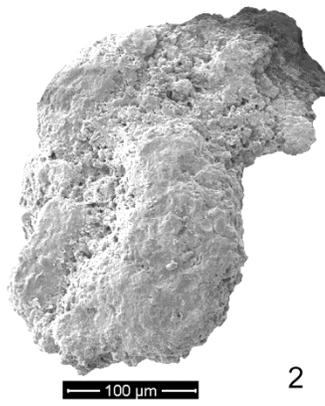
Figura 8. *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937)

Figura 9. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 10. *Globigerinelloides algerianus* (Cushman and ten Dam, 1948)

Figura 11. *Globigerinelloides algerianus* (Cushman and ten Dam, 1948)

Figura 12. *Hedbergella speetonensis* (Banner and Desai, 1988)



## LÁMINA VI

Figura 1. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 2. *Globigerinelloides barri* (Bolli, Loeblich and Tappan, 1957)

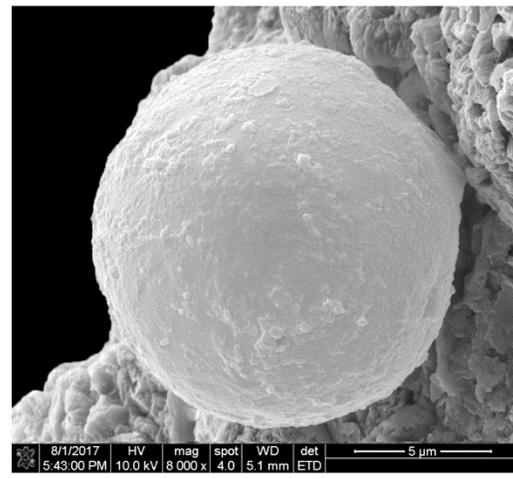
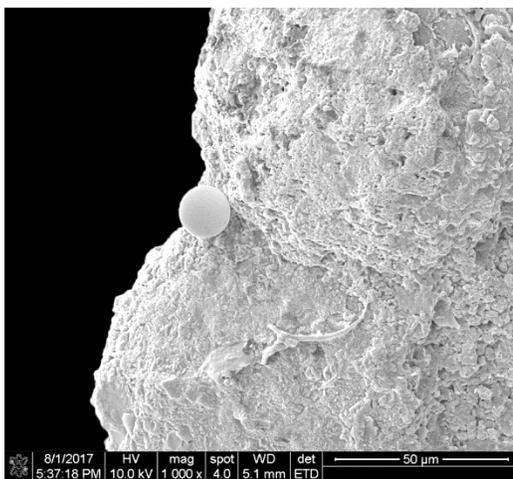
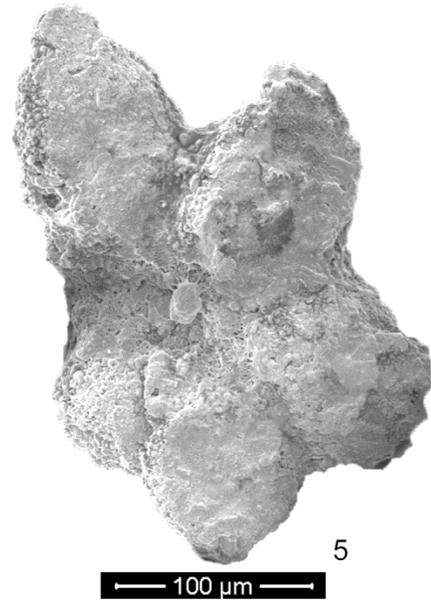
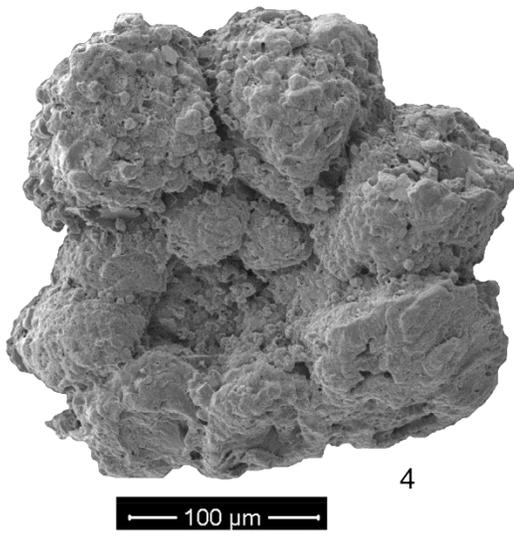
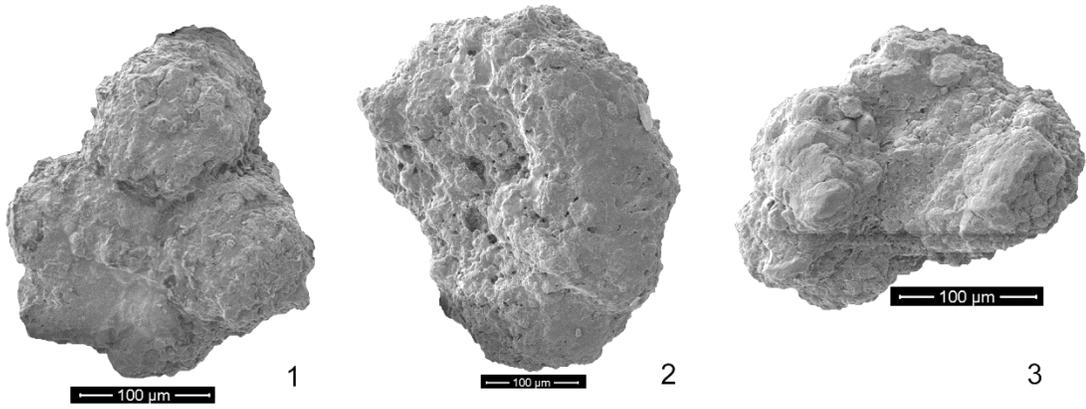
Figura 3. *Gorbachikella depressa* (Boudagher-Fadel, Banner, Brown, Simmons, Gorbachil, 1995)

Figura 4. *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade, 1961)

Figura 5. *Hedbergella bollii* (Longoria, 1974)

Figura 6. Epibionte, adherido a la pared de la concha de un foraminífero

Figura 7. Acercamiento a posible calciesfera asociada a un foraminífero



6

7

## LÁMINA VII

Figura 1. *Hedbergella bollii* (Longoria, 1974)

Figura 2. *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

Figura 3. *Hedbergella* sp.

Figura 4. *Clavihedbergella simplex* (Morrow, 1934)

Figura 5. *Globigerinelloides* sp.

Figura 6. *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937)

Figura 7. *Blefuscuiana* sp.

Figura 8. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 9. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 10. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 11. *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

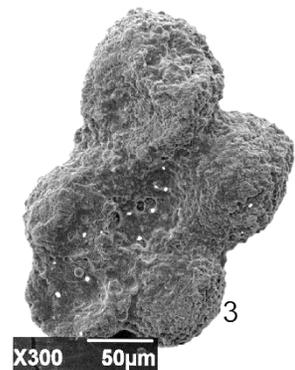
Figura 12. *Clavihedbergella* aff.



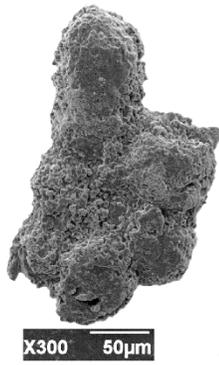
1



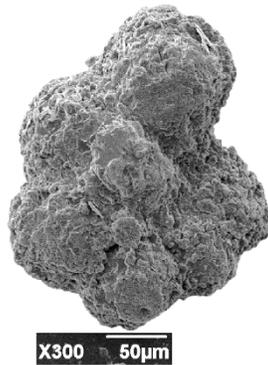
2



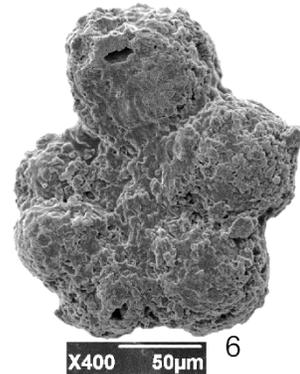
3



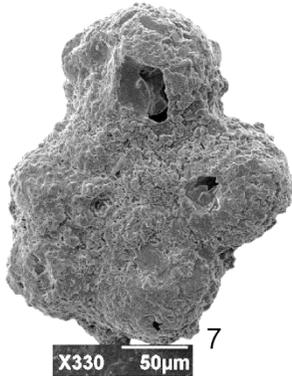
4



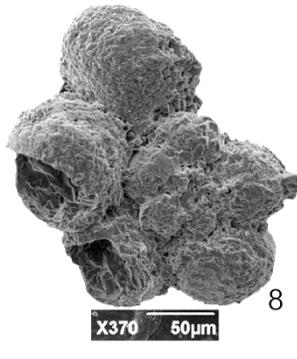
5



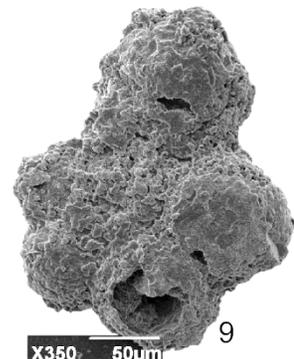
6



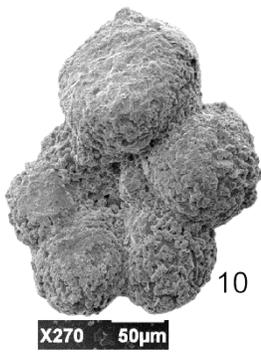
7



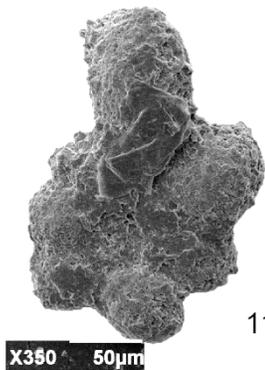
8



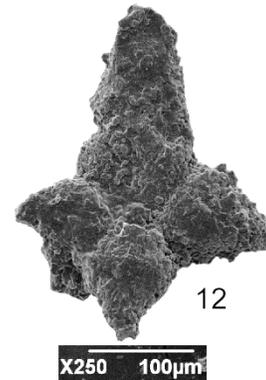
9



10



11



12

## LÁMINA VIII

Figura 1. *Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

Figura 2. *Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

Figura 3. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 4. *Hedbergella* sp.

Figura 5. *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959)

Figura 6. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 7. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

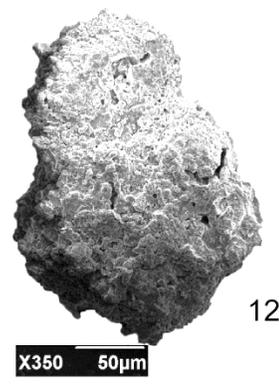
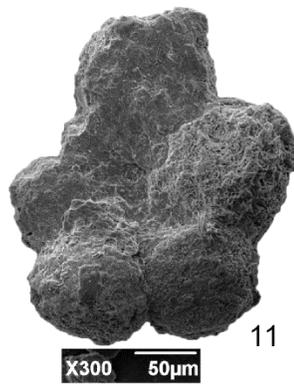
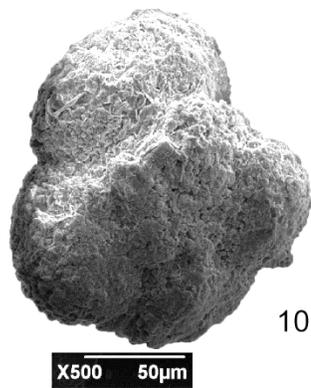
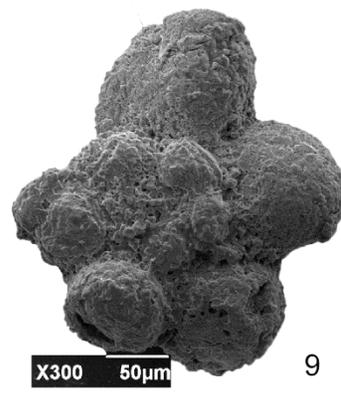
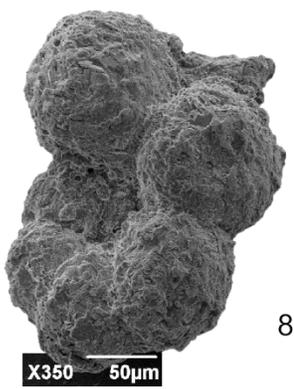
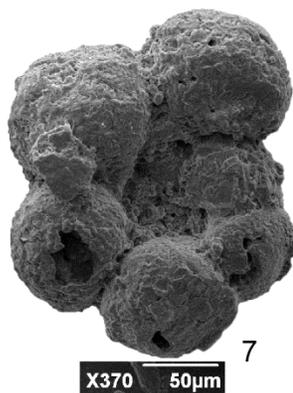
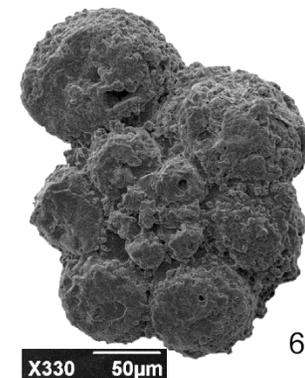
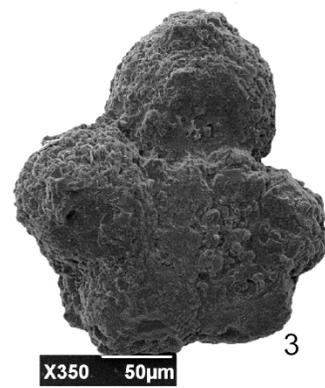
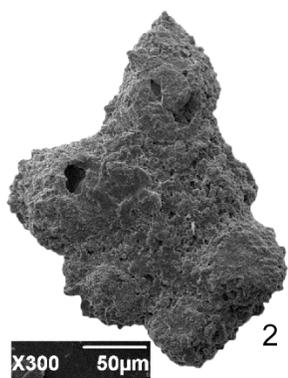
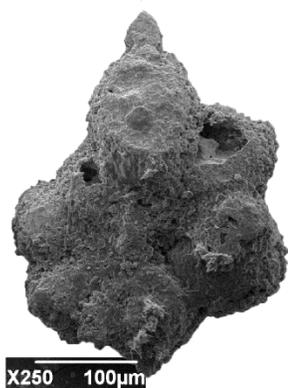
Figura 8. *Hedbergella speetonensis* (Banner and Desai, 1988)

Figura 9. *Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

Figura 10. *Hedbergella excelsa* (Longoria, 1974)

Figura 11. *Globigerinelloides clavatus* (Verga and Premoli Silva, 2005)

Figura 12. *Blefuscuiana daminiaie* (Banner, Copestake and White, 1993)



## LÁMINA IX

Figura 1. *Globigerinelloides* sp.

Figura 2. *Hedbergella bollii* (Longoria, 1974)

Figura 3. *Hedbergella ruka* (Banner, Copestake and White, 1993)

Figura 4. *Hedbergella aptiana* (Bartenstein, 1965)

Figura 5. *Hedbergella bizonae* (Chevalier, 1961)

Figura 6. *Hedbergella* aff.

Figura 7. *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937)

Figura 8. *Globigerinelloides aptiensis* (Longoria, 1974)

Figura 9. *Hedbergella speetonensi* (Banner and Desai, 1988)

Figura 10. *Hedbergella similis* (Longoria, 1974)

LAMINA IX

