



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio Micropaleontológico y Bioestratigráfico de la
Columna del Pozo Cupelado – 10 (Cuenca Tampico
Misantla).

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE.

B I Ó L O G A

P R E S E N T A :

NICTÉ ANDREA GUTIÉRREZ PUENTE



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

DIRECTOR DE TESIS:
DR. MARCELO AGUILAR PIÑA

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Gutiérrez
Puente
Nicté Andrea
11 15 58 31
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Biología

Dr.
Marcelo
Aguilar
Piña

Dr.
Pedro
Salmerón
Ureña

Dr.
Pedro
García
Barrera

M. en C.
Itzia Eréndira
Nieto
López

Biól.
Luis
Chávez
García

Estudio Micropaleontológico y Bioestratigráfico de la Columna del Pozo Cupelado – 10 (Cuenca Tampico Misantla).
111
2006

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a todos aquellos que conforman la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme el privilegio de estudiar en sus aulas una carrera megadiversa: Biología.

Al Instituto Mexicano del Petróleo por permitirme continuar con mi formación profesional y realizar esta tesis haciendo uso de sus instalaciones, así como por el apoyo económico brindado. Igualmente agradezco a las autoridades de Petróleos Mexicanos, en la persona del M. en C. Mario Limón por permitir el uso de los materiales base de este trabajo.

Agradezco al Dr. Pedro Salmerón Ureña por transmitir el ánimo y amor con que realiza su trabajo, por su valiosa aportación a esta tesis, por sus observaciones, su paciencia y por los cuerazos, porque todo ello me ha hecho valorar su gran experiencia en este campo; también quiero agradecer a usted y al Dr. Marcelo, el haberme dado la oportunidad de integrarme a su equipo de trabajo, fomentando siempre un ambiente laboral amable y respetuoso, de corazón les agradezco la oportunidad que me dan. Además agradezco al Dr. Marcelo Aguilar Piña, por dirigir este trabajo y por encontrar en él no solo a un asesor sino a una persona con calidez humana que me brindó su ayuda, su confianza e importantes recomendaciones.

Muchísimas gracias a los miembros del jurado, Dr. Pedro García Barrera, M. en C. Itzia Eréndira López Nieto y Biól. Luis Chávez García por dedicar su tiempo a la revisión de este trabajo y por las observaciones y recomendaciones que amablemente me hicieron.

A la Dra. Ana Luisa, Carreño, por fomentar curiosidad por los foras y la Micropaleontología, Dra. Marisol Montellano, por todo lo transmitido a través de sus clases y los trabajos semestrales, igualmente doy gracias a todos mis profesores de taller Dr. Pedro García Barrera, Dr. Sergio Cevallos, Dra. María del Carmen Perrilliat, Dra. Socorro Lozano, M. en C. José Luis Sánchez y al M. en C. Enrique González por las clases impartidas, que me dieron las bases para seguir adentrándome en esta fascinante ciencia, de la *Paleontología*. Gracias a todos.

Especialmente quiero agradecer a mi madre María de Lourdes Puente Peña y a toda mi familia por su cariño y apoyo incondicional, los quiero mucho. También agradezco a Víctor Matías por su compañía, apoyo y la alegría que me brinda.

Y finalmente agradezco a todos los que en algún momento han hecho que mi estancia en este mundo se ilumine con sus ocurrencias y sonrisas: Biól. María Eugenia Gómez Luna y a todo su equipo porque a pesar de las molestias, siempre me abren las puertas con gusto; a la M. en C. Judith Rosales gracias por sus atinados consejos sobre la conclusión de este ciclo. A Deivid, Aris, Tana, Pau, Marco, Fede, Al, Itz, Iván, porque me he divertido como enana con ustedes; a Perla, Chucho, Gus, Marisol, Dany, Adriana, Susi, Irasema, Arturito, Carlos, Rosa, Erandi, Tona, y no podían faltar Reyna, Maribel, Licha, Israel, Juan, May, Angeles, Hugo, Vianey, Poncho, gracias por compartir tantos momentos, enseñanzas y de todo un poco.

DEDICATORIA

A mi madre:

María de Lourdes Puente Peña, porque gracias a tu cariño, apoyo, al tiempo entregado, a tus cuidados, consejos, regaños y al amor que me das en todas sus formas de expresión he logrado concluir este ciclo. Gracias por recibirme en este mundo y aceptar guiar mis pasos con el valor que te caracteriza, siendo padre y madre a la vez, eres el mejor de los ejemplos, te quiero y admiro muchísimo.

A la memoria de mi querida abuelita

Virginia Peña Pineda, tu dedicación y cuidados crearon un lazo, que aveces se podrá desgastar pero nunca se romperá, gracias por unirnos; siempre vivirás en mi corazón.

A mi abuelo

Luis Puente Cedeño porque la vida da muchas vueltas y una de ellas me llevó a un camino que conoces, un camino que aunado a tu fuerza, voluntad y gran esfuerzo, te permitió entregar a tus hijos un tesoro invaluable, valores humanos y como tu dices, "*un papel que dura toda la vida*".

*... La piedra tiene acentos. Vibra cada
roca, como una cuerda, intensamente,
que en sus moldes quedó perpetuamente
del Génesis la voz petrificada...*

Manuel José Othón

*... Piedra de las cronologías,
síntesis de los años y los días
donde se exhala en silencioso canto
el pertinaz espanto
de las viejas mitologías...*

José Juan Tablada

CONTENIDO

Resumen	1
Introducción	1
Objetivos.....	3
Localización.....	3
1. Antecedentes	5
1.1 Trabajos previos.....	5
1.2 Marco geológico.....	6
2. Marco Teórico	8
2.1 Concepto de Micropaleontología.....	8
2.2 Generalidades de foraminíferos.....	9
2.2.1 Ciclo de Vida.....	9
2.2.2 Tipos de pared	10
2.2.3 Forma y arreglo de las cámaras	13
2.2.4 Aberturas	16
2.2.5 Ornamentación	18
2.2.6 Clasificación	18
2.3 Concepto de Bioestratigrafía.....	23
2.4 Paleoecología.....	24
2.4.1 Distribución de los foraminíferos en la columna batimétrica.....	25
2.4.2 Piritización.....	27
3. Material y Método	28
4. Resultados y análisis de resultados	32
4.1 Análisis Micropaleontológico y Taxonómico.....	32
4.1.1 Órdenes y Superfamilias identificadas.....	32

4.1.2 Descripción de especies planctónicas.....	36
4.1.3 Descripción de especies bentónicas.....	44
4.2 Análisis Bioestratigráfico.....	51
4.3 Análisis de datos biosedimentológicos.....	56
4.3.1 Porcentaje de partículas gruesas y finas.....	56
4.3.2 Porcentaje de fracción fósil y fracción mineral.....	58
4.3.3 Porcentaje de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos	60
4.3.4 Abundancia.....	62
4.3.5 Diversidad de foraminíferos planctónicos y bentónicos.....	64
4.3.6 Frecuencia de nanoplancton calcáreo.....	66
4.3.7 Porcentaje de foraminíferos hialinos, aglutinados y aporcelanados.....	68
4.3.8 Frecuencia de pirita.....	70
4.4 Análisis paleobatimétrico.....	72
5. Discusión.....	76
6. Conclusiones	82
7.Consideraciones y perspectivas.....	84
8. Bibliografía consultada.....	85
Lámina 1.....	99
Lámina 2.....	101
Apéndice 1.....	103
Apéndice 2.....	105

Índice de figuras

- Figura 1. Mapa de localización del pozo Cupelado – 10.
- Figura 1.1. Edades y Formaciones del Terciario de la Cuenca Tampico Misantla.
- Figura 2.1. Ciclo de vida de foraminíferos.
- Figura 2.2. Tipos de pared.
- Figura 2.3. Pared aporcelanada característica del orden Miliolida.
- Figura 2.4. Pared característica del suborden Fusulinina.
- Figura 2.5. Pared característica de los foraminíferos hialinos.
- Figura 2.6. Estructura de la pared calcárea hialina.
- Figura 2.7. Paredes laminares y no laminares
- Figura 2.8. Conchas uniloculares, seriadas y trocospirales.
- Figura 2.9. Arreglo planispiral.
- Figura 2.10. Enrollamiento estreptospiral.
- Figura 2.11. Arreglo anular.
- Figura 2.12. Área que corresponde al ombligo.
- Figura 2.13. Principales formas de aberturas.
- Figura 2.14. Aberturas suplementarias.
- Figura 2.15. Principales modificaciones aperturales.
- Figura 2.16. Tipos de ornamentación.
- Figura 2.17. Características consideradas por Neumann (1967) para la clasificación de los foraminíferos.
- Figura 2.18. Distribución de los foraminíferos en la columna batimétrica.
- Figura 3.1. Diagrama del método utilizado en el análisis del pozo Cupelado – 10.
- Figura 4.1. Porcentaje de especies para cada Orden identificado en el pozo Cupelado – 10.
- Figura 4.2. Porcentaje de especies para cada Superfamilia identificada en el pozo Cupelado – 10.
- Figura 4.3. Columna litológica (a) y Columna bioestratigráfica (b) del pozo Cupelado – 10.
- Figura 4.4. Cuadro de distribución de las especies planctónicas identificadas.
- Figura 4.5. Alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos identificados.
- Figura 4.6. Porcentaje de partículas gruesas y partículas finas.
- Figura 4.7. Porcentaje de fracción fósil y fracción mineral.
- Figura 4.8. Porcentaje de foraminíferos bentónicos y planctónicos.
- Figura 4.9. Abundancia.
- Figura 4.10. Diversidad de foraminíferos planctónicos y bentónicos.
- Figura 4.11. Frecuencia de nanoplancton calcáreo.
- Figura 4.12. Frecuencia de foraminíferos con paredes hialinas, aglutinadas y aporcelanadas.
- Figura 4.13. Frecuencia de pirita.
- Figura 4.14. Distribución de los foraminíferos bentónicos identificados en el pozo Cupelado – 10.
- Figura 4.15. Interpretación paleobatimétrica.

Figura 5.1. Comparación entre las gráficas de abundancia y paleobatimetría del pozo Cupelado –10.

Figura 5.2. Comparación entre las gráficas de diversidad y piritización del pozo Cupelado –10.

Figura 5.3. Comparación entre las gráficas de porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos, frecuencia de nanoplancton calcáreo y diagrama de batimetría del pozo Cupelado –10.

Índice de tablas.

Tabla 2.1. Tipos de pared.

Tabla 2.2. Comparación entre la clasificación de Loeblich y Tappan (1988), Loeblich y Tappan (1992) y Sen – Gupta (1999).

Tabla 4.1. Órdenes, Superfamilias y número de especies identificadas en el pozo Cupelado – 10.

ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO DE LA COLUMNA DEL POZO CUPELADO –10 (Cuenca Tampico Misantla)

Resumen

La Micropaleontología además de ser una de las ramas más interesantes de la paleontología, es la herramienta básica de la Bioestratigrafía, que es una parte de la estratigrafía de gran utilidad en la industria del petróleo. El estudio del pozo Cupelado -10 de la Cuenca Terciaria Tampico Misantla, se realiza a través de la metodología biosedimentológica, que considera apropiado tratar a los microfósiles como parte del sedimento, pues al caer a los fondos marinos, están sometidos a los mismos procesos que el resto de los minerales. Se estudió el intervalo de la columna del pozo Cupelado – 10, desde la profundidad de 2140 m hasta la cima del pozo, que corresponde a los 5 m. De acuerdo a la fauna de foraminíferos planctónicos identificados, la muestra de profundidad 2140 corresponde al Eoceno superior por la presencia de *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Pseudohastigerina micra*; las muestras presentes entre los 2080 m a los 1640 m pertenecen al Oligoceno medio, por la presencia de *Globigerina ampliapertura* y *Paragloborotalia opima opima* encontrándose dos discordancias estratigráficas por la ausencia del Oligoceno Inferior y el Oligoceno Superior, ya que el Mioceno Inferior se observa desde los 1585 m hasta los 1195 m, por la presencia de *Praeorbulina sicana*, *Globigerinoides bisphericus* y *Globigerinoides diminutus*; de los 1180 m hasta los 60 m se considera que las muestras pertenecen al Mioceno Medio, principalmente por la presencia del grupo de *Globorotalia fohsi* s. l. después de los 60 m y hasta los 5 m, el intervalo queda indeterminado por falta de fósiles índice. En cuanto al ambiente de depósito, con base en las especies de foraminíferos bentónicos identificados y los atributos biosedimentológicos como: partículas gruesas y finas, porcentaje de foraminíferos bentónicos y planctónicos, frecuencia de nanoplancton calcáreo, abundancia y diversidad, se infiere que el ambiente fluctúa entre la plataforma externa en su parte distal, en las muestras más antiguas, a un paleoambiente de plataforma interna en las muestras más jóvenes.

Introducción

La Micropaleontología es la herramienta principal de la Bioestratigrafía para determinar biozonas y realizar un ordenamiento de los estratos que permita resolver problemas geológicos en la industria petrolera, por esta razón, la Micropaleontología comenzó a generar gran interés entre diversas compañías y universidades que contribuyeron al rápido crecimiento y desarrollo de esta rama de la Paleontología. Sin embargo, la relación que tiene con la Estratigrafía y la Geología ha contribuido a que la definición de Micropaleontología sea poco precisa e inclusive considerada como sinónimo de Bioestratigrafía, es por eso que en este trabajo se considera importante señalar el concepto de estas dos disciplinas, no solamente como herramientas geológicas sino como ciencias independientes, que al complementarse tienen una aplicación directa.

La Bioestratigrafía es una parte de la Estratigrafía que se encarga de la organización de los estratos a partir de evidencias o restos de vida que contenga (Comisión norteamericana de nomenclatura estratigráfica, 1983), es decir tiene como base indispensable el registro fósil, algunos ejemplo son los grupos de microfósiles como foraminíferos, nanoplancton calcáreo, palinomorfos entre otros; así como su distribución espacial y temporal. El alcance estratigráfico de muchos fósiles se utiliza para establecer biozonas (i.e. intervalos en un cuerpo de roca delimitados por eventos biológicos), que permitirán datar y correlacionar estratos. Para realizar un trabajo bioestratigráfico se requieren del conocimiento de la taxonomía de algún grupo fósil con evolución taquitética, que en el caso del presente trabajo es de foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Los foraminíferos son protistas unicelulares, con pseudópodos flexibles, la mayoría presenta una concha externa formada de una o varias cámaras; se encuentran distribuidos a través de los océanos del mundo ya sea sobre el sustrato del fondo marino (foraminíferos bentónicos) o dentro de la columna de agua, en el ambiente nerítico o pelágico (foraminíferos planctónicos). Las conchas mineralizadas de este grupo de organismos se han preservado en los sedimentos marinos casi desde el comienzo del Eon Fanerozoico; formando uno de los registros fósiles más completos que nos muestra diversos procesos evolutivos, cambios climáticos pasados, ambientes antiguos e incluso la temperatura de la superficie del mar, además de su utilidad para datar las rocas sedimentarias, razón por la cual son una herramienta importante en la bioestratigrafía y en la exploración petrolera (Wade y Darling, 2002).

Los estudios bioestratigráficos de pozos exploratorios tienen gran importancia debido a que proporcionan solidez a los modelos sedimentarios de secuencias de depósito, permitiendo ubicar a los estratos en tiempo geológico para ordenarlos de manera secuencial. De esta manera se pretende encontrar nuevos yacimientos de gas natural no asociado, principalmente en sedimentos del Terciario para satisfacer las demandas energéticas actuales (Martínez y Ruíz, 2003).

En este trabajo se analizarán muestras de canal del Pozo Cupelado – 10, ubicado dentro de la Cuenca sedimentaria Tampico Misantla. El estudio se basa en técnica biosedimentológica propuesta por Salmerón (2003) para determinar la edad de la columna del pozo y el ambiente de depósito.

Para lograr los objetivos planteados se realizó el presente trabajo organizándolo de la siguiente forma: el capítulo 1 trata lo concerniente a los trabajos previos y el marco geológico del área en que se encuentra el Pozo Cupelado -10. Posteriormente en el capítulo 2 se expondrán los conceptos básicos sobre micropaleontología y bioestratigrafía, así como las principales características del grupo de los foraminíferos señalando, su importancia como fósiles índice en la industria petrolera. En el capítulo 3 se expondrá a detalle la metodología utilizada para cumplir con los objetivos de esta Tesis. El capítulo 4 incluirá los resultados así como el análisis de los datos biosedimentológicos obtenidos, primeramente en el análisis micropaleontológico, se hará una descripción de las especies identificadas que tengan mayor importancia, es decir, aquellas que se utilizaron para establecer edades y paleobatimetría. Los resultados se integran en gráficas que representan la variación de todos los parámetros analizados, a través de toda la columna del pozo y se ilustra el porcentaje de las superfamilias determinadas en el estudio micropaleontológico. Con la integración de todos estos datos se

establecerá la interpretación cronoestratigráfica y paleobatimétrica. En el capítulo 5 se realiza una discusión y finalmente el capítulo 6 corresponde a las conclusiones.

Objetivos:

A partir de las muestras del pozo Cupelado – 10:

- Aplicar los pasos de la metodología biosedimentológica y estudiar, con base en ella, muestras de canal para analizar los atributos físicos del sedimento (fracción fósil y fracción mineral).
- Identificar a nivel genérico y específico los foraminíferos bentónicos de las muestras, para inferir la paleobatimetría del ambiente de depósito.
- Identificar a nivel genérico y específico los foraminíferos planctónicos de las muestras para inferir su edad.
- Integrar los datos obtenidos en cuadros y gráficas para interpretarlos e inferir condiciones del ambiente de depósito.

Localización

De acuerdo a Fernández (1974), el pozo Cupelado – 10 se encuentra dentro de la Cuenca Sedimentaria Tampico Misantla, en las cercanías el predio de Larios y Malpica, del Municipio de Tecolutla del Estado de Veracruz, dos kilómetros al sur del pozo Huiltepec– 1, dentro del cuadrante que abarca las siguientes coordenadas: 20° 29' a los 20° 43' latitud norte y entre los 97 ° 00' y 97° 15' longitud oeste, (figura 1).

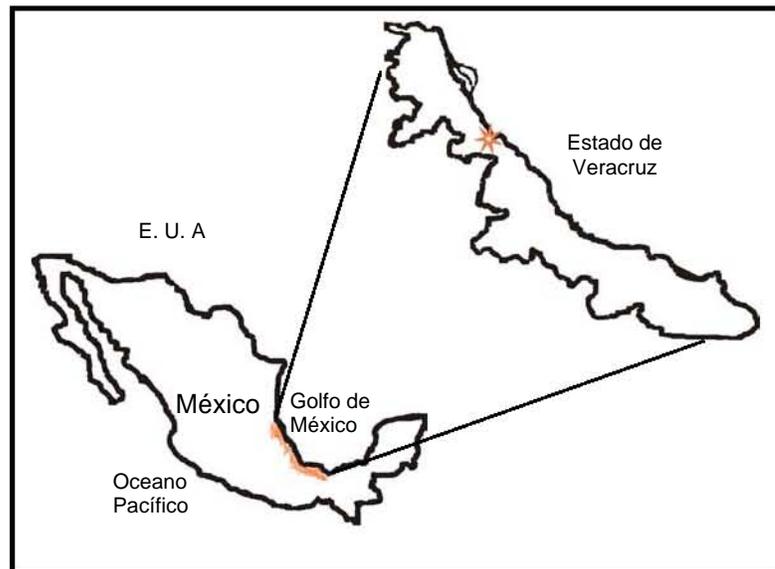


Figura 1. Mapa de localización del pozo Cupelado – 10.

1. ANTECEDENTES

1.1 Trabajos previos

La exploración petrolera en México se realiza principalmente en la Planicie Costera y en la Plataforma Continental del Golfo de México, desde la parte fronteriza con Estados Unidos, hasta el margen occidental de la Península de Yucatán, debido a que esas zonas son unas de las principales productoras de hidrocarburos.

En México se perforó el primer pozo petrolero en el año de 1869, en una región denominada Chapopoteras, dentro del estado de Veracruz, pero la explotación regular del petróleo se inició en 1904 en un pozo de San Luis Potosí llamado La Pez – 1, que mantuvo por varios años una producción de 1550 barriles de crudo diarios. Posteriormente compañías extranjeras descubrieron importantes yacimientos del Cretácico, principalmente en la región del norte de Veracruz, conocida como Faja de Oro (Marmissolle-Daguerre *et al.*, 1984), zona ampliamente estudiada en el horizonte Cretácico y productora de hidrocarburos desde 1907 (Cerrillo, 1987). Durante el período de 1910 a 1921 la explotación de petróleo en la zona fue tal, que México era el tercer productor de hidrocarburos a nivel mundial (Marmissolle-Daguerre *et al.*, 1984).

La Cuenca Tampico Misantla, una de las más importantes en la producción de hidrocarburos, fue donde se iniciaron los trabajos de exploración sistemática en 1904, dando como resultado diversos estudios de geología superficial, gravimetría, magnetometría y sismología (Marmissolle-Daguerre *et al.*, 1984). Dumble (1918) comienza a emplear la micropaleontología en México, al subdividir el Cretácico y Terciario, siendo ésta la primera ocasión que se daba a la micropaleontología una aplicación estratigráfica en nuestro país. Sin embargo, desde 1917 se hicieron llegar a Cushman muestras con material de México, pero fue entre 1925 y 1927 que comenzó a publicar sobre el material estudiado; sin embargo en sus trabajos sólo se describía a las especies, no se les daba valor para resolver problemas geológicos; uno de sus trabajos más importantes fue la descripción de los foraminíferos de la Formación Velasco, publicado en 1926 (Barker, 1936).

Entre 1927 y 1932, Cole y Nutall incorporan una serie de publicaciones con nuevas especies, hasta ese momento se habían analizado detalladamente los foraminíferos del Cretácico Superior, parte del Eoceno y Oligoceno Inferior. Estos trabajos además de tener valor sistemático se realizaron con un enfoque estratigráfico, las faunas se describieron con referencia a su edad geológica y asociación, dando paso a la paleontología estratigráfica (Barker, 1936). Nuttall (1933) realiza una columna estratigráfica de la Cuenca Tampico Misantla, para el Congreso Mundial del Petróleo, desde el Mioceno Inferior, con la Formación Tuxpan, hasta el Paleoceno con las formaciones Chicontepec y Velasco.

Salas (1949) publica la geología y desarrollo del campo petrolero de Poza Rica y considera la zona como una de las más importantes en la producción de petróleo, además realiza una integración y análisis de los pozos estudiados en esa región desde 1930 hasta 1948, describiendo también las formaciones que conforman el lugar, correspondientes al Oligoceno Medio y hasta el Jurásico Inferior.

Posteriormente en 1956 se llevó a cabo en México el XX Congreso Geológico Internacional, durante el cual se realizó la excursión denominada C – 16, en la que se recolectaron muestras de algunas localidades tipo o de localidades representativas de las formaciones cenozoicas de la Cuenca Tampico Misantla, tomando como base muchos de los trabajos de los autores ya citados, más otros como los de Adkins (1925), Grimsdale (1933), López-Ramos (1948) y Muir (1936).

Más tarde Barker y Blow (1976), realizan una interpretación bioestratigráfica de las formaciones terciarias de esta cuenca, del Eoceno medio al Mioceno temprano, que se basa en la recopilación de los trabajos realizados por otros autores y en las muestras recolectadas durante la excursión C -16 del XX Congreso Geológico Internacional, así como aquellas recolectadas durante 1933 – 1938 por Barker, quien tenía amplia experiencia en la zona.

A todos estos trabajos deben sumarse todos los pozos exploratorios y productores estudiados por personal de Petróleos Mexicanos, así como del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), algunos de los estudiados en años recientes son: el Cangrejo – 1, Cañonero – 1, Lankahuasa Nte. – 1, Tritón – 1, que se encuentran dentro de esta cuenca, todos ellos cercanos a Poza Rica y estudiados por personal del IMP. El estudio del Pozo Cupelado – 10, cercano al área de los pozos mencionados, permite complementar la información bioestratigráfica y geológica que se obtuvo en trabajos previos.

1.2 Marco geológico

La cuenca Terciaria Tampico-Misantla tiene forma de un arco semielíptico abierto hacia el Golfo de México, con una superficie de 25 000 km², se encuentra ubicada en la parte oriental de la República Mexicana, constituyendo la llanura costera del Golfo de México, al Norte está limitada por el río Guayalejo y la población de Xicoténcatl en Tamaulipas, colinda también con el extremo sur de la Sierra de Tamaulipas; al Sur limita con las poblaciones de Nautla y Misantla en el estado de Veracruz y el Macizo de Teziutlán; al Este con el Golfo de México y al Oeste con la Sierra Madre Occidental. (López- Ramos, 1980).

El origen de esta cuenca se presenta cuando las transgresiones marinas que habían comenzado en el Calloviano-Oxfordiano continúan; pero ahora en condiciones favorables para el desarrollo de arrecifes sobre las márgenes de las plataformas, lo que da lugar a la formación del Atolón de la Faja de Oro y a otro complejo arrecifal que bordea a la plataforma de Valles (Marnissolle-Daguerre *et al.*, 1984). Además en el margen del paleogolfo de México, se formaron una serie de plataformas calcáreas, que se prolongan hacia el norte hasta unirse con los complejos arrecifales de Texas (Pedrazzini, 1978). Posteriormente, la cuenca se forma por el hundimiento del área ocupada por el Archipiélago Tamaulipas, a causa de los plegamientos y fallas que sufrió la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario. La cuenca se desarrolla sobre un basamento de rocas ígneas principalmente de carácter intrusivo y composición granítica, que al parecer forma parte de un complejo batolítico del Pérmico con intrusiones Jurásicas (Cerrillo, 1987), sobre el cual se encuentran formaciones del Jurásico Inferior, al Mioceno Inferior y Medio. El Cenozoico está representado casi totalmente por rocas marinas. Durante el Paleoceno, por el levantamiento de la Sierra Madre Oriental, se forma una depresión en la

parte occidental, llamada anfosa de Chicontepec, donde se depositaron grandes cantidades de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, que ahora se observan en las Formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio (Marnissolle-Daguerre *et al.*, 1984; Bello, 1978).

Casi al mismo tiempo, en la parte noreste se desarrolló la subcuenca de Magiscatzin, en la que se depositaron sedimentos arcillo-arenosos y arcillosos de la Formación Velasco del Paleoceno. Posteriormente, en la Formación Chicontepec Superior, durante el Eoceno, se mantuvo el mismo tipo de condiciones de depósito, originando facies arenosas de tipo flish, es decir, alternancias de calcarenita, o conglomerados, con esquistos y mudstone. El Eoceno tardío de la cuenca presenta dos facies, una arcillosa de aguas profundas que constituye a la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltaico, conocida como Formación Tantoyuca (Marnissolle-Daguerre *et al.*, 1984).

Durante el Oligoceno y el Mioceno ocurrieron una serie de regresiones y transgresiones, dando lugar al depósito de sedimentos arenosos y algunos conglomeráticos como los que constituyen a las Formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior, Coatzintla, Tuxpan y la parte superior de la Formación Mesón. Al finalizar este sistema, se presentó una regresión que tiene como límite la línea de costa actual (Marnissolle-Daguerre, *et al.*, 1984; Bello, 1978) (figura 1.1).

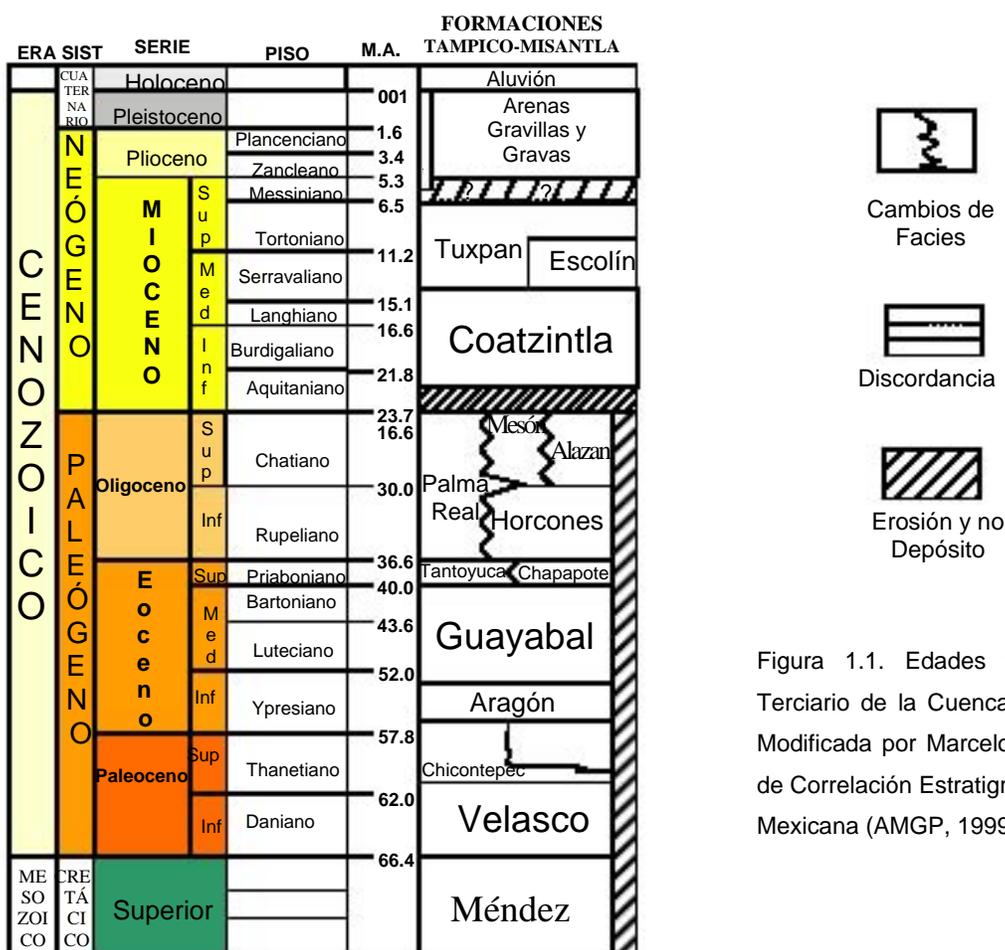


Figura 1.1. Edades y Formaciones del Terciario de la Cuenca Tampico Misantla. Modificada por Marcelo Aguilar de la Tabla de Correlaci6n Estratigráfica de la Rep6blica Mexicana (AMGP, 1999).

2. MARCO TEÓRICO

Para llevar a cabo el análisis micropaleontológico y determinar los géneros y especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos es necesario conocer bajo qué bases se realiza la clasificación y taxonomía de este grupo de organismos, así como la importancia que han tenido desde su descubrimiento.

2.1. Concepto de Micropaleontología

Los naturalistas europeos realizaron importantes observaciones y descripciones de un gran número de microfósiles, fue el francés Alcide d'Orbigny (1802 – 1857), uno de los más destacados y actualmente se le considera el principal fundador de la Micropaleontología (Molina, 2002).

Sin embargo el término Micropaleontología lo utilizó por primera vez Arthur H. Foord, en su publicación de 1883, donde describe estudios realizados en rocas de Canadá del Cámbrico – Silúrico (Lipps, 1981). Antes de esto, Ehrenberg en (1854), utilizó el término “mikrogeologie” para referirse a pequeñas partículas orgánicas que se encontraban en algunas rocas, el término se utilizaba en el mismo sentido en que actualmente se utiliza micropaleontología.

La Micropaleontología es una rama de la Paleontología que se encarga del estudio de fósiles microscópicos, ya sean animales, vegetales, protistas, o restos microscópicos de organismos que se conservan dentro de las rocas sedimentarias (Ayala, 1956). Una de las características de los fósiles estudiados por la micropaleontología es que su rango de tamaño va de 1µm a 5 cm, es por ello que para su estudio se requiere del uso del microscopio estereoscópico, petrográfico e incluso el microscopio electrónico de barrido. Algunos de los grupos estudiados por la micropaleontología con aplicación estratigráfica son: radiolarios, conodontos, nanoplancton calcáreo, tintínidos, ostrácodos y foraminíferos, La preservación que presentan es muy peculiar, pues los restos del organismo en el cuerpo de roca se mineralizan, principalmente sus exoesqueletos, que en la mayoría de los casos son de carbonato de calcio (CaCO₃); lo cual permite desprenderlos de la roca utilizando técnicas de lavado muy sencillas (Lipps, 1981). La principal importancia de los grupos estudiados por la micropaleontología es que son de gran utilidad para resolver problemas geológicos (Lipps, 1993).

Los foraminíferos por ser muy pequeños y abundantes, pueden ser sometidos a pruebas estadísticas, además, muchas de sus especies son fósiles índice, esto quiere decir que presentan algún cambio de manera rápida y, como consecuencia, los fósiles presentan un alcance estratigráfico corto con una amplia distribución geográfica, lo cual permite realizar correlaciones inclusive de carácter intercontinental. Gracias a esto se han realizado finas zonaciones bioestratigráficas basadas en foraminíferos planctónicos (Salmerón, 1965).

2.2 Generalidades de foraminíferos

Los foraminíferos son protozoarios unicelulares, formados por un tejido suave llamado protoplasma, que contiene uno o varios núcleos. El protoplasma puede diferenciarse en endoplasma y ectoplasma; el primero,

también llamado protoplasma interno, se encuentra dentro de la concha, mientras que el ectoplasma o protoplasma externo sale de la concha para interactuar con el ambiente (Brasier, 1980; Boltovskoy, 1965). La presencia del protoplasma relaciona a estos organismos con las Amebas y Tecamebas, pero los foraminíferos presentan ciertas características distintivas como: la presencia del granuloreticulopodia en los pseudópodos (Sen Gupta, 1999); la concha (orgánica, mineralizada o aglutinada) que envuelve al organismo y lo separa del ambiente; un ciclo de vida con alternancia de generaciones que en ciertos grupos se modifica, y el ambiente en que habitan, pues los foraminíferos se encuentran principalmente en ambientes marinos en vez de dulceacuícolas (Wynn, 1996).

2.2.1 Ciclo de vida

Los foraminíferos pueden reproducirse de manera anual, mensual o cada dos semanas (Molina, 2002); los ciclos que pueden completarse en un año en latitudes tropicales y pueden tardar dos o más años en zonas de latitudes bajas. La característica principal de su ciclo de vida es que presentan una alternancia de generaciones: una sexual o gamonte y una asexual o esquizonte (ver figura 2.1). De manera general ocurre lo siguiente, el protoplasma comienza a contraerse dentro de la concha y se divide en numerosas células hijas uni o multinucleadas, pero con la mitad del número cromosómico de la célula madre, debido a que la célula se divide meióticamente y por lo tanto se reduce el número cromosómico, dando lugar a células haploides. Después de la formación de la concha, se libera una nueva generación de foraminíferos gamontes, megalosféricos (forma A), caracterizados por ser uninucleados y presentar una concha pequeña con un prolóculo o cámara inicial grande. Las formas gamontes ya maduras también contraen el protoplasma, se dividen en células hijas, que poseen el mismo número cromosómico que la célula madre, es decir, también son haploides y generalmente presentan un flagelo; cuando se liberan de la célula madre, dos gametos pueden fusionarse para dar origen a la forma esquizonte o microsférica, (forma B), que se caracteriza por presentar un número cromosómico diploide y una concha relativamente grande con un prolóculo pequeño (Brasier, 1980).

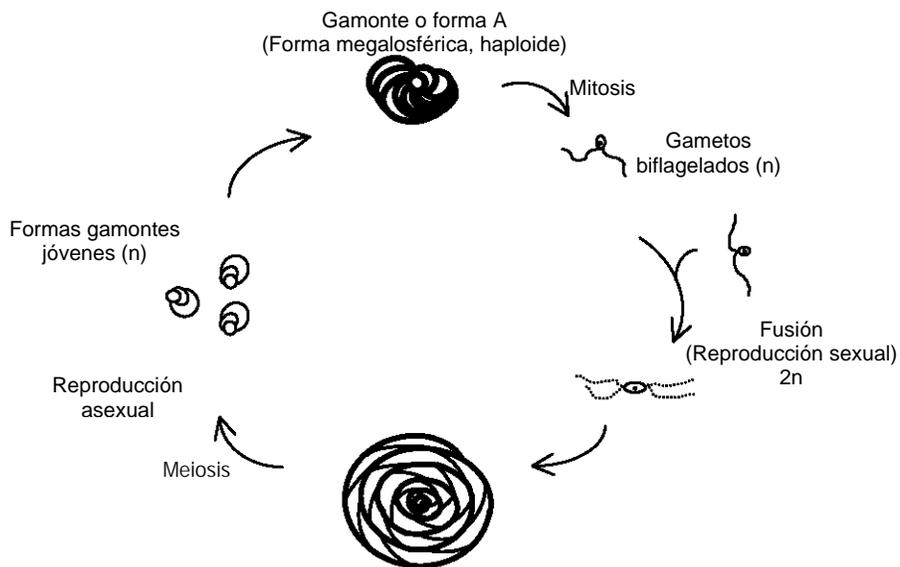


Figura 2.1. Ciclo de vida de foraminíferos con alternancia de generaciones. Modificado de Brasier (1980).

2.2.2 Tipos de pared

Los foraminíferos secretan o agregan diversos materiales para formar las paredes de su concha, dando lugar a distintas texturas y tipos de pared que permiten hacer la clasificación de los 5 subórdenes (figura 2.2).

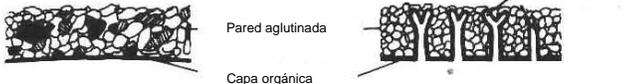
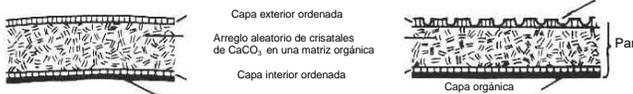
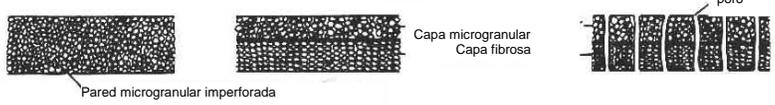
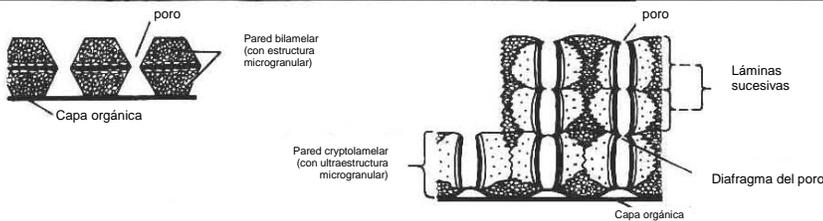
Suborden	Estructura de la pared
Allogromiina	 <p>Granos poco adheridos</p> <p>Pared flexible, delgada y tectinosa</p>
Textulariina	 <p>Pared aglutinada</p> <p>Pared laberintica</p> <p>Capa orgánica</p>
Miliolina	 <p>Capa exterior ordenada</p> <p>Arreglo aleatorio de cristales de CaCO₃ en una matriz orgánica</p> <p>Capa interior ordenada</p> <p>Capa orgánica</p> <p>Pared aporcelanada</p>
Fusulinina	 <p>Pared microgranular imperforada</p> <p>Capa microgranular</p> <p>Capa fibrosa</p> <p>poro</p>
Rotaliina	 <p>poro</p> <p>Capa orgánica</p> <p>Pared bilamelar (con estructura microgranular)</p> <p>Pared cryptolamelar (con ultraestructura microgranular)</p> <p>poro</p> <p>Láminas sucesivas</p> <p>Diaphragma del poro</p> <p>Capa orgánica</p>

Figura 2.2. Tipos de pared, tomado de Brasier (1980).

Pared con estructura orgánica.- Es la más sencilla, característica del suborden Alogromiina; este tipo de pared es suave, no rígido; se forma generalmente por proteínas como la pseudoquitina, que normalmente se le conoce como tectina. (Brasier, 1980).

Pared aglutinada.- Se forma por material tomado del medio, es decir, toman la materia mineral y orgánica del suelo oceánico y la unen con un cemento orgánico, calcáreo o de óxido férrico. Los granos se seleccionan por tamaño, textura o composición. Algunos foraminíferos utilizan granos de cuarzo y otros utilizan restos de otros organismos como moluscos, equinodermos, cocolitos, espículas de esponja, diatomeas, pequeños foraminíferos, así como minerales pesados, micropartículas clásticas y bioclásticas, etc., (Molina, 2002). Este tipo de concha la presentan los foraminíferos del orden Textulariida.

Pared calcárea.- Este tipo de conchas se forma de microcristales de calcita que secreta el organismo y podemos encontrar tres tipos que son: pared calcárea aporcelanada, pared calcárea de estructura microgranular y pseudofibrosa y pared calcárea hialina (Molina, 2002).

Pared calcárea aporcelanada- Este tipo de concha no presenta perforaciones y la forman partículas del tamaño de la micrita, con dimensiones de 0.1 - 2 mm que tienen un arreglo aleatorio, aunque la superficie externa tiene un arreglo con orientación longitudinal (Salmerón, 2002). Cuando se ven en luz reflejada se ven muy blancas y en luz transmitida se ven de color ámbar (figura 2.3); los foraminíferos que presentan este tipo de concha pertenecen al orden Miliolida (Brasier, 1980).

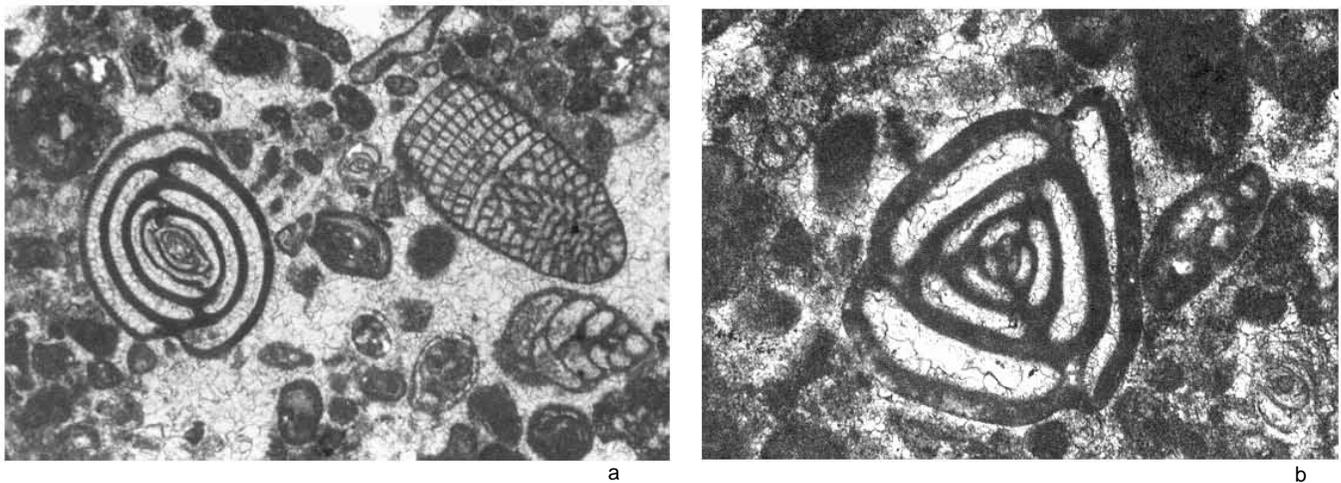


Figura 2.3. Pared aporcelanada característica del orden Miliolida a) Corte ecuatorial de *Triloculina* sp.; b) Corte transversal de *Pyrgo* sp.

Pared calcárea de estructura microgranular y pseudofibrosa.- Se forma por yuxtaposición de granos subsféricos muy pequeños con tamaños inferiores a 5 micras (Salmerón, 2002). Si los granos tienen un arreglo aleatorio pueden confundirse con las paredes aglutinadas y se denominan microgranulares; cuando los granos presentan un ordenamiento en filas radiadas, se dice que presentan una textura fibrosa (Molina, 2002). Una pared en lámina delgada, cuando se ve con luz transmitida, se aprecia de color oscuro, en cambio se observa un color gris o café opaco cuando se ve con luz reflejada. Este tipo de concha (figura 2.4) se presenta en los foraminíferos del orden Fusulinida, característicos del Paleozoico (Brasier, 1980).



Figura 2.4. Pared calcárea microgranular y pseudofibrosa como la presenta el orden Fusulinida.

Pared calcárea hialina.- La concha se observa transparente y vítrea cuando la pared es fina, si el espesor de la concha es mayor, se observa blanca translúcida, algunos ejemplos se pueden ver en la figura 2.5.

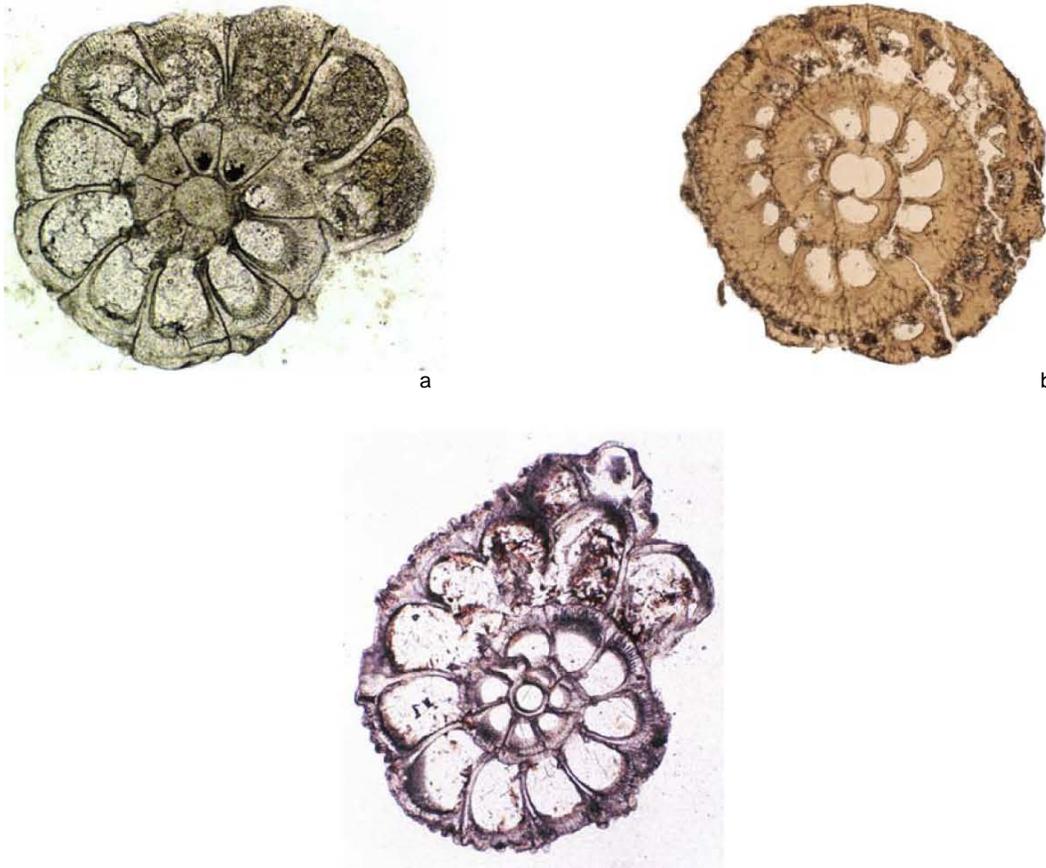


Figura 2.5. Cortes ecuatoriales, donde se observa la pared característica de los foraminíferos hialinos, algunos géneros que presentan este tipo de pared son: a) *Pararotalia*, b) *Ranikothalia* y c) *Miogipsinoides*.

Dentro de esta clasificación se distinguen dos tipos de microestructura:

Pared hialina granulosa.- Se forma por yuxtaposición de granos cristalinos muy pequeños, que miden entre 5 y 10 μm , su orientación óptica provoca que con luz polarizada se observen cristales muy pequeños de colores (Molina, 2002) (figura 2.6).

Pared hialina fibrosoradiada.- Son paredes formadas por gran cantidad de cristales finos orientados perpendicular u oblicuamente a la superficie de la concha, de tal manera que se genera un efecto de cristal uniáxico; con nícoles cruzados se ve la cruz negra y círculos coloreados isocromáticos (Molina, 2002) (figura 2.6).

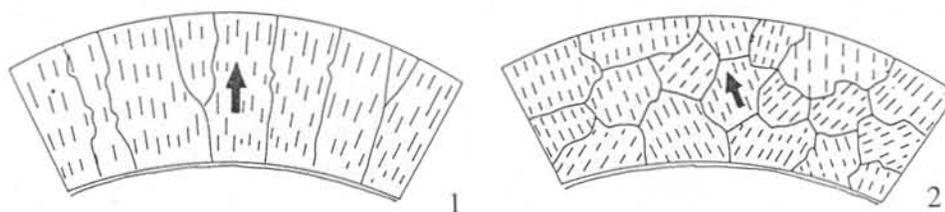


Figura 2.6. Estructura de la pared calcárea hialina. 1) fibrosoradiada y 2) granulosa. Tomado de Molina (2002).

Pared aragonítica.- Algunos foraminíferos tienen sus paredes compuestas de aragonita pura, aunque también se ha observado que el cemento de algunas paredes aglutinadas es de aragonita en parte o en toda la concha. Este tipo de conchas son muy inestables, por lo que se disuelven o transforman en calcita (Molina, 2002).

Pared silíceo.- Este tipo de pared está constituido por sílice en sus diferentes formas, pero no se sabe si el organismo secreta el sílice o si únicamente ocurre un desplazamiento del constituyente original (Molina, 2002).

Según Brasier (1980) por el tipo de crecimiento de las conchas, se pueden distinguir los siguientes tipos de pared:

Pared no laminar.- Este tipo de concha se forma cuando no hay solapamiento de las cámaras conforme se van agregando (Brasier, 1980) (figura 2.7).

Pared laminar.- Se forma cuando hay solapamiento de las cámaras al agregarse; en un corte de lámina delgada puede verse el traslape de las paredes. En ocasiones una lámina puede estar compuesta de dos lamelas distintas, una externa y otra interna, formando una pared bilamelar; cuando una lámina está formada por una sola lamela recibe el nombre de monolaminar o monolamelar. Algunas conchas

monolaminares adquieren secundariamente una lamela externa en el septo, dando lugar a conchas monolaminares con septos secundariamente bilamelares (Brasier, 1980; Molina, 2002) (figura 2.7).

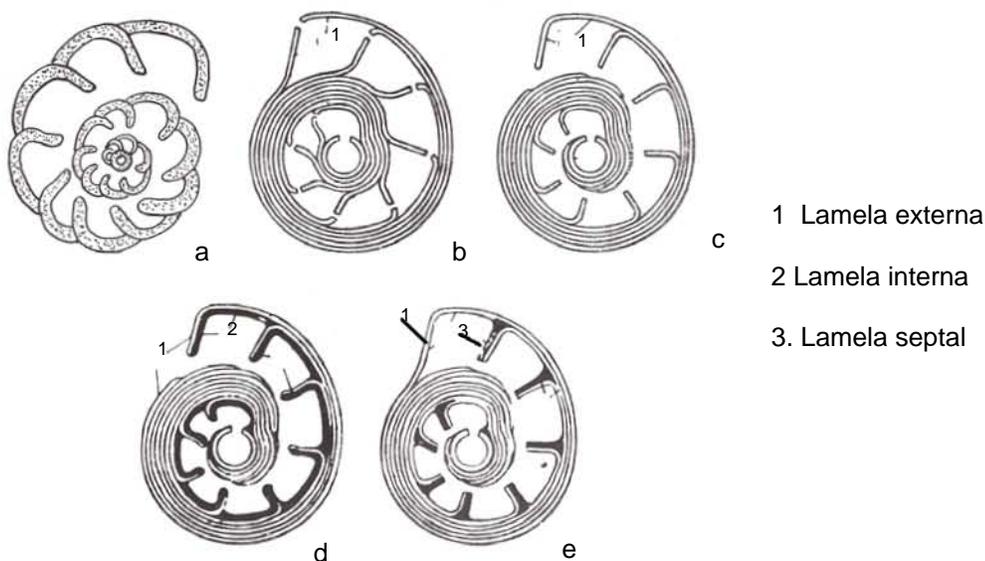


Figura 2. 7. En la figura se ilustran: a) una pared no lamelar; b y c) paredes monolamelares; d) pared bilamelar; e) pared monolamelar con un septo secundariamente bilamelar (Tomado de Neumann, 1967).

2.2.3 Forma y arreglo de las cámaras

La forma, arreglo y orientación de las últimas cámaras determinan la forma de la concha (Boersma, 1998). En su mayoría los foraminíferos poseen conchas constituidas por dos o más cámaras, es decir, son multiloculares, con diversos arreglos debido a las diferencias en el grado de traslación, éstos pueden ser: uniseriales, biseriales, multiseriales, irregulares, trocospirales, helicoidales, anulares y planispirales (figura 2.8), (Boersma, 1998; Ayala, 1956).

Uniserial.- Las cámaras están arregladas en una sola fila, que puede ser rectilínea, oblicua o en forma de V invertida, un ejemplo de este tipo de arreglo es el género *Nodosaria* (Boersma; 1998; Ayala, 1956) (figura 2.8b').

Biserial.- Las cámaras se arreglan en dos hileras en ocasiones alternantes, como en el género *Brizalina* (figura 2.8b'').

Triserial.- En este arreglo las cámaras se arreglan en tres hileras, por ejemplo el género *Uvigerina* (figura 2.8b''').

Trocospiral.- Las cámaras tienen un arreglo helicoidal, no se enrollan en un solo plano, las cámaras de la última vuelta cubren a las anteriores hacia un lado, es por ello que en uno de los lados de este tipo de concha

se pueden observar todas las espiras (lado dorsal evolutivo), mientras que en el otro lado sólo se observa la última vuelta (lado ventral involuto) (figura 2.8c). Un ejemplo de este tipo de enrollamiento es el del género *Globigerina*.

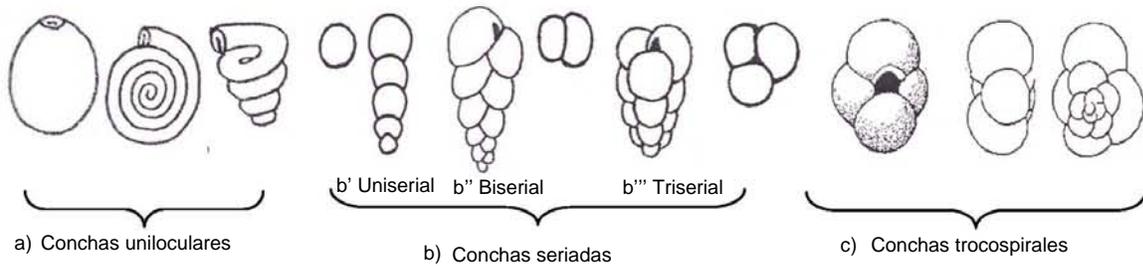


Figura 2.8. En esta figura se ilustran: a) las formas uniloculares, formadas de una sola cámara; b) los arreglos uniseriales, biseriales y triseriales; c) el arreglo trocospiral, formado por más de tres cámaras por vuelta.

Planispiral.- Las cámaras adquieren un arreglo en espiral sobre un eje de enrollamiento y la espira se observa en un solo plano; los dos lados de la concha son iguales, ambos evolutos o involutos (ver figura 2.9), como ocurre con el género *Pseudohastigerina*.

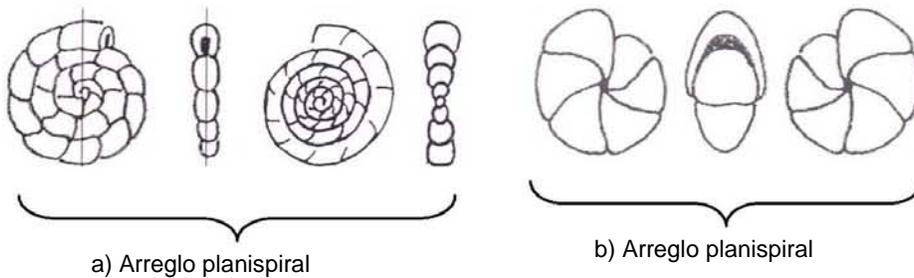


Figura 2.9. Arreglo planispiral se observa la simetría bilateral en vistas laterales, en a), ambos lados son espirales; en b) se muestran ambos lados involutos, (modificado de Molina, 2002).

Estreptospiral.- El arreglo de las cámaras es característico de la familia Miliolidae, en cada vuelta hay un giro del plano de enrollamiento; las cámaras se arreglan de forma espiral, pero su posición depende de un número fijo de ejes (Molina, 2002). Cuando las cámaras se adhieren en el mismo plano forman un ángulo de 180°, si las cámaras se organizan en forma evoluta, se denomina arreglo espirolocular, y bilocular cuando la concha es involuta; las cámaras también pueden arreglarse en ángulos de 120°, lo cual permite observar tres de ellas. El arreglo más común es el del género *Quinqueloculina* en el que se observan cinco cámaras con un ángulo entre ellas de 144° (Brasier, 1980) (figura 2.10).

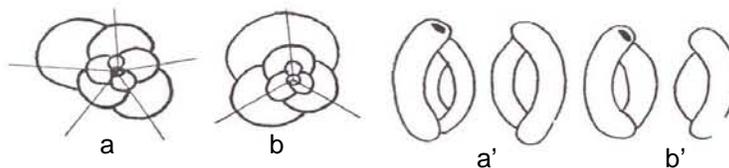


Figura 2.10. Enrollamiento estreptospiral, en la letra a, se observa el arreglo de las cámaras cada 144° en vista ecuatorial, a' muestra la vista lateral; b muestra la vista ecuatorial de un arreglo con un ángulo entre cámaras de 120° b' muestra la vista lateral, (modificado de Molina, 2002).

Anulares.- Algunos foraminíferos presentan en las últimas cámaras un arreglo en forma de anillos concéntricos (figura 2.11).

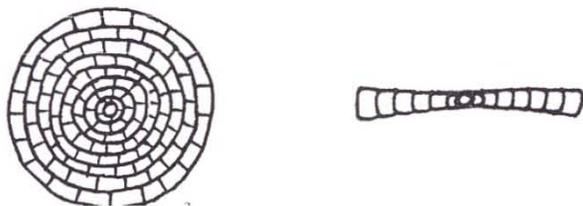


Figura 2.11. En esta figura se ilustra un arreglo anular. Tomado de Molina (2002).

Ombliigo.- Es el espacio axial entre el margen de la pared interna de las cámaras de la misma vuelta, ubicado en el lado ventral de la concha pero no siempre está presente (Boersma, 1998).

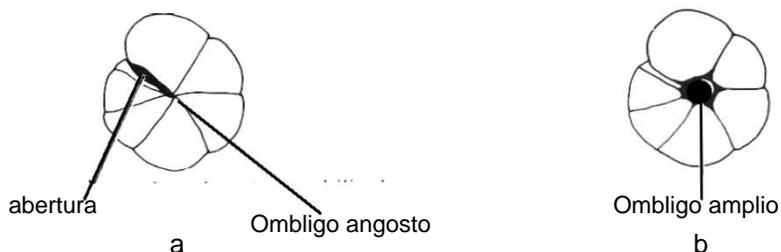


Figura 2.12. Se muestra el área que corresponde al ombliigo, que puede variar en sus dimensiones, en a) se observa angosto y en b) amplio. Modificado de Molina (2002).

2.2.4 Aberturas

La abertura principal se encuentra en la pared de la última cámara y tiene la función de conectar los pseudópodos externos con el endoplasma interno, se pueden presentar en varias formas, por ejemplo: redondeadas, radiadas, dendrítica, cribada, cruciforme, en forma de ranura, de arco, etc., (figura 2.13). En ocasiones las aberturas pueden presentar algún tipo de ornamentación que las modifica, como labios aperturales, dientes y algunas placas que, al cubrir la abertura, la separan del contacto directo con el ambiente externo como las bullas, cámaras abortivas, etc. (Brasier, 1980; Boersma, 1998) (figura 2.14).

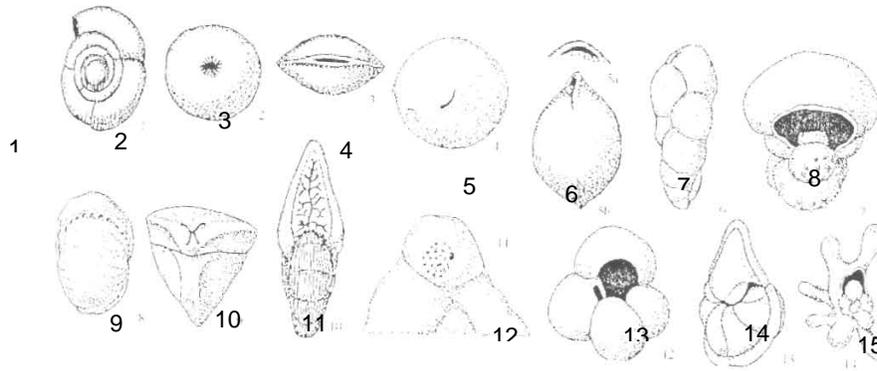


Figura 2.13. Principales formas de aberturas: 1: arqueada; 2: radiada; 3: forma de ojal; 4 en media luna; 5: encapuchada; 6: en forma de lazo; 7: ecuatorial, arqueada; 8: ecuatorial múltiple; 9: cruciforme; 10: dendrítica; 11: areal; 12: umbilical arqueada; 13: umbilical-extraumbilical; 14: espiroumbilical. Tomado de Molina (2002).

Los foraminíferos pueden presentar una o múltiples aberturas, también llamadas aberturas secundarias, de acuerdo a su posición pueden ser basales, terminales, areales, extraumbilicales, umbilicales, suturales, además también llegan a presentar aberturas relictas, es decir, aquella que fue la última abertura de una cámara y que permanece visible, hasta que se agrega otra cámara (Boersma, 1998) (figura 2.14).

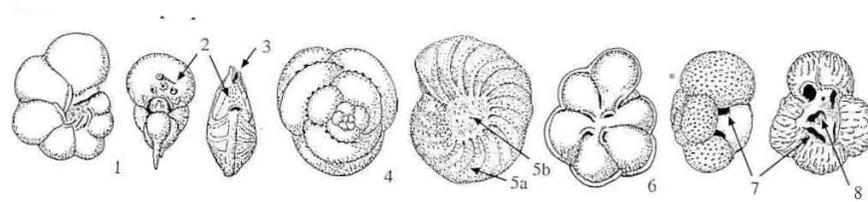


Figura 2.14. Aberturas suplementarias, 1: relictas; 2: areal múltiple; 3: areal periférica; 4: sutural múltiple; 5: aberturas de canal suturales: 6: sutural; 7: infralaminar; 8: intralaminar. Tomado de Molina (2002).

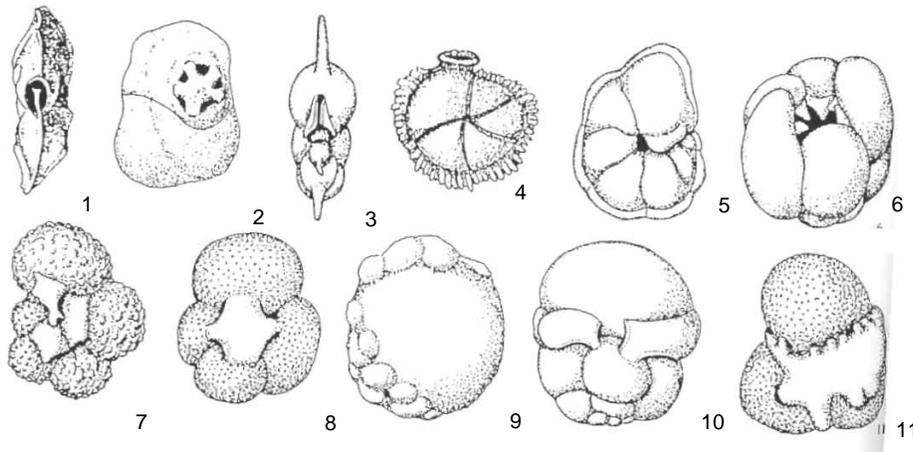


Figura 2.15. Principales modificaciones aperturales; 1: diente bífido; 2: diente modificado; 3: rebordes laterales; 4: labio; 5: labio amplio; 6: dientes umbilicales; 7: tejilla; 8: bulla; 9: bullas areales; 10: bullas suturales; 11: bulla umbilical sutural. Tomado de Molina (2002).

2.2.5 Ornamentación

La ornamentación de la concha es el resultado de los cambios en su textura debido a la densidad de los poros, a qué tan infladas están las cámaras, a la presencia de proyecciones, a los ángulos pronunciados en la periferia de las cámaras formando quillas, etc., además en las paredes de la concha se pueden presentar costillas, ondulaciones, rugosidades, espinas o una estructura reticulada. La región de la concha donde una cámara se une con otra se conoce como sutura y representa la línea de unión proyectada a la superficie de la concha, las suturas pueden ser líneas fusionadas con la superficie de la concha (suturas limbadas), pueden estar un poco deprimidas o hundidas o pueden estar reforzadas con calcita, estando por encima del nivel de la superficie. (figura 2.16).

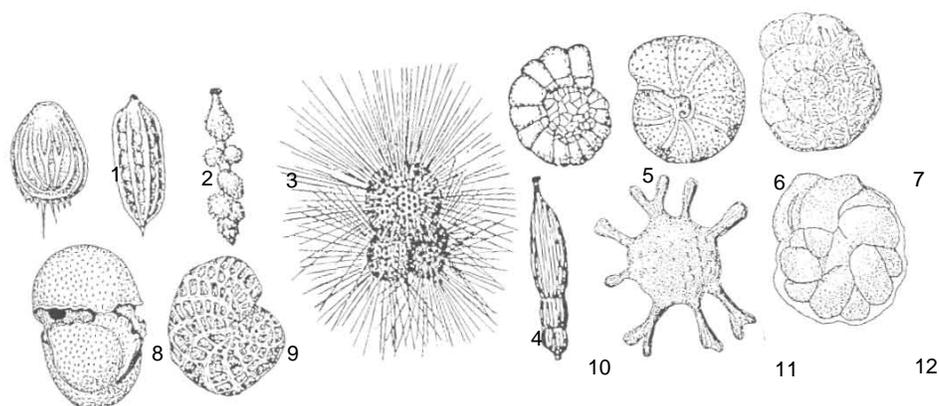


Figura 2.16. Tipos de Ornamentación en las conchas de foraminíferos; 1: espinas aciculares; 2: costillas; 3: superficie hispida; 4: espinas; 5: suturas hundidas; 6: suturas limbadas; 7: superficie rugosa; 8: rebordes; 9: suturas por encima del nivel de la concha; 10: estrías; 11: espinas gruesas y superficie nodosa; 12: quilla periférica. Tomado de Molina (2002).

2.2.6 Clasificación

d'Orbigny (1826) clasificó a los foraminíferos dentro de los cefalópodos, (distinguiéndolos por la presencia de foramen en la concha), que constaba de una clase con cinco órdenes. La identificación y clasificación de los géneros y especies se realizaba basándose principalmente en aspectos morfológicos de las conchas y la forma de las cámaras. Posteriormente en 1835 d'Orbigny reconoce las observaciones de Felix Dujardin, concernientes a la unicelularidad del cuerpo de los foraminíferos y los separa de los cefalópodos. En 1852 cuando los foraminíferos ya se consideraban una clase del Phylum Sarcodina, además de los cinco órdenes considerados en la clasificación de 1823, se agregaron los órdenes Monostegues, para los foraminíferos con una sola cámara y Cyclostegues para los que presentaban un arreglo anular en las cámaras. Los géneros reconocidos por d'Orbigny llegaban a 72 (Sen-Gupta, 1999).

Brady (1884) realizó una monografía de foraminíferos, recolectados durante la expedición The Challenger durante 1873-1876. En la monografía considera a los foraminíferos como orden e incluye 10 familias y 29 subfamilias, sin embargo, no considera importante la distribución estratigráfica. Veinte años más tarde, Lister (1903), eleva las 10 familias a superfamilias y el orden Foraminifera a clase.

En 1925 Cushman, un importante taxónomo de la primera mitad del siglo XX, realiza una clasificación influenciada por la de Brady; pues también considera 10 familias con algunos cambios en los nombres de las subfamilias; Cushman da mayor importancia al arreglo de las cámaras que a la estructura de la pared. De 1927 a 1928 aumenta el número de familias a 45 sin proponer superfamilias u órdenes. En la última versión Cushman (1948) reconoció 50 familias sin incluir superfamilias. Además en su trabajo explica la historia geológica de los géneros, considerando caracteres filogenéticos de gran cantidad de fósiles de todos los continentes y en especímenes microféricos realiza estudios de ontogenia.

Una de las clasificaciones más utilizadas fue la de Loeblich y Tappan (1964) quienes reconocieron 5 subórdenes dentro de Foraminiferida; 17 superfamilias, 94 familias y 1200 géneros actuales y extintos (sin considerar sinonimias). A diferencia de Cushman (1945) y Galloway (1933), Loeblich y Tappan (1964) consideran que es más importante la composición y textura de la pared para separar los 5 subórdenes, ya que, argumentan, un arreglo similar de las cámaras puede deberse a evolución paralela, es decir, no siempre indican relaciones filogenéticas. Neumann (1967) resume las características que se toman en cuenta para determinar niveles taxonómicos a partir de orden, basándose en Loeblich y Tappan (1964) (fig. 2.17).

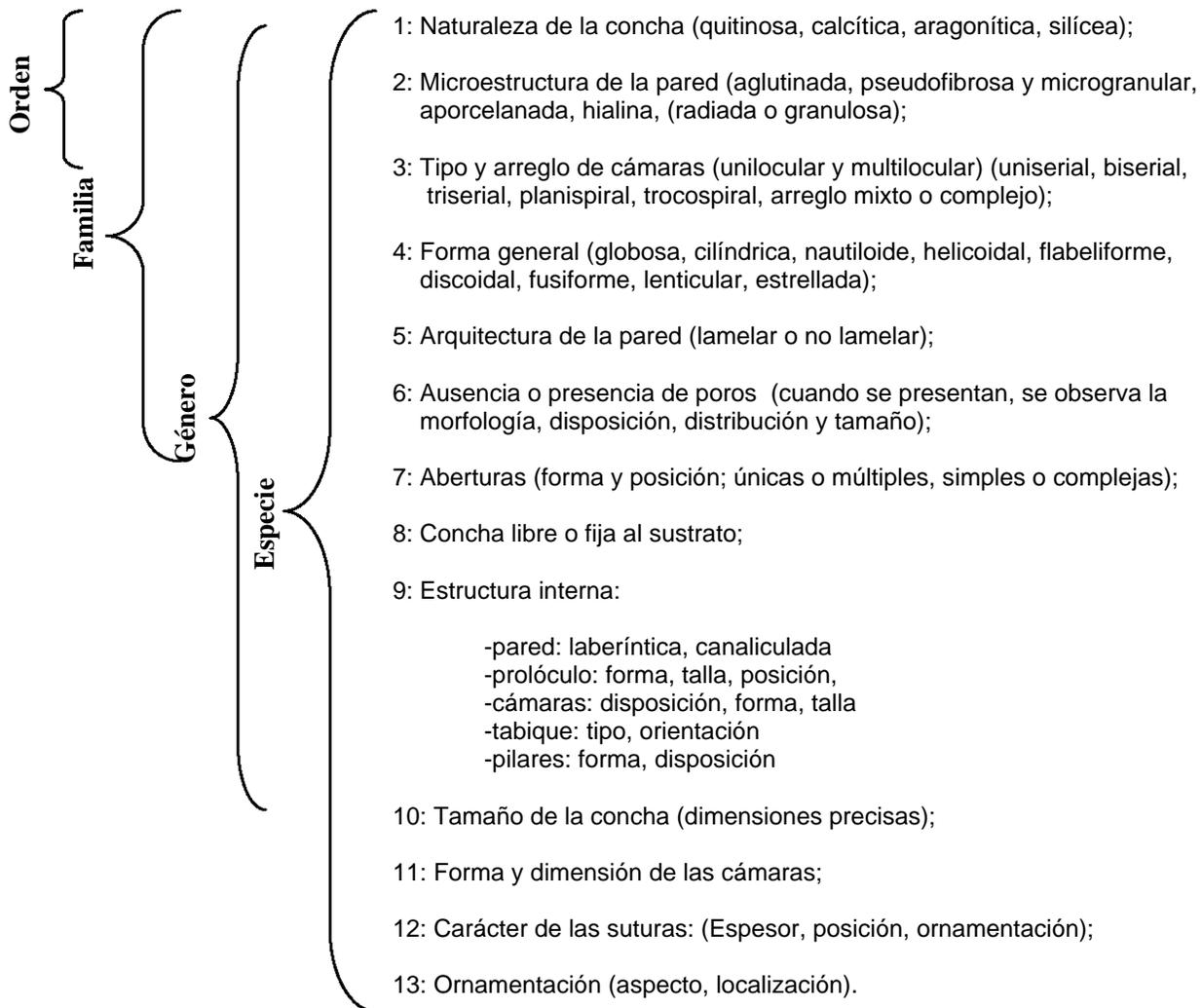


Figura 2.17 Características consideradas por Neumann (1967) para la clasificación de los foraminíferos.

En 1988 Loeblich y Tappan realizan modificaciones y publican nuevamente “*Foraminiferal genera and their classification*”, donde consideran las siguientes características para la clasificación de los foraminíferos:

- Para el nivel de suborden tomaron en cuenta: la composición de la concha, mineralogía, ultraestructura, forma general de la concha.
- Para determinar superfamilias se basaron en: el carácter unilocular, bilocular o multilocular de la concha, presencia o ausencia de perforaciones de la pared, alveolos o sistemas de canal y las principales características aperturales.
- En el nivel taxonómico de familia se considera: la naturaleza libre o fija del foraminífero, el modo en que se agregan las cámaras, la forma simple o dividida del interior de las cámaras y las modificaciones aperturales.

En este trabajo se sigue la clasificación de Loeblich y Tappan (1988), quienes ubican a los foraminíferos dentro del reino Protista, en el phylum Sarcodina y orden Foraminiferida, estos autores realizaron revisiones y modificaciones a su versión de 1964, siendo la última la de 1992. Sin embargo han surgido modificaciones de otros autores como la de Sen-Gupta (1999) (tabla 2.1), que es una adaptación a la clasificación de Loeblich y Tappan (1992), con los criterios morfológicos de Loeblich y Tappan (1988). Sen-Gupta ubica a los Foraminíferos dentro del Phylum Granuloreticulosa y da a Foraminifera el nivel taxonómico de clase; en la tabla 2.2 se muestran las diferencias entre las clasificaciones de estos autores.

Tabla 2.1. Tipos de pared de los diferentes órdenes, tomado de Sen-Gupta (1999).

Tipo de pared	Orden
a) Pared orgánica	Allogomiida
b) Pared aglutinada con matriz proteínica o mineralizada	Astrophidida, Lituolida, Trochamminida
c) Pared aglutinada con cemento bajo en Mg	Textulariida
d) Pared macrogranular calcítica	Fusulinida (extinto)
e) Pared con calcita elongada baja en Mg	Miliolida
f) Pared con calcita elongada y bajo Mg, formando grandes espículas	Carterinida
g) Pared con uno o varios cristales de calcita, con bajo Mg	Spirillinida
h) Pared con numerosos cristales de calcita, bajo Mg; formando paredes bilamelares.	Buliminida, Rotalida y Globigerinida
i) Pared con numerosos cristales elongados con calcita, bajo Mg; formando una pared monolamelar.	Lagenida
j) Pared de aragonita	Involutinida, Robertinida y Globigerinida (algunos géneros extintos)
k) Pared de sílice	Silicoloculinida

Tabla 2.2 Comparación entre la clasificación de Loeblich y Tappan (1988) Loeblich y Tappan (1992) y Sen- Gupta (1999).

Loeblich y Tappan (1988)	Sen-Gupta (1999)
Reino: Protista	Reino: Protista
Phylum Sarcodina: Por presentar pseudópodos al igual que el grupo de las amebas.	Phylum: Granuloreticulosa incluye protoctistas heterotróficos que se caracterizan por presentar reticulopodos granulares y ciclos de vida complejos.
Clase: Rhizopoda: Por la presencia de pseudópodos flexibles (rizópodos)	Clase: Foraminifera: Por la presencia de foramen en la concha
Orden: Foraminiferida. Por la presencia de foramen en la concha.	Orden: Allogromiina, Astorhizida, Lituolida, Trochamminida, Textulariida, Fusulinida, Miliolida, Carterinida, Spirillinida, Lagenida, Buliminida, Rotaliida, Globigerinida, Involutinida, Robertinida, Silicoloculinida.
Loeblich y Tappan (1992)	
Reino: Protista	
Phylum: Protozoa: Por ser organismos unicelulares.	
Clase: Foraminifera Por la presencia de pseudópodos de granoreticulosa, la alternancia de una fase asexual, que produce células haploides y la fase sexual que produce generaciones diploides multinucleadas.	
Orden: Allogromiida, Astorhizida, Lituolida, Trochamminida, Textulariida, Fusulinida, Spirillinina, Carterinida, Miliolida, Lagenida, Robertinida, Globigerinida, Buliminida, Rotaliida.	

Los foraminíferos pertenecen al Reino Protista, aunque la palabra protista se ha utilizado para referirse a una gran variedad de organismos eucariontes que no son plantas, animales u hongos, su característica principal es ser organismos unicelulares, con diversos niveles de organización, entre las que puede incluirse la multicelularidad; en la mayoría de los casos tienen mayor afinidad con organismos de otros reinos que con otros protistas.

La característica principal del Phylum Sarcodina es que en las formas adultas los organismos presentan pseudópodos con función locomotora, de sentido del tacto y para la captura de alimento. Los pseudópodos se clasifican en cuatro variedades: lobópodos, filópodos, axópodos y reticulópodos; estos últimos presentes en los foraminíferos, pertenecen a los llamados rizópodos o pseudópodos flexibles, característica que agrupa a los foraminíferos dentro de la Clase Rhizopoda. Los reticulópodos son filamentos de una estructura fibrosa y granulosa que al entrecruzarse forman una red compleja que, además de las funciones mencionadas, intervienen también en el intercambio de sustancias con el medio en que habita, como la captura de partículas para la alimentación, su digestión y excreción. La concha, que secreta el ectoplasma, se forma de una o varias

cámaras interconectadas por una abertura (foramen) o varias (foramina), estructura que les da el nombre; del latín *foramen* = agujero; *ferre*= que lleva (Boersma, 1998).

Para la clasificación a nivel específico Loeblich y Tappan (1988) consideran las siguientes características por orden de importancia:

- Estructura de la pared
- Forma y arreglo de las cámaras
- Abertura
- Ornamentación

2.3 Bioestratigrafía

La estratigrafía se encarga de ordenar los estratos de acuerdo a la sucesión original en el tiempo, para establecer una cronología que sirva como referencia en diversos procesos geológicos (Aubouin *et al.*, 1981). Para ello sigue principios básicos como el principio de horizontalidad, de la superposición, del actualismo, de la sucesión faunística y la simultaneidad de eventos (Vera-Torres, 1994). La estratigrafía estudia la forma y distribución de los estratos, su composición litológica, su contenido fósil, así como las propiedades geoquímicas y físicas de las rocas que los componen. La bioestratigrafía, como parte de la estratigrafía, se ocupa del estudio y ordenamiento de los estratos con base en los fósiles que contienen, en las evidencias de vida conservadas en ellos, con el fin de establecer unidades bioestratigráficas o biozonas (International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1976), es decir uno o varios estratos caracterizados por eventos biológicos, como pueden ser: primeras apariciones, extinciones, conjuntos de especies, o por el máximo desarrollo de uno o varios taxa. De acuerdo a estos criterios, *The International Subcommission on Stratigraphic Classification* (1976) distingue los siguientes tipos de biozonas:

- Cenozona: Este tipo de biozona se forma por una asociación de fósiles que caracterizan y distinguen a cierto estrato de los adyacentes.
- Acrozona: Cuerpo de roca o estrato donde se encuentra el alcance estratigráfico total de algún nivel taxonómico de cierto grupo fósil.
- Zona Concurrente: Con este tipo de zona se caracterizan estratos que presentan solapamiento de los alcances estratigráficos de dos o más taxa que se escogen, pues no es necesario que se defina considerando todos los rangos que se solapan.
- Zona Opel: También se caracteriza por una asociación de taxa de rangos cortos y largos, pero la base de la zona se marca con primeras apariciones y la cima por últimas apariciones.
- Zonas de linaje: Son cuerpos de roca o estratos que presentan parte del desarrollo evolutivo de cierto taxa, en la base y en la cima se distinguen cambios evolutivos en las características del fósil.
- Zona acme: Este tipo de zona distingue a los estratos o cuerpos de roca que contienen el registro del máximo desarrollo de cierto grupo fósil, esto significa que se observa la máxima abundancia o máxima frecuencia de algún taxa, pero no es un rango total.
- Zona de intervalo: Este tipo de zona se define por la primera aparición de un taxón y la última aparición de otro.

Para realizar trabajos bioestratigráficos es indispensable conocer y utilizar elementos paleontológicos y geológicos, es necesario conocer a detalle la taxonomía de los grupos de organismos actuales para establecer

analogías con los extintos, pero también es importante conocer las características sedimentológicas del lugar en que se encuentran los fósiles, para obtener no únicamente la edad de los estratos, sino información que nos permita interpretar los ambientes pasados y las condiciones de su formación.

2.4 Paleoecología

La ecología generalmente se define como la ciencia encargada del estudio de las relaciones de los organismos con su medio ambiente, es decir, de la relación que existe entre parámetros ambientales con la morfología, fisiología y conducta de los organismos; abundancia y distribución de las poblaciones; dinámica de la comunidad y el flujo de materia y energía de los ecosistemas; la paleoecología entonces estudia la relación entre los restos fósiles y el ambiente en que habitaron, es decir, trata de reconstruir la ecología del pasado (Molina, 2002).

Los foraminíferos son organismos que habitan en su mayoría en ambientes marinos, sin embargo algunas formas se adaptan a la vida en aguas salobres y muy pocos en agua dulce; de acuerdo a su hábitat se dividen en dos grandes grupos, los foraminíferos bentónicos y los planctónicos.

Los foraminíferos planctónicos son característicos de un medio oceánico porque se encuentran flotando en equilibrio dinámico sobre la columna de agua, es decir en el ambiente nerítico o pelágico; su desplazamiento depende de las corrientes marinas, no se encuentran bajo la influencia de factores ecológicos como la profundidad, naturaleza del fondo, presión hidrostática, etc. Por ello son menos utilizados en la reconstrucción de ambientes; sin embargo presentan una amplia distribución geográfica y un alcance estratigráfico corto, esto les da especial interés por considerarse fósiles índice, que permiten realizar correlaciones cronoestratigráficas, incluso, de carácter intercontinental (Salmerón, 1965).

Dentro de los foraminíferos bentónicos se agrupa a todos aquellos sésiles o móviles, que habitan en distintas profundidades del mar pero sobre el sustrato del fondo marino o algunos centímetros dentro de éste, (epifauna e infauna respectivamente), aunque la mayor parte de los foraminíferos bentónicos prefieren vivir en la interfase sedimento – agua, porque es donde hay mayor disponibilidad de recursos (Van der Zwaan *et al.*, 1999). Algunas especies actuales tienen una distribución cosmopolita, sin embargo otros son muy sensibles a diversos factores ecológicos físicos y químicos, por lo tanto habitan en ambientes con condiciones muy específicas y por ello son buenos indicadores de ciertas condiciones ambientales (Salmerón, 1965).

Dentro de los factores ecológicos que limitan el desarrollo y distribución de los foraminíferos, en especial los bentónicos, están: la temperatura, salinidad, profundidad, presión, tipo de sustrato, nutrientes, luz, turbidez, pH, concentración de oxígeno y concentración de carbonato de calcio. Muchos de estos factores no han sido bien estudiados y por lo tanto no es muy clara la forma en que afectan su distribución o incluso al tamaño de la concha, pues muchos factores tienen una estrecha relación, por ejemplo, los foraminíferos se alimentan entre otras cosas de ciertos organismos fotosintéticos como las algas, éstas dependen de la luz que penetra en el agua y ésta a su vez, depende de la profundidad. Por ello es mejor analizar los factores ecológicos en conjunto

y no por separado (Boltovskoy, 1965). Sin embargo, estudios más recientes consideran que los foraminíferos bentónicos no son buenos indicadores de ciertos factores como la temperatura y salinidad, para establecer estos parámetros con mayor exactitud se utilizan otras herramientas que superan en precisión a los foraminíferos; en cambio se ha encontrado una buena correlación entre los foraminíferos bentónicos, la concentración de oxígeno y el flujo de materia orgánica (Van del Zwaan, et al., 1999).

2.4.1 Distribución de los foraminíferos en la columna batimétrica

Los géneros y especies de foraminíferos están adaptados a ciertas características batimétricas, lo cual hace posible relacionar los diferentes géneros y especies de foraminíferos, así como los porcentajes de foraminíferos bentónicos y planctónicos, con la profundidad.

De manera general, como se muestra en la figura 2.18, las formas bentónicas se van a presentar en mayor porcentaje dentro de la plataforma continental, mientras que las formas planctónicas, aunque también están presentes en la zona nerítica, se presentan con mayor frecuencia en la zona pelágica, pues en vida se desarrollan principalmente sobre las capas superficiales del mar abierto, transportándose por medio de los movimientos del cuerpo de agua. Después de morir, las conchas de los foraminíferos planctónicos caen al fondo y se incorporan al resto de los sedimentos, por lo que es posible que en las zonas de mar abierto, o en el curso de las corrientes de mar abierto hacia la plataforma continental, se encuentren sedimentos con abundantes conchas de foraminíferos planctónicos y en menor abundancia de formas bentónicas (Stehli y Creath, 1964). En la plataforma continental se distinguen cuatro ambientes, donde los foraminíferos se distribuyen de la siguiente forma:

- 1) En transicional, zona de marea baja, los foraminíferos bentónicos se observan en un 100% respecto a las formas planctónicas.
- 2) En el ambiente nerítico interno, las formas planctónicas aumentan su frecuencia en un 20%, es decir continúan predominando los bentónicos.
- 3) El ambiente nerítico medio, se caracteriza por presentar un leve aumento en el porcentaje de formas planctónicas, observándose hasta con un 30% aproximadamente.
- 4) En el ambiente nerítico externo el cambio es más notable pues ambos grupos se observan aproximadamente con la misma proporción, es decir, con un 50%.

Después de los 200 m de profundidad y hasta los 3000 m, el ambiente se subdivide en: batial superior, batial medio y batial inferior; en estas zonas los foraminíferos planctónicos se observan con mayor frecuencia respecto a los bentónicos, incluso en el ambiente batial inferior alcanzan entre un 90 a 100% de frecuencia. En la zona abisal es raro encontrar foraminíferos de concha calcárea, pues se disuelven a causa de la profundidad límite de compensación del carbonato; por lo que sólo se pueden encontrar foraminíferos aglutinados o con concha de sílice.

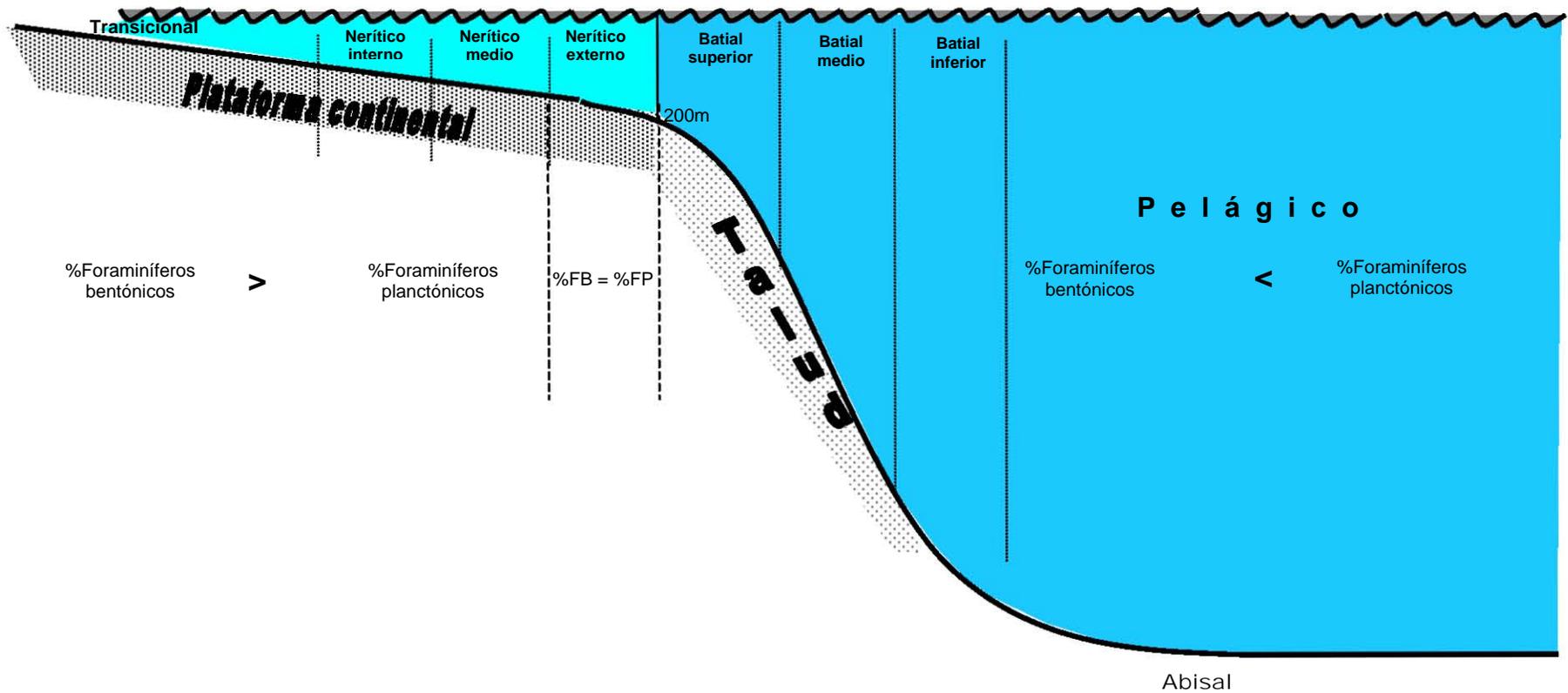
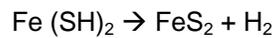
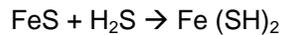


Figura 2.18. Columna batimétrica, donde se muestra la distribución de los foraminíferos planctónicos y bentónicos en la columna de agua. En la zona nerítica interna y media se presenta una mayor proporción de foraminíferos bentónicos, en cambio en la zona pelágica esta proporción se invierte.

2.4.2 Piritización

Debido a que la pirita se considera como un mineral estable y a que casi todos los ambientes marinos presentan rocas con cierta cantidad de pirita, este mineral se utiliza como un indicador de ambientes de depósito reductores (Roychoundhury *et al.*, 2003), el proceso de piritización de fósiles puede ser muy complejo, sin embargo, Drobner *et al.* (1990) y Berner (1984) consideran que para efectuarse la sustitución de minerales debe de haber: materia orgánica para metabolizar, difusión de iones ferrosos disueltos (Fe reactivo) y sulfatos disueltos, que al ser reducidos forman H₂S, el cual se requiere en concentraciones pequeñas para permitir la precipitación de FeS; y la consiguiente formación de Fe₂S y H₂, este último puede tener orígenes geotérmico y biogénico, por la acción de bacterias sulfato reductoras u oxido reductoras; la reacción propuesta por Drobner *et al.* (1990), es:



La presencia significativa de pirita se ha utilizado como un indicador de ambientes sedimentarios anóxicos, si bien su formación requiere de varios pasos, en principio la reducción de sulfatos por medio de bacterias sólo ocurre en ausencia de O₂, es decir en el interior de sedimentos, no sobre la interfase agua-sedimento. Es en los ambientes anóxicos donde se han observado mayores cantidades de pirita, aun cuando la materia orgánica no sea abundante, pues el H₂S puede ser transportado lateralmente de sitios cercanos. Otro elemento indispensable es Fe, mineral abundante en sedimentos terrígenos marinos, pero cuando los sedimentos están alejados de estos elementos y se forman básicamente de carbonato de calcio, proveniente de conchas de organismos marinos, la cantidad de Fe es insuficiente para formar pirita (Berner, 1984).

3. MATERIAL Y MÉTODO

Para obtener resultados confiables con el menor rango de error en los estudios biosedimentológicos se requiere seguir una metodología que permita obtener la mayor cantidad y calidad de información de una manera ordenada para facilitar su análisis. La metodología biosedimentológica se ha utilizado desde 1999 por el equipo del Dr. Pedro Salmerón, en el Instituto Mexicano del Petróleo, para estudiar los pozos que el personal de Pemex Exploración y Producción requiere. La metodología se integró en los informes inéditos entregados a PEMEX, sin embargo la publicación de la metodología se realiza en el año 2003.

Las muestras de canal del Pozo Cupelado-10 se analizaron de acuerdo a la metodología integrada por Salmerón (2003), en la que se considera a los microfósiles, al igual que la materia inorgánica, como partículas del sedimento debido a que ambas partes, al depositarse, están sometidas a las mismas condiciones dinámicas del medio sedimentario. Por lo tanto, es importante que se analice tanto la información paleontológica como la sedimentológica, en conjunto y no de manera aislada (Stehli y Creath, 1964).

El Pozo Cupelado-10 tiene un total de 185 muestras desde la profundidad de 5 metros, hasta los 3880. En este trabajo se analizaron 42 muestras de canal aproximadamente cada 60 metros, desde la muestra con profundidad de 5 m hasta los 2140 m.

El método, para procesar el material se divide en tres partes: 1) antes del lavado de muestras, 2) durante el lavado de muestras y 3) después del lavado de muestras (figura 3.1).

1) ANTES DE LAVAR

- El material se pesó antes de lavarse, lo cual permite llevar un buen control y posteriormente realizar análisis estadísticos confiables sobre la fracción fósil, fracción mineral, frecuencia y porcentaje de los foraminíferos.
- A cada muestra se le aplicaron algunas gotas de HCl al 10%, para observar la reacción del ácido con los carbonatos, que puede ser nula (0); escasa (1); rápida (2); muy rápida (3). Esta prueba nos da información sobre la oxigenación del medio y su relación con las poblaciones fósiles encontradas.
- Las muestras se remojaron con agua y jabón biodegradable durante 24 horas, para eliminar aceites.
- Se hizo un frotis por cada muestra, siguiendo la técnica simple descrita en Sánchez y Padilla (1999), que consiste en extender sobre un portaobjetos una porción pequeña del sobrenadante de la muestra ya disgregada en agua, se observa en microscopio petrográfico y se realizan conteos por campo de acuerdo al criterio de Gartner (1972), lo que permite conocer la frecuencia de nanoplancton calcáreo, que se considera:

- Abundante (A): más de 10 especímenes por campo.
 - Común (C): 5 a 10 especímenes por campo.
 - Escaso (E): un espécimen en 1 a 10 campos.
 - Raro (R): un espécimen en 10 a 100 campos.
- Cuando las muestras eran duras, se trituraron con mortero para recuperar los fósiles.

2) EN EL LAVADO

- Se utilizaron tamices limpios de partículas para evitar contaminaciones faunísticas.
- Cada muestra se lavó bajo el chorro de agua, utilizando tamices del número 100 (0.149mm) y 200 (0.074mm), para obtener la mayor cantidad de fósiles. Durante el lavado, para frotar la muestra, se utilizaron dedos de hule para romper la menor cantidad posible de testas.

3) DESPUÉS DE LAVAR

- Cada muestra se colocó en una charola metálica para su secado.
- El material recuperado se pesó, para conocer la diferencia entre el peso inicial y el residuo.
- Cada muestra en su envase se etiquetó con el nombre del pozo (Cupelado - 10) y su profundidad.

La información tomada de cada muestra, después de la técnica descrita fue:

- Cantidad de partículas finas menores a 0.149 mm y/o 0.074 mm. Esto se hizo obteniendo la diferencia de peso inicial (P) y el peso recuperado o partículas gruesas (p), es decir, (P-p).
- El porcentaje relativo de la fracción fósil y fracción mineral, se obtiene con la ayuda de las tablas visuales de Terry y Chilingar (1955) o bien mediante conteos estadísticos.
- Porcentaje relativo de foraminíferos planctónicos y bentónicos para determinar el ambiente y la batimetría, de acuerdo al criterio de Boltovskoy (1965):
 - Muy abundante (MA).- Más de 100 organismos.
 - Abundante (A).- De 25 a 100 organismos.
 - Común (C).- De 11 a 24 organismos.
 - Frecuente (F).- De 6 a 10 organismos.
 - Raros (R).- Menos de 6 organismos.
- Abundancia y diversidad específica para definir biosecuencias regresivas y transgresivas, e interpretar las variaciones del nivel del mar.

- Porcentaje de foraminíferosaporcelanados, aglutinados o arenáceos e hialinos presentes en cada muestra.
- La frecuencia de pirita, que es útil para determinar condiciones óxicas y anóxicas, que tienen un efecto directo sobre los foraminíferos, principalmente sobre los bentónicos.

Los datos obtenidos de cada muestra se concentraron en un cuadro de datos biosedimentológicos, que facilitó la realización de las siguientes gráficas en formato Excel:

1. Porcentaje de partículas gruesas (p) y partículas finas (P - p).
2. Porcentaje de fracción fósil y de fracción mineral.
3. Porcentaje de foraminíferos bentónicos y planctónicos.
4. Abundancia relativa y diversidad de foraminíferos.
5. Frecuencia de nanoplancton calcáreo.
6. Porcentaje de foraminíferos aglutinados, hialinos yaporcelanados.
7. Columna batimétrica y frecuencia de pirita.

Además de la información recabada, en las 50 muestras se separó a los microfósiles de la materia inorgánica, en especial los foraminíferos, los cuales, fueron colocados en placas micropaleontológicas para facilitar la identificación a nivel específico.

Por último con los datos obtenidos se estableció la edad de las muestras, tomando en cuenta el conjunto de especies de foraminíferos planctónicos con especial atención en las últimas apariciones evolutivas. La batimetría y el ambiente de depósito se infieren de acuerdo a las especies de foraminíferos bentónicos y al análisis de los atributos biosedimentológicos.

1) Antes de lavar



1.1 Pesar la muestra y triturar si es necesario



1.2 Aplicar HCl al 10%



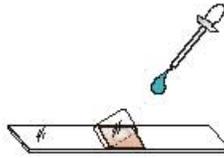
1.3 Remojar la muestra con agua, después de realizar el frotis, se agrega jabón.



Preparación de frotis



1.4 Tomar unas gotas de la superficie del agua que cubre la muestra.



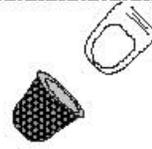
1.5 Colocar una o dos gotas sobre un portaobjetos, se deja secar en una parrilla, se le agrega bálsamo de Canadá y un cubre objetos para sellar, se quitan burbujas y se deja cocer el bálsamo.



2) En el lavado



2.1 Lavar la muestra bajo el chorro de agua, utilizando tamices del No. 100 y 200.



2.2 Frotar la muestra con dedal hasta que el agua corriente sea clara.



3) Después de lavar



3.1 Secar en charola metálica



3.2 Envasar y etiquetar



3.3 Pesar el residuo



3.4 Observación del material para identificar especies y obtener datos biosedimentológicos.



3.5 Realizar cuadros de concentración de datos y gráficas para analizar.

3.6 Determinación de edad y ambiente con los datos analizados.

Figura 3.1. Diagrama del método utilizado en el análisis del Pozo Cupelado – 10.

4. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1 Análisis Micropaleontológico y Taxonómico

Del análisis de las 42 muestras de canal se obtuvo información tanto de la fracción orgánica, particularmente de aquella conformada por los foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como de las partículas inorgánicas. Para la interpretación cronoestratigráfica y paleobatimétrica se identificaron las especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Es importante señalar que las muestras estudiadas contenían muy pocos restos en buen estado de conservación, lo que hizo difícil el proceso de identificación.

A continuación se presentan las principales superfamilias identificadas, así como la descripción de las especies más importantes, es decir, de aquellas que indican edad o ambiente.

4.1.1 Órdenes y Superfamilias identificadas

Las especies identificadas de acuerdo a Loeblich y Tappan (1992) se agrupan dentro de 7 Órdenes y 18 Superfamilias resumidas en las figuras 4.1, 4.2 y la tabla 4.1. Los órdenes son: Buliminida, Globigerinida, Lagenida, Lituolida, Miliolida, Rotaliida y Textulariida. El mayor porcentaje de especies se presentó en el orden Globigerinida con un 41%; en este orden se incluye a todas las especies de hábitos planctónicos, con pared de calcita, hialina, perforada, con laminación primariamente bilamelar, pero secundariamente la laminación se debe a la adición de material de conchas durante la formación de una nueva cámara. Dentro de este orden las especies pertenecen a dos superfamilias: Globigerinacea con 20% y Globorotaliacea con un 22% de especies.

El restante 59 % se distribuye en 6 órdenes y 16 superfamilias de foraminíferos bentónicos, de los cuales el mayor porcentaje se encuentra dentro del orden Rotaliida con un 26% de especies pertenecientes a las siguientes superfamilias: Asterigerinacea, Chilostomellacea, Discorbacea, Discorbinellacea, Nonionacea, Planorbulinacea y Rotaliacea. Los foraminíferos del orden Rotaliida se caracterizan por presentar una concha de pared calcárea lamelar con cristales orientados de calcita hialina con bajas cantidades de magnesio, presenta cámaras con paredes perforadas, pueden presentar grandes poros o sistemas de canales que sirven como interconexiones entre las cámaras, más desarrollados en las paredes y el área umbilical.

Otros órdenes con un porcentaje considerable de especies fueron Buliminida con 16% y Lagenida con 10%. Los foraminíferos clasificados dentro del orden Buliminida se caracterizan por presentar una concha de pared calcárea perforada, hialina, ópticamente radial; las cámaras generalmente se arreglan formando una trocospira alta, que puede modificarse para formar un arreglo triserial, en estadios tardíos se llega a presentar un arreglo biserial o uniserial; la abertura tiene forma de coma, se presenta en posición interiomarginal, con un diente conectado al margen de la abertura y puede extenderse hasta el margen de la cámara previa (Loeblich y Tappan, 1988). Para este orden las especies encontradas en el pozo Cupelado – 10 pertenecen a las superfamilias Buliminacea, Bolivinaacea, Cassidulinacea, Fursenkoinacea, Pleurostomellacea.

En el orden Lagenida los foraminíferos presentan una concha de calcita radial, con cristales que se alinean perpendicularmente a la superficie de la pared, con membranas orgánicas que envuelven los cristales, los taxa

primitivos son no lamelares y no siempre presentan paredes perforadas, los taxa más recientes desarrollaron laminación secundaria al agregar capas de calcita a la concha conforme se agrega cada cámara (Loeblich y Tappan, 1992). Dentro de este orden las especies pertenecen únicamente a la Superfamilia Nodosariacea, que se caracteriza por presentar una pared con laminación primaria y una laminación secundaria como resultado de un crecimiento continuo, alrededor de la abertura se observan ranuras arregladas radialmente, característica muy típica de las especies pertenecientes a esta superfamilia (Brasier, 1980), su registro abarca el período que va del Triásico Superior al Holoceno (Loeblich y Tappan, 1988).

El orden Textulariida se presenta únicamente con 5% de especies, que se caracterizan por presentar una concha aglutinada, formada por partículas del medio unidas por una masa orgánica o mineralizada. Su alcance estratigráfico va del Cámbrico Inferior al Holoceno. La superfamilia a la que pertenecían las especies identificadas de este orden es la Textulariacea.

El menor porcentaje lo presentaron los órdenes Miliolida y Lituolida, con únicamente 1%. Los organismos que pertenecen al orden Miliolida presentan una pared aporcelanada formada de calcita con alto contenido de magnesio, los cristales están orientados aleatoriamente y tienen forma de vara, la orientación aleatoria de los cristales refracta la luz en todas direcciones, dando como resultado la apariencia opaca, en luz transmitida; la pared se ve café y brillante en luz reflejada, en algunos casos puede haber poros en la protoconcha, pero generalmente la pared es imperforada en estados post embrionarios, pero puede tener pseudoporos, su alcance estratigráfico abarca del Carbonífero al Holoceno.

El orden Lituolida presenta una pared aglutinada, de interior simple y abertura terminal; en estadios tempranos las cámaras se enrollan, pero posteriormente se observan sin enrollar, su alcance estratigráfico va del Carbonífero inferior, Misisípico inferior (Kinderhookian) al Holoceno. Para este orden las especies pertenecían a la familia Spiroplectaminacea.

Como sólo un pequeño porcentaje corresponde a superfamilias con paredes aporcelanadas y aglutinadas, se puede inferir que el ambiente de depósito no corresponde a una zona transicional, dado que las formas aporcelanadas, correspondientes a las superfamilias Miliolacea y algunas especies de pared aglutinada, (superfamilia Lituolacea), se presentan con porcentajes muy bajos. Sin embargo, con ayuda del análisis biosedimentológico y la determinación específica de los foraminíferos, se podrá inferir con mayor claridad el nivel batimétrico de la columna del pozo.

Porcentaje de especies dentro de cada orden

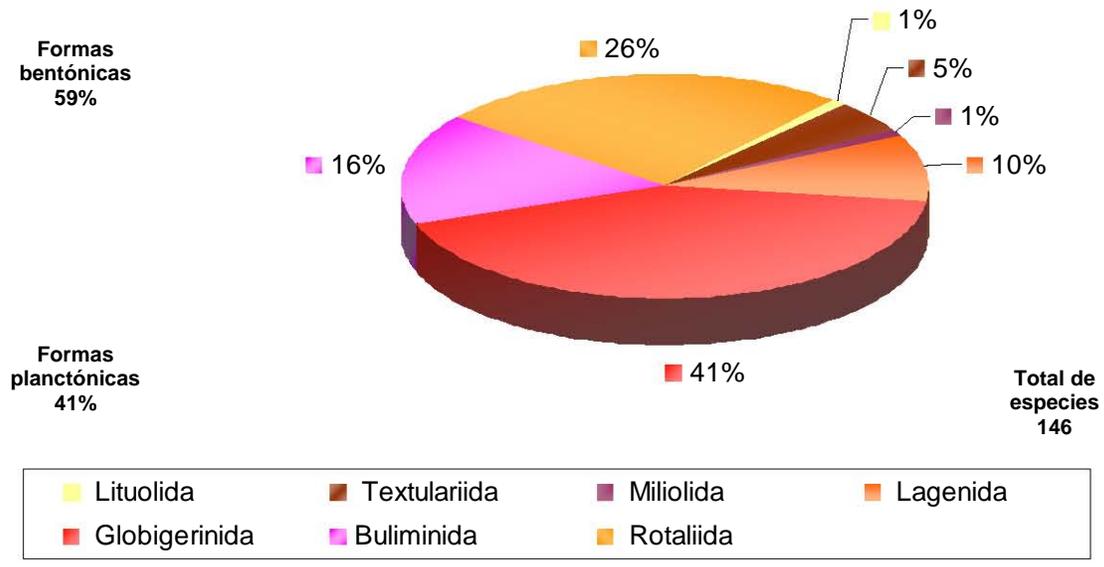


Figura 4.1. Gráfica que muestra el porcentaje en que se observaron los órdenes identificados a lo largo del intervalo analizado.

Porcentaje de superfamilias por especie

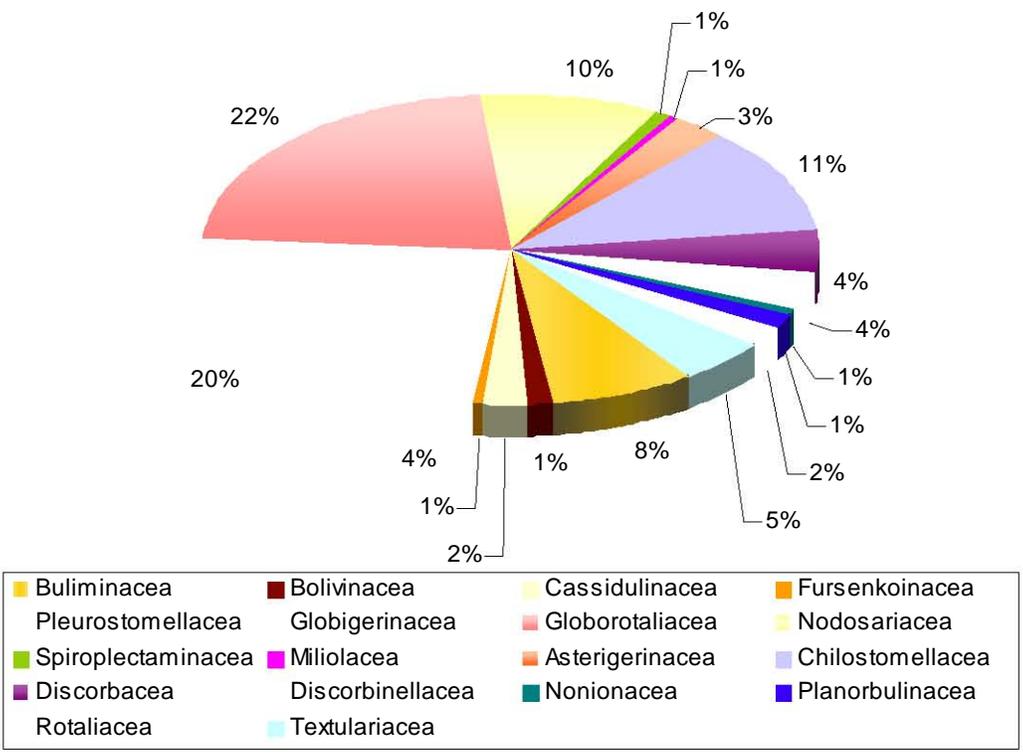


Figura 4.2. Gráfica que muestra el porcentaje en que se observaron las superfamilias identificadas a lo largo del intervalo analizado.

Tabla 4.1. Donde se muestran cada orden y superfamilia identificada en las muestras del pozo Cupelado – 10 con el número de especies que les corresponden.

Orden	Superfamilia	Total de especies
Buliminida		23
	Buliminacea	11
	Bolivinacea	2
	Cassidulinacea	3
	Fursenkoinacea	1
	Pleurostomellacea	6
Globigerinida		61
	Globigerinacea	29
	Globorotaliacea	32
Lagenida		14
	Nodosariacea	14
Lituolida		1
	Spiroplectaminacea	1
Miliolida		1
	Miliolacea	1
Rotaliida		38
	Asterigerinacea	4
	Chilostomellacea	16
	Discorbacea	6
	Discorbinellacea	6
	Nonionacea	1
	Planorbulinacea	2
	Rotaliacea	3
Textulariida		7
	Textulariacea	7

4.1.2 Descripción de especies de foraminíferos planctónicos

Las descripciones de las especies de foraminíferos identificados en el pozo Cupelado –10 se realizaron de acuerdo a Bolli y Saunders (1985) y Stainforth *et al.*, (1975), en la parte final de este trabajo se anexan láminas de algunas de las especies más importantes tanto para determinar la edad como el ambiente, sin embargo, debido a los pocos ejemplares con buena conservación, únicamente las fotografías de las láminas 1 y 2 corresponden a los fósiles determinados en el pozo Cupelado – 10, las fotografías de las láminas 3, 4 y 5 fueron proporcionadas por el Dr. Pedro Salmerón Ureña, del Instituto Mexicano del Petróleo y se pueden ver en el apéndice 1.

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830

Superfamilia Globigerinacea Carpenter, Parker y Jones, 1862

Familia Globigerinidae Carpenter, Parker y Jones, 1862

Subfamilia Globigerininae Carpenter, Parker y Jones, 1862

Género *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Globigerina ampliapertura Bolli, 1957

Figura 7, lámina 1.

Globigerina apertura Cushman. Brönnimann (1950) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina ampliapertura Bolli, (1957); Bermúdez, (1960); Blow, (1969) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina ampliapertura ampliapertura Bolli. Blow & Banner, (1962) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina (Globigerina) ampliapertura Bolli. Jenkins, (1971) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea, trocospiral, con cámaras infladas, cuatro en la última vuelta, el contorno del lado espiral tiene una forma de subcuadrada a subcircular, pero siempre globosa, aunque el lado espiral se observa aplanado; las suturas son hundidas, en el lado umbilical son radiales y en el lado espiral son tangenciales a la espira. La abertura es un borde suave oblicuo a la región umbilical, usualmente conspicuo y a veces cancelado, por lo general el arco de la abertura abarca las tres últimas cámaras; la superficie es finamente cancelada a granulosa.

Alcance estratigráfico: Eoceno tardío – Oligoceno medio.

Globigerina tripartita Koch, 1926

Figuras 1 y 2, lámina 3.

Globigerina bulloides var. *Tripartita* Koch, 1926 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerina tripartita tapuriensis Blow & Banner, 1962 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerina binariensis Koch, 1935 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea trocospiral con una espira baja, presenta tres cámaras en la última vuelta, que aumentan rápidamente de tamaño, la última cámara se caracteriza por ser aplanada y con una pequeña proyección que tiende a cubrir la abertura primaria. La penúltima y antepenúltima cámaras son globulares y un poco más largas que anchas. El lado espiral es evolutivo y el umbilical involutivo. La pared presenta pequeñas perforaciones como ornamentación. La abertura es umbilical.

Alcance estratigráfico: Eoceno medio – Oligoceno tardío.

Globigerina venezuelana Hedberg, 1937

Figura 3, lámina 3.

Globigerina euapertura Jenkins, 1960 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerina haittiensis Coryell & Rivero, 1940 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina venezuelana (Hedberg). Finlay (1947) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina (Globigerina) venezuelana Hedberg. Jenkins (1971) (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerina yeguaensis Weinzierl & Applin, (1929) (in Bolli y Saunders, 1985).
Globigerina yeguaensis pseudovenezuelana Blow & Banner (1962) (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, trocospiral, se observan cuatro cámaras en la última vuelta aunque también pueden presentarse tres y media cámaras, la última cámara se presenta aplanada, su abertura es umbilical, interiomarginal, cerca de la región umbilical la ornamentación se vuelve más hispida, se puede observar como las primeras vueltas presentan cámaras muy pequeñas, mientras que en las últimas vueltas las cámaras aumentan rápidamente de tamaño.

Alcance estratigráfico: Oligoceno medio – Plioceno temprano.

Género *Globigerinoides* Cushman, 1927b

Globigerinoides bisphericus Todd, 1954

Figura 4, lámina 1

Globigerinoides bispherica (Todd, 1954) (in Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea, trocospiral, similar a la forma de *Globigerinoides trilobus*, pero la última cámara de *G. bisphericus*, envuelve casi por completo al ombligo. En el lado espiral generalmente presenta dos aberturas secundarias, aunque pueden presentarse más. Las suturas son radiales en el lado espiral.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Mioceno tardío.

Globigerinoides diminutus Bolli, 1957

Figura 3, lámina 1.

Concha calcárea, trocospiral, tiene una espira compacta y el tamaño de la concha es muy pequeño. El arreglo de las cámaras es simétrico, la posición de la abertura principal y las secundarias es sobre las suturas intercamerales de las primeras cámaras. De manera particular, la abertura de *G. diminutus* es muy pequeña, alta y angosta, incluso puede verse como una línea vertical.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Reciente.

Globigerinoides obliquus obliquus Bolli, 1957

Figura 4, lámina 3.

Globigerinoides obliqua Bolli (1957) (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerinoides obliquus obliquus Bolli. Bolli & Bermúdez (1965) (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerinoides obliquus Bolli. Jenkins (1971) (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, trocospiral, periferia ecuatorial lobulada, periferia axial redondeada, con cuatro cámaras en la última vuelta, globosas excepto la última que se observa comprimida, dando una apariencia un poco plana de manera oblicua. La abertura principal es umbilical con un labio delgado que la redondea; presenta aberturas secundarias en el lado espiral; las suturas son radiales y hundidas.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Reciente.

Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss, 1850)

Figuras 5 y 6, lámina 3.

Globigerina triloba Reuss, 1850 (in Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea, perforada, trocospiral con tres cámara en la última vuelta, globosas, que aumentan rápidamente de tamaño, la última cámara es muy grande, abarca casi la mitad del resto de la concha, la periferia ecuatorial es redondeada al igual que la periferia axial; las suturas son radiales y hundidas por el lado espiral y el umbilical; la abertura principal es umbilical rodeada por un labio delgado, presenta también aberturas secundarias por el lado espiral.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano - Reciente.

Globigerinoides trilobus sacculifer (Brady, 1877)

Figuras 7, 8 y 9, lámina 3.

Globigerina sacculifera Brady, (1857) en Bolli y Saunders, (1985)

Globigerinoides quadrilobatus (d'Orbigny) subsp. *sacculifer* (Brady): Banner & Blow (1970) (in Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea, trocospiral con tres a cuatro cámaras en la última vuelta, globosas, que aumentan rápidamente de tamaño, la última cámara tiene una típica forma de saco, es decir hacia uno de los extremos se alarga, dando una forma aguda. La abertura principal es umbilical, presenta cuatro aberturas secundarias en el lado espiral. La periferia ecuatorial es lobulada y la periferia axial es redondeada pero la última cámara presenta una periferia subaguda. Presenta suturas radiales y hundidas.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Reciente.

Género *Globigerinatheka* Brönnimann, 1952

Globigerinatheka semiinvoluta (Keijzer, 1945)

Figura 8, lámina 1.

Globigerinoides semiinvolutus Keijzer, 1945 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerapsis semiinvoluta Keijzer. Bolli, Loeblich y Tappan, 1957 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerapsis mexicana Cushman. Blow y Saito, 1968 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerinatheka semiinvoluta Keijzer. Bolli, 1972 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, hialina, con forma subglobular a globular, las primeras dos a dos y media vueltas presentan una trocospira normal, con cuatro a seis cámaras por vuelta, infladas moderadamente, el tamaño de las cámaras por cada vuelta aumenta de tal manera que en la última se observan sólo tres cámaras, de las cuales la última tiene forma de domo y abraza dos tercios o la mitad de las primeras vueltas, cubriendo por completo la región umbilical. Las suturas son poco profundas, radiales a oblicuas, pero la sutura de la última cámara tiene forma sinuosa. En la última cámara presenta entre de dos a cuatro aberturas de arco amplio, sobre las suturas intercamerales de las primeras cámaras; en algunas ocasiones presenta bulas. La pared es toscamente perforada y cancellada. En promedio tiene un diámetro de 0.55 mm.

Alcance estratigráfico: Eoceno tardío.

Orbulina, d'Orbigny, 1839

Orbulina suturalis Brönnimann, 1951

Figuras 5 y 6, lámina 5.

Candorbulina universa Jedlitschka, 1934 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Candorbulina universa Cushman and Stainforth, 1945 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Candorbulina universa Bermúdez, 1960 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Orbulina suturalis Bolli, 1957 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Orbulina suturalis Brönnimann, 1951 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Orbulina suturalis Postuma, 1971 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, con un arreglo de las cámaras trocospiral, pero que la última cámara envuelve a las previas, dando una apariencia casi por completo esférica; no se observa la abertura primaria; presenta grandes poros que se acumulan en las suturas que separan la última cámara con las previas, aunque también se observan distribuidos en el resto de la concha; la pared es cancellada y puede ser un poco hispida.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Reciente.

Género *Praeorbulina* Olsson, 1964
Praeorbulina transitoria (Blow, 1956)

Figuras 3 y 4, lámina 5.

Globigerinoides transitoria Blow, 1956 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea, de trocospira baja, se caracteriza por presentar dos o más aberturas en el límite de la última cámara y las primeras vueltas, la última cámara ocupa casi la mitad de la última vuelta, por lo que da una apariencia similar a *Orbulina bilobata*. Las aberturas suturales tienen forma de ranura muy baja.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Mioceno medio.

Praeorbulina sicana (de Stefani, 1952)

Globigerinoides conglobatus Cushman & Stainforth, 1945 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerinoides sicana de Stefani, 1952 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea trocospiral, tiene forma ovoide a esférica, dividida en dos partes de forma asimétrica por una sutura hundida, la circunferencia menor se forma por las primeras espiras, con cámaras que aumentan rápidamente de tamaño y de espira apretada; la circunferencia mayor se forma por la última cámara. La abertura principal es una ranura en posición umbilical, pueden presentarse una o más aberturas suplementarias con forma triangular o en forma de ranura. La pared se observa finamente cancellada y en promedio tiene un diámetro que va de 0.4 a 0.6 mm.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano.

Superfamilia Globorotaliacea Cushman, 1927b

Familia Globorotaliidae Cushman, 1927b

Género *Globorotalia* Cushman, 1927b

Globorotalia acostaensis Blow, 1959

Figuras 4 y 5, lámina 4.

Globorotalia acostaensis Blow, 1959 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) acostaensis Blow. Banner y Blow, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina acostaensis (Blow). Parker, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina continua (Blow). Parker, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) acostaensis acostaensis Blow. Blow, 1969 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) acostaensis tegillata Brönnimann & Resig, 1971 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea con enrollamiento trocospiral y espira baja, las últimas cámaras aumentan rápidamente de tamaño en comparación con las cámaras de las primeras vueltas, excepto la última cámara que disminuye un poco su tamaño. En el lado umbilical se observa un ombligo amplio y una abertura interiomarginal, umbilical – extraumbilical con un labio grueso rodeándola. Las suturas por ambos lados son radiales y hundidas; su periferia es lobulada.

Alcance estratigráfico: Mioceno tardío – Reciente.

Globorotalia fohsi fohsi Cushman y Ellisor, 1939

Globorotalia fohsi Cushman & Ellisor, 1939 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia barissanensis Leroy. Leroy, 1944 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia fohsi fohsi Cushman & Ellisor. Bolli, 1950 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) fohsi fohsi Cushman & Ellisor. Banner & Blow, 1959 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Globorotalia) fohsi Cushman & Ellisor. Blow and Banner, 1966 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) peripheroacuta Blow & Banner, 1966 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Globorotalia) praefohsi Blow & Banner, 1966 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia fohsi peripheroacuta Blow & Banner, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia fohsi praefohsi Blow & Banner. Bolli, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina fohsi fohsi Cushman & Ellisor [sic] Hofker, 1968 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Turborotalia peripheroacuta Blow & Banner. Lipps, 1969 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Turborotalia (Turborotalia) peripheroacuta Blow & Banner. Biely & Salaj, 1971 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea biconvexa con seis cámaras en la última vuelta que aumentan rápidamente de tamaño, el lado espiral es menos convexo que el umbilical, evolutivo con suturas curvas y un poco limbadas. El lado umbilical es convexo, con suturas radiales y un poco sinuosas; el ombligo es pequeño y hundido. Presenta una quilla delgada que se observa más claramente en las últimas cámaras; en vista ecuatorial la concha se ve redondeada y alargada, en vista axial la periferia es subaguda. Alcance estratigráfico: Mioceno medio.

Globorotalia fohsi lobata Bermúdez, 1949

Figura 1, lámina 1; figura 6 y 7, lámina 4.

Globorotalia lobata, Bermúdez, 1949 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia dominicana Bermúdez, en Thalmann, 1950 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia fohsi lobata Bermúdez. Bolli, 1950 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia (Globorotalia) lobata lobata Bermúdez. Banner & Blow, 1959 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia (Globorotalia) fohsi forma lobata Bermúdez. Blow & Banner, 1966 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia lobata lobata Bermúdez. Lipps, 1967 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, en vista axial se ve biconvexa, trocospiral con seis cámaras en la última vuelta, presenta cámaras trapezoidales, con suturas hundidas y sinuosas en el lado umbilical, mientras que en el lado espiral son curvas y al nivel de la concha, la abertura tiene posición umbilical- extraumbilical, y la rodea un labio grueso. Las últimas dos o tres cámaras se pueden observar muy alargadas formando una periferia ecuatorial en forma de cresta. Presenta una quilla delgada, que no se alcanza a ver en las primeras cámaras de la última vuelta, en la periferia la pared es muy delgada, a veces la porción que parece saco de la última vuelta se llega a romper.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio.

Globorotalia fohsi peripheroacuta Blow y Banner, 1966

Globorotalia (Turborotalia) peripheroacuta Blow & Banner, 1969 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia fohsi peripheroacuta Blow & Banner. Bolli, 1967 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Turborotalia peripheroacuta Blow & Banner. Lipps, 1969 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Turborotalia (Turborotalia) peripheroacuta Blow & Banner. Biely & Salaj, 1971 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, con cinco a seis cámaras en la última vuelta, de enrollamiento trocospiral, las cámaras son infladas y trapezoidales; las suturas son radiales y hundidas en el lado umbilical, mientras que en lado espiral tienden a ser curvas; las últimas cámaras de la última vuelta comienzan a presentar una periferia aguda y comprimida; el ombligo es pequeño y profundo; la abertura es interiomarginal, umbilical – extraumbilical, ubicada en la base de la última cámara rodeada por un labio grueso.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio.

Globorotalia fohsi peripheroronda Blow y Banner 1966

Globorotalia barisanensis Leroy, 1939 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia fohsi barisanensis Leroy. Bolli, 1950 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia (Turborotalia) fohsi barisanensis (Leroy). Banner & Blow, 1959 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia (Turborotalia) peripheroronda Blow & Banner, 1966 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Turborotalia peripheroronda Blow & Banner. Lipps, 1967 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia fohsi peripheroronda Blow & Banner. Bolli, 1967 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globigerina barisanensis Leroy [sic]. Hofker, 1968 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia peripheroronda Pujol, 1970 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Turborotalia fohsi peripheroronda (Blow & Banner). Soediono, 1970 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Globorotalia (Turborotalia) mayeri barisanensis Leroy. Jenkins, 1971 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Turborotalia (Turborotalia) peripheroronda Blow & Banner. Biely & Salaj, 1971 (in Stainforth, R. M. et al., 1975).

Concha calcárea, con cinco a seis cámaras en la última vuelta, trocospiral, en vista ecuatorial la concha se ve alargada pero la periferia es redondeada. Las cámaras son infladas con forma trapezoidal; en el lado umbilical las suturas se presentan radiales y hundidas mientras que en el lado espiral tienden a ser curvas. El lado espiral tiende a ser plano comparado con el lado umbilical. La abertura interiomarginal, umbilical – extraumbilical con un labio rodeándola.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Mioceno medio.

Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor 1939

Figura 2, lámina 1.

Globorotalia siakensis, LeRoy, 1939 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) mayeri Cushman & Ellisor. Cushman & Bermúdez, 1949 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina mayeri (Cushman & Ellisor). Drooger, 1956 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Turborotalia mayeri (Cushman & Ellisor). Bermúdez, 1960 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) siakensis Leroy. Berggren, 1963 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) mayeri mayeri Cushman & Ellisor. Jenkins, 1971 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Turborotalia (Turborotalia) mayeri (Cushman & Ellisor). Biely & Salaj, 1971 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

La concha es calcárea, trocospiral con cinco a seis cámaras en la última vuelta, las cámaras son infladas con perforaciones en la pared y en la última vuelta se observa que aumentan rápidamente de tamaño. El lado espiral es evolutivo, en esta vista las cámaras se observan con forma de gota y con suturas radiales y hundidas con una tendencia a ser curvas. El lado umbilical es involutivo, en esta vista las cámaras se ven más globosas con suturas radiales y hundidas. La abertura es umbilical – extraumbilical, en forma de arco bajo en la base de la última cámara, en vista axial la concha se ve redondeada y cóncava del lado espiral, en vista ecuatorial se observa la concha con forma pentagonal.

Alcance estratigráfico: Oligoceno tardío – Mioceno medio

Género *Paragloborotalia* Cifelli, 1982

Paragloborotalia opima opima (Bolli, 1957)

Figura 6, lámina 1.

Globorotalia opima opima Bolli, 1957 (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globorotalia (Turborotalia) opima opima Bolli. Blow & Banner, 1962 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Turborotalia increbescens (Bandy). Bermúdez, 1960 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia increbescens opima Bolli. Bandy, 1964 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia (Turborotalia) opima Bolli. Jenkins, 1971 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia opima Bolli. Jenkins & Orr, 1972 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea, trocospiral con cámaras globulares muy perforadas, en la última vuelta presenta cinco cámaras; por la posición de las últimas cámaras la concha adquiere una forma subcuadrada. En el lado ventral, el ombligo es angosto y cerca de él se puede observar una ornamentación como granulosa en la pared de las cámaras. La abertura es interiomarginal, umbilical – extraumbilical con un labio delgado a su alrededor; las suturas son radiales en el lado espiral y hundidas en el lado umbilical. Esta especie presenta una trocospira baja y es muy característico que en la cara ventral, las suturas forman una especie cruz.

Alcance estratigráfico: Oligoceno medio.

Género *Turborotalia* Cushman y Bermúdez, 1949

Figura 9, lámina 1.

Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis (Cole, 1928)

Globorotalia cerroazulensis Cole, 1928 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globigerina cerro-azulensis Cole, 1925 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Eponides cerro-azulensis Cole. Nuttall, 1933 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia bonairensis Pijpers, 1933 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia cerro-azulensis Cole. Bermúdez, 1949 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globorotalia centralis Cushman & Bermúdez, 1937 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea, grande, con enrollamiento trocospiral, presenta cuatro y cinco y media cámaras en la última vuelta, el lado espiral es plano, las cámaras presentan suturas curvas y tienen una forma entre romboide y semicircular, semejando una media luna. En el lado umbilical las suturas son radiales y en vista de perfil, en las cámaras se observan hombreras redondeadas. La abertura es una ranura curva o un arco bajo, desde el ombligo hasta la periferia. La pared presenta textura suave, finamente perforada, aunque puede ser rugosa en la región umbilical.

Alcance estratigráfico: Eoceno medio – Eoceno tardío.

Familia Catapsydracidae Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Género *Catapsydrax* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Catapsydrax dissimilis (Cushman y Bermúdez, 1937)

Figura 5, lámina 1.

Globigerina dissimilis Cushman & Bermúdez, (1937) (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Catapsydrax unicavus Loeblich & Tappan, (1957) (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Globigerinita dissimilis cipoensis Blow & Banner (1962) (*in* Bolli y Saunders, 1985).

Concha calcárea, trocospiral, con cuatro cámaras en la última vuelta, la cara umbilical es involuta porque sólo se observa la última vuelta; la espiral evoluta, pues se pueden observar las espiras previas, las cámaras son globulares y la abertura es umbilical como en el género globigerina, sin embargo, se encuentra cubierta por una bulla, en la que pueden observarse las aberturas accesorias que pueden ser desde una a cuatro.

Alcance estratigráfico: Eoceno tardío – Mioceno temprano.

Género Globoquadrina Finlay, 1947

Globoquadrina altispira globosa Bolli, 1957

Figuras 2 y 3, lámina 4.

Globoquadrina altispira globosa Bolli (1957) (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina pozonensis Blow, 1959 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis) var. *globosa* Bolli, Bermúdez, 1960 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis) (part). Parker, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea trocospiral de trocospira media a alta, con periferia ecuatorial lobulada; pared calcárea perforada y finamente punteada. En la última vuelta, presenta entre cinco y seis cámaras esféricas y comprimidas lateralmente. Las suturas son radiales y hundidas tanto en el lado espiral como en el umbilical. El ombligo es profundo, la abertura es umbilical y se encuentra cubierta por pequeños dientes que son proyecciones triangulares de las cámaras.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Mioceno tardío.

Globoquadrina altispira altispira (Cushman y Jarvis, 1936)

Figura 1, lámina 4.

Globigerina altispira Cushman & Jarvis, 1936 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis). Finlay, 1947 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina altispira altispira (Cushman & Jarvis). Bolli, 1957 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea, grande, finamente perforada, de trocospira alta; en la última vuelta puede haber entre cuatro y seis cámaras, inicialmente globosas que aumentan rápidamente de tamaño, posteriormente las cámaras están más apretadas y se prolongan hacia la parte umbilical, dando una apariencia un poco angulosa, además de presentar dientes; el lado espiral presenta periferia circular, las suturas son hundidas; la abertura es umbilical y puede estar cubierta por las placas de dientes; el ombligo es profundo.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Plioceno temprano.

Género *Globorotaloides* Bolli, 1957

Globorotaloides suteri Bolli, 1957

Figuras 1 y 2, lámina 5.

Globigerina globularis Batjes, 1958 *in* Stainforth, R. M. *et al*, 1975

Globorotaloides hexagona (Natland). Lipps, 1964 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Globoquadrina hexagona (Natland). Parker, 1967 (*in* Stainforth, R. M. *et al.*, 1975).

Concha calcárea, con la superficie perforada, trocospira baja, periferia ecuatorial lobulada; cámaras ovaladas a esféricas con cuatro a cinco cámaras en la última vuelta que aumentan rápidamente de tamaño. En estadios jóvenes el ombligo se ve muy abierto pero en adultos se presenta una cámara abortiva que lo cubre parcial o totalmente. La abertura es una ranura o arco bajo interiomarginal, umbilical - extraumbilical que en los organismos adultos se vuelve completamente umbilical, generalmente se presenta cubierta por una cámara abortiva, rara vez con una abertura infralaminar. Las suturas del lado espiral son curvas a radiales, hundidas mientras que en el lado umbilical son radiales y hundidas.

Alcance estratigráfico: Eoceno medio – Mioceno temprano

Globorotaloides variabilis Bolli, 1957

Figuras 8 y 9, lámina 4.

Concha calcárea, trocospiral, con superficie perforada, la trocospira es baja; las cámaras son ovaladas a esféricas, presenta cuatro a cinco en la última vuelta, *G. variabilis* presenta un mayor tamaño, en comparación con *G. suteri*, además las cámaras de los estadios jóvenes son menos infladas y más numerosas, en cambio, las cámaras de la última vuelta aumentan rápidamente de tamaño; las suturas son curvas y la abertura es una ranura interiomarginal, umbilical – extraumbilical.

Alcance estratigráfico: Mioceno temprano – Mioceno tardío.

4.1.3 Descripción de especies de foraminíferos bentónicos

Las descripciones de las especies de foraminíferos bentónicos se realizaron según Sansores y Flores-Covarrubias (1972), Kohl (1985) y Bolli *et al.* (1994).

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830
Superfamilia Asterigerinacea d'Orbigny, 1839
Familia Amphisteginidae Cushman, 1927
Género *Amphistegina* d'Orbigny, 1826
Amphistegina lessonii d'Orbigny, 1826

Concha calcárea, de apariencia lisa, lenticular, biconvexa, involuta, pues sólo se observa la última vuelta por ambos lados; se observa un pequeño botón en la región umbilical; la periferia ecuatorial es subaguda; presenta un gran número de cámaras sigmoidales, en la cara umbilical las suturas tienen forma de "V" o de hoz y son limbadas, en la cara espiral las suturas están al nivel de la concha.

Alcance estratigráfico: Mioceno – Reciente.

Superfamilia Nodosariacea Ehrenberg, 1838
Familia Nodosariidae Ehrenberg, 1838
Subfamilia Marginulininae Wedekind, 1937
Género *Astacolus* de Montfort, 1808
Astacolus vughani (Cushman, 1918b)

Figura 7, lámina 5.

Cristellaria vughani Cushman, 1918 (*en* Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).
Robulus vughani (Cushman) Cushman, 1932 (*en* Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).
Lenticulina vughani (Cushman) Cushman, 1933 (*en* Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).
Cristellaria vughani Cushman, Grimsdale y Barker, 1935 (*en* Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea, involuta por ambos lados, es un poco biconvexa pero comprimida, en la periferia se observa una ligera quilla; las suturas son hundidas, un poco curvas, sobre la sutura se observan granulaciones, desde la periferia hasta el ombligo, y sobre éste se observa un pequeño botón. La abertura es radiada y se encuentra en la parte terminal de la última cámara sobre un cuello cilíndrico que sobresale de la periferia.

Alcance estratigráfico: Oligoceno – Mioceno.

Familia Nodosariidae Ehrenberg, 1838
Subfamilia Plectofrondiculariinae Cushman, 1927b
Género *Plectofrondicularia* Liebus, 1902

Figura 4, lámina 2.

Concha calcárea, alargada, comprimida, con una quilla en la periferia o márgenes truncados con quillas adicionales en cada ángulo; las cámaras tienen un arreglo biserial, rectilíneo, en ocasiones ligeramente arqueado en la parte central; las suturas están engrosadas; la superficie es suave o con una sola costilla en los primeros estadios; la abertura es terminal, radial, con dientes que tienden a acumularse centralmente generando una abertura múltiple.

Alcance estratigráfico: Oligoceno – Plioceno.

Familia Vaginulinidae Reuss, 1860
Subfamilia Lenticulininae Chapman, Parr y Collins, 1934
Género *Lenticulina* Lamarck, 1804
Lenticulina americana (Cushman, 1918a)

Figura 1, lámina 2.

Cristellaria americana Cushman, 1918a.

Robulus americanus (Cushman), Renz 1948 (in Bolli *et al.*, 1994).

Concha calcárea hialina, de textura suave, biconvexa, involuta, con una pequeña quilla en la periferia; en la última vuelta se observan entre seis y siete cámaras, las suturas son radiales y se unen al centro de la concha en un prominente botón; una de sus principales características es presentar una abertura radiada en la última cámara sobre la vista axial.

Superfamilia Bolivinaea Glaessner, 1937

Familia Bolivinidae Glaessner, 1937

Género *Brizalina* Costa, 1856

Brizalina marginata (Cushman 1918a)

Figura 3, lámina 2.

Bolivina marginata Cushman, 1918 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Bolivina marginata Cushman, Grimsdale y Barker, 1935 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea, hialina con pequeñas perforaciones en toda la superficie de la pared; es de forma alargada con arreglo biserial, las cámaras tienen una forma curva y al igual que la periferia de la concha se encuentran rodeadas de un margen no perforado. La abertura se encuentra en la parte terminal de la última cámara y tiene forma de un pequeño ojal con una cámara dental, que no siempre se observa.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Reciente.

Superfamilia Cassidulinacea d'Orbigny, 1839

Familia Cassidulinidae d'Orbigny, 1839

Subfamilia Cassidulininae d'Orbigny, 1839

Género *Cassidulina* d'Orbigny, 1826

Cassidulina neocarinata Thalmann, 1950

Cassidulina laevigata d'Orbigny var. *carinata* (Cushman, 1922) (in Kohl, 1985).

Cassidulina carinata (Silvestre, Barker, 1960) (in Kohl, 1985).

Concha calcárea, hialina, con textura suave y finamente perforada, comprimida, muy pequeña; con cuatro cámaras alargadas en la última vuelta, las cámaras presentan un arreglo biserial con un enrollamiento apretado, en vista axial, se observa una periferia aguda con una quilla delgada. Las suturas son hundidas. La abertura es una ranura delgada sobre la sutura de la última vuelta, con un labio delgado que se proyecta en la penúltima cámara hacia la abertura.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Reciente.

Superfamilia Discorbinellacea Sigal, 1952

Familia Parrelloididae Hofker, 1956

Género *Cibicoides* Thalmann, 1939

Cibicoides miocenica (Colom, 1946)

Cibicides floridanus (Cushman). Cushman and Todd, 1945 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Cibicides floridanus (Cushman) subsp. *miocenica* Colom, 1946 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Cibicoides miocenica (Colom). Sansores y Flores-Covarrubias, 1972 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

La concha es calcárea planoconvexa con ocho cámaras en la última vuelta; el lado ventral es convexo con suturas limbadas y curvas que se unen en el botón umbilical, así como a una quilla delgada en la periferia de la concha. La cara dorsal es plana con suturas más curvadas que en el lado espiral y al nivel de la concha. La abertura es umbilical – extraumbilical con forma de un arco bajo. La vista ecuatorial es circular y la axial tiene forma aguda a subaguda.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio.

Cibicoides ungerianus (d'Orbigny, 1846)

Figura 5, lámina 2.

Rotalina ungeriana d'Orbigny 1846 (*in Bolli et al.*, 1994).

Cibicides ungeriana (d'Orbigny), Nuttall 1932 (*in Bolli et al.*, 1994).

Concha calcárea plano – convexa, la pared está finamente perforada dando una apariencia casi lisa del lado umbilical. La cara ventral es un poco convexa con cámaras un poco triangulares o cónicas y suturas hundidas; el ombligo es muy angosto y cerrado. El lado espiral es plano con cámaras triangulares, suturas limbadas, en esta vista la pared está más toscamente perforada y en el centro se observa un botón. En la periferia presenta una ligera quilla que da una terminación aguda a subaguda. La abertura es un arco bajo en la base de la última cámara, que se extiende un poco hacia la cara dorsal.

Alcance estratigráfico: Oligoceno medio.

Superfamilia Rotaliacea Ehrenberg, 1839

Familia Elphidiidae Galloway, 1933

Subfamilia Elphidiinae Galloway, 1933

Género *Elphidium* de Montfort, 1808

Elphidium crispum (Linné)

Polystomella crista (Fichtel y Moll), Grimsdale y Barker, 1935 (*en Sansores y Flores-Covarrubias*, 1972).

Concha calcárea, involuta, con simetría bilateral, en la periferia presenta una pequeña quilla, razón por la cual tiene una apariencia subaguda; en ambos lados presenta un botón de material transparente sobre la región umbilical. Presenta gran cantidad de cámaras, pueden observarse veinte o más. La concha presenta depresiones a lo largo de la sutura y costillas en sentido perpendicular a las cámaras.

Alcance estratigráfico: Mioceno superior – Reciente.

Elphidium advenum (Cushman, 1922)

Figura 2, lámina 2.

Polystomella advena Cushman, 1922 (*in Kohl*, 1985).

Elphidium advenum (Cushman). Cushman & Cahill, 1933 (*in Kohl*, 1985).

La concha es calcárea, lenticular e involuta por ambos lados, con simetría bilateral, tiene una periferia lobulada. En vista ecuatorial la concha es circular y en vista axial es lobulada a ligeramente subaguda, presenta una quilla muy delgada en la periferia. Se observan entre trece y quince cámaras en la última vuelta, un poco infladas, que aumentan poco a poco de tamaño, cada cámara tiene seis o siete procesos retrales, que aumentan su grosor conforme se acercan a la periferia. Las suturas son deprimidas pero no se distinguen porque sobre ellas se encuentran depresiones alternadas con costillas que siguen el sentido de enrollamiento. La abertura, cuando se observa, se presenta en forma de pequeños poros en la base de la última cámara.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Reciente.

Florilus commune (d'Orbigny)

Figura 9 y 10, lámina 5.

Noniona communis d'Orbigny, 1846 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Nonion scaphum (d'Orbigny) Grimsdale & Barker, 1935 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Nonion commune (d'Orbigny) Cushman, 1939 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea lenticular e involuta; presenta entre siete y ocho cámaras en la última vuelta con suturas curvas y hundidas; el ombligo es pequeño y está relleno por un material granuloso; la periferia ecuatorial es redondeada, un poco más alta que ancha, mientras que la periferia axial es subaguda. La abertura tiene forma de un arco bajo y se localiza en la base de la última cámara.

Alcance estratigráfico: Mioceno – Plioceno.

Superfamilia Fursenkoinacea Loeblich y Tappan, 1961

Familia Fursenkoinidae Loeblich y Tappan, 1961

Género *Fursenkoina* Loeblich y Tappan, 1961

Fursenkoina punctata (d'Orbigny 1839)

Virgulina punctata d'Orbigny, 1839 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Virgulina punctata d'Orbigny, Grimsdale y Barker, 1935 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea, lisa, alargada, fusiforme, es más larga que ancha; las cámaras también son alargadas pero infladas, la concha aumenta de ancho conforme se agregan cámaras, sin embargo en la parte final disminuye el ancho, es por eso que el diámetro mayor se encuentra cerca de la cámara que presenta la abertura; las suturas entre cada cámara son hundidas. La periferia es redondeada y lobulada. Las cámaras se observan con arreglo biserial pero las primeras cámaras son muy pequeñas y pueden estar con un arreglo triserial.

Alcance estratigráfico: Mioceno – Reciente.

Superfamilia Chilostomellacea Brady, 1881

Familia Gavelinellidae Hofker, 1956

Subfamilia Gyroidinoidinae Saidova, 1981

Género *Gyroidinoides* Brotzen, 1942

Gyroidinoides altiformis (Stewart y Stewart, 1930)

Figura 9, lámina 2.

Gyroidina soldanii d'Orbigny, var. *altiformis* Stewart, 1930 (in Kohl, 1985).

Gyroidinoides altiformis Stewart y Stewart. Bermudez, 1949 (in Kohl, 1985).

Gyroidina soldanii altiformis Stewart y Stewart. Coryell & Rivero, 1940 (in Kohl, 1985).

Gyroidinoides altiformis Stewart y Stewart. Bermúdez, 1949 (in Kohl, 1985).

Gyroidina neosoldanii Brotzen var. *acuta* Boomgaard, 1949 (in Kohl, 1985).

Gyroidinoides soldanii altiformis Stewart y Stewart. Parker, 1954 (in Kohl, 1985).

Gyroidinoides altiformis Stewart y Stewart. Becker y Dusenbury, 1958 (in Kohl, 1985).

Concha calcárea trocospiral, planoconvexa, finamente perforada, la cara espiral es plana, con suturas curvas y limbadas, las cámaras son trapezoidales y aumentan poco a poco de tamaño; en el lado umbilical las cámaras se observan triangulares, con suturas radiales, limbadas o hundidas; el ombligo es muy profundo. La abertura es una ranura interiomarginal que se extiende desde la periferia hasta el ombligo.

Alcance estratigráfico: Oligoceno – Reciente.

Gyroidinoides broeckhiana (Karrer, 1878)

Figura 8, lámina 2.

Rotalia broeckhiana Karrer, 1878 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Gyroidina broeckhiana (Karrer), Grimsdale y Barker, 1935 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).
Gyroidina broeckhiana (Karrer). Chapman y Parr, 1937 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea de textura suave, el enrollamiento es trocospiral, generalmente con la trocospira alta. El lado umbilical es involuto, plano, con ocho cámaras en la última vuelta y suturas radiales y hundidas; el lado espiral es muy convexo, las suturas son curvas y hundidas, se observan más claramente las de la última vuelta que las previas. La abertura es una ranura alargada, interiomarginal, umbilical – extraumbilical.

Alcance estratigráfico: Paleoceno – Reciente.

Gyroidinoides girardanus (Reuss, 1851)

Rotalina girardana Reuss 1851 (in Bolli et al., 1994).

Gyroidina girardana (Reuss), Cushman & Stainforth 1945 (in Bolli et al., 1994).

Gyroidinoides girardana (Reuss), Beckmann, 1953 (in Bolli et al., 1994)

Gyroidinoides spp. Saunders et al. 1984 (in Bolli et al., 1994).

Gyroidinoides sp. Wood et al. 1985 (in Bolli et al., 1994).

Concha calcárea, planoconvexa, con ocho cámaras en la última vuelta que aumentan rápidamente de tamaño; las suturas casi no se aprecian excepto en la región cercana al ombligo; el lado espiral es plano, con un botón en el centro con suturas muy desvanecidas que casi no se distinguen. Tiene una abertura interiomarginal, umbilical – extraumbilical.

Alcance estratigráfico: Eoceno – Mioceno medio.

Subfamilia Gavelinellinae Hofker, 1956

Género *Hanzawaia* Asano, 1944

Hanzawaia americana (Cushman, 1918a)

Truncatulina americana Cushman, 1918 (in Bolli et al., 1994).

Cibicides americanus (Cushman), Renz 1948 (in Bolli et al., 1994).

Concha calcárea, hialina, involuta por ambos lados, planoconvexa, y finamente perforada; presenta una periferia ecuatorial circular, mientras que la periferia axial es aguda, por la presencia de una ligera quilla no perforada; el lado umbilical es convexo, con cámaras que aumentan rápidamente de tamaño, las suturas son limbadas y curvas; el lado espiral también presenta suturas limbadas y curvas, en la región cercana al ombligo se observan laminillas umbilicales de una sustancia transparente. La abertura es una ranura que se alarga de manera ecuatorial en la base de la última cámara y se extiende al lado espiral.

Alcance estratigráfico: Oligoceno – Reciente.

Hanzawaia concentrica (Cushman, 1918a)

Figura 8, lámina 5.

Truncatulina concentrica Cushman, 1918 (in Kohl, 1985).

Cibicides concentricus (Cushman). Renz, 1948 (in Kohl, 1985).

Hanzawaia concentrica (Cushman). Puri, 1953 (in Kohl, 1985).

Hanzawaia concentrica (Cushman) forma *típica*. Poag, 1981 (in Kohl, 1985).

Concha biconvexa, involuta por ambos lados; tiene placas intercamerales en el lado espiral cerca del ombligo. Las suturas se encuentran a nivel de la concha y son curvas por ambos lados. La abertura está en la base de la última cámara, interiomarginal, comienza siendo ecuatorial pero abarca parte del lado espiral hasta el ombligo.

Alcance estratigráfico: Mioceno – Reciente.

Familia Heterolepidae Gonzáles-Donoso, 1969

Género *Heterolepa* Franzenau, 1884

Heterolepa mexicana (Nuttall, 1932)

Cibicides mexicanus Nuttall, 1932.

Concha calcárea, planoconvexa con las paredes perforadas; presenta suturas al nivel de la concha por ambos lados sin embargo en el lado umbilical son radiales y no presentan perforaciones, mientras que en el lado umbilical las suturas son curvas. El lado umbilical es muy plano, incluso llega a ser un poco cóncavo con un botón en el centro. La abertura se localiza en la base de la última cámara y se extiende desde la periferia hasta casi llegar al ombligo.

Alcance estratigráfico: Oligoceno temprano.

Superfamilia Planorbulinae Schwager, 1877

Familia Planulinidae Bermúdez, 1952

Género *Planulina* d'Orbigny, 1826

Planulina ariminensis d'Orbigny, 1826

Planulina ariminensis d'Orbigny, 1826 (*in* Kohl, 1985).

Concha calcárea, finamente perforada, de trocospira baja, en vista ecuatorial la periferia es redondeada, mientras que la vista axial es truncada, presenta además una quilla marginal delgada. El lado umbilical es parcialmente evolutivo, muy plano; las suturas son limbadadas y curvas por ambos lados. La abertura es ecuatorial con forma de un arco marginal, rodeado por un labio delgado que se extiende hacia el lado umbilical por debajo del margen de las últimas cámaras.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio - Holoceno.

Superfamilia Miliolacea Ehrenberg, 1839

Familia Hauerinidae Schwager, 1876

Subfamilia Hauerininae Schwager, 1876

Género *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826

Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny

Quinqueloculina lamarckiana Cushman, 1929 (*in* Bermúdez, 1949).

Quinqueloculina lamarckiana Cushman and Stainforth, 1945 (*in* Bermúdez, 1949).

Quinqueloculina lamarckiana de la Sagra, 1839 (*in* Bermúdez, 1949).

Concha calcárea aporcelanada, no perforada; en una de las caras se observan tres cámaras y cuatro en la opuesta, las cámaras presentan el típico arreglo estreptospiral, que caracteriza a los miliólidos, pues se adhieren en ángulos de 144°. La abertura es terminal, redondeada con un diente simple o bífido.

Alcance estratigráfico: Jurásico – Reciente.

Superfamilia Textulariacea Ehrenberg, 1838

Familia Textulariidae Ehrenberg, 1838

Subfamilia Textulariinae Ehrenberg, 1838

Género *Textularia* DeFrance, 1824

Textularia sp. DeFrance, 1824.

Textularia Ehrenberg, 1839 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Textilina Nørvang, 1966 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Vulvulinella Saidova, 1975 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Dorothia (*Textilina*) Hofker, 1976 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Textella Mikhalevich, 1979 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Norvanganina Mikhalevich, 1981 (*in* Loeblich y Tappan, 1988).

Textilinita Botvinnik, 1983 (in Loeblich y Tappan, 1988).

Concha aglutinada, biserial en forma de cuña cuando se ve de lado, presenta periferia angular, la parte inicial de la concha se encuentra muy comprimida. En el adulto se observan entre siete y nueve cámaras, anchas y bajas en la parte biserial, conforme se adhieren aumentan rápidamente de tamaño, el último par se observa un poco inflado y los márgenes superiores engrosados; las suturas son curvas y hundidas; la abertura es una abertura en el margen interior de la última cámara, pegada al margen de la penúltima cámara.

Alcance estratigráfico: Pensilvánico – Reciente.

Superfamilia Buliminacea Jones, 1875

Familia Buliminellidae Hofker, 1951

Subfamilia Uvigerininae Haeckel, 1894

Género *Uvigerina* d'Orbigny, 1826

Uvigerina bermudezi Acosta, 1940

Uvigerina crassistriata Nuttall, 1928 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Uvigerina crassistriata Nuttall, MS, Grimsdale & Barker, 1935 (en Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Concha calcárea, presenta pocas cámaras, infladas y arregladas triserialmente; las suturas son hundidas pero poco distinguibles en las primeras cámaras, debido a la presencia de costillas, que en posteriormente desaparecen. La abertura se encuentra en el centro de la última cámara sobre un cuello y rodeada por un labio.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Reciente.

Uvigerina peregrina Cushman, 1923

Figura 6, lámina 2.

Uvigerina peregrina Cushman, 1923 en (in Kohl, 1985).

Euuvigerina peregrina (Cushman). Belford, 1966 (in Kohl, 1985).

Concha calcárea, perforada, con un arreglo triserial, ornamentada con costillas a lo largo de cada cámara; pero en la periferia se observa una terminación en espina, la parte más ancha está en la mitad de la concha; las suturas son hundidas; presenta una abertura circular sobre un cuello corto, rodeada por un labio hialino y además presenta placas dentales.

Alcance estratigráfico: Mioceno medio – Holoceno.

4.2 Análisis Bioestratigráfico

De acuerdo a Fernández (1974), la columna del pozo Cupelado – 10, en su parte inorgánica, está constituida principalmente de material muy fino como arcillas, en la base de la columna se puede observar material un poco más grueso formado por arena conglomerática compacta y calcárea de color gris, con lutita calcárea deleznable de color gris verdoso y con escasa bentonita blanca. Desde la profundidad 1970 y hasta los 180 m se reportan intercalaciones de lutita y arenisca calcárea, mientras que los restantes 180 metros nuevamente se forman de arenisca en parte conglomerática (figura 4.3a).

El análisis de las muestras de canal del pozo Cupelado – 10, de acuerdo a las últimas apariciones identificadas (figura 4.4), al conjunto total de especies planctónicas y sus alcances estratigráficos según Bolli y Saunders (1985) (figura 4.5), permite integrar una columna bioestratigráfica, tomando en cuenta la Tabla de Bioeventos de extinciones con foraminíferos planctónicos en las Cuencas Terciarias de la región Sur y Marina (2005), que es una modificación que el personal de Pemex Exploración y Producción realizó a la Tabla Cronoestratigráfica del Cenozoico de Berggren *et al.* (1995), para utilizar el Plioceno y Oligoceno con una división tripartita, donde se incluye Plioceno medio y Oligoceno medio.

En la muestra de 2140 metros de profundidad, se encontró un conjunto característico del Eoceno tardío como: *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina tripartita*, *Globigerina* sp. En la figura 4.4, en esta misma profundidad también puede identificarse un evento de extinción masiva, donde se observa la extinción de especies características del Eoceno tardío como: *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*; otros organismos observados en esta muestra fueron *Acarinina spinuloinflata*, *Morozovella spinulosa*, *Planorotalites* sp., que son característicos del Eoceno medio y también se observaron algunas especies del Oligoceno como: *Globigerina ciperoensis* cf. *ciperoensis*, especie considerada como retrabajada.

En el siguiente intervalo, de los 2080 a los 1640 m, las muestras corresponden al Oligoceno medio, por la presencia del siguiente conjunto: *Globorotalia opima nana*, *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerina tripartita* y la última aparición de *Paragloborotalia opima opima*. Como puede verse se identificó una discordancia o falta de depósito entre el Eoceno tardío y el Oligoceno medio, pues en las muestras no se encontraron organismos correspondientes al Oligoceno temprano (figura 4.4).

Posteriormente, de los 1585 m a los 1195 m se determinaron muestras correspondientes al Mioceno temprano por la presencia de *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia fohsi peripheroronda* y la última aparición de *Praeorbulina sicana*. Este intervalo presentó muestras en las que sólo se encontraron organismos del Neógeno, pero fue posible determinarlas como correspondientes al Mioceno temprano debido a que las muestras superiores e inferiores correspondían al Mioceno temprano. Por lo tanto es posible identificar otra discordancia entre el Oligoceno Medio y el Mioceno Inferior por la falta de depósito del Oligoceno Superior. Las extinciones

que se observan en las muestras de este segmento no son masivas, la muestra que presenta el mayor número de últimas apariciones es la de profundidad de 1195 m con 3 extinciones.

El intervalo que va de los 1180 m a los 5 m, se determinó como representativo del Mioceno medio por la presencia principalmente de especies del grupo de *Globorotalia fohsi* como son *G. fohsi lobata*, *G. fohsi fohsi*, *G. fohsi peripheroacuta* y *G. fohsi peripheroronda*. En este intervalo muchas muestras contenían únicamente organismos presentes en todo el Neógeno como *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. trilobus immaturus*, *G. trilobus sacculifer*, *Orbulina universa*, *O. bilobata*, *O. suturalis*, *Globigerina* sp. Sin embargo en muestras subsecuentes continuaba apareciendo la secuencia de *Globorotalia fohsi* y *G. mayeri*, que son claros indicadores del Mioceno medio. La muestra de profundidad 1050 m presentó organismos que correspondían al Paleógeno, sin embargo no se tomó en cuenta debido a que las muestras sub y suprayacentes continuaban presentando organismos característicos del Mioceno medio, por lo tanto se considera que las especies paleógenas como *Truncorotaloides libyaensis*, *Planorotalites pseudomenardii* y *Morozovella* sp., están presentes por algún tipo de contaminación. El intervalo correspondiente al Mioceno medio es el que presenta mayor cantidad de eventos de extinción masiva, pues cuatro muestras presentan al menos cuatro especies que se extinguen. En la muestra 1090 se registra la extinción de *Praeorbulina transitoria*, *Globorotalia fohsi*, *Globoquadrina* sp. y *Globigerinoides bisphericus*. Pero es en la parte superior de este intervalo donde se registraron los eventos de extinción masiva de manera muy continua, en la profundidad de 120 m se registra la extinción de *Globorotaloides suteri*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, y *Globoquadrina dehiscens*; a los 60 m de profundidad se observó la última aparición de las siguientes especies: *Globoquadrina altispira altispira*, *Globoquadrina altispira globosa*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi lobata*; por último a los 5 m de profundidad, por ser la cima del pozo se registraron las últimas apariciones de: *Orbulina universa*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina bilobata*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *Globigerinoides trilobus trilobus* y *Globigerina bulloides*.

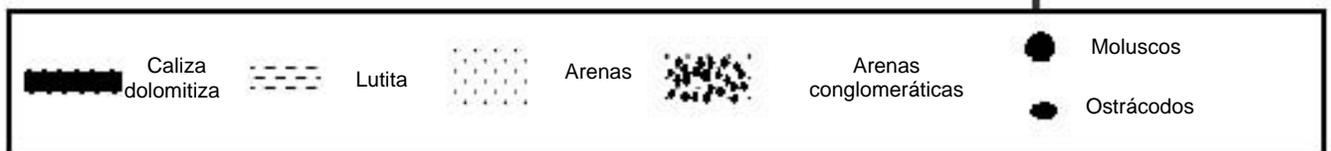
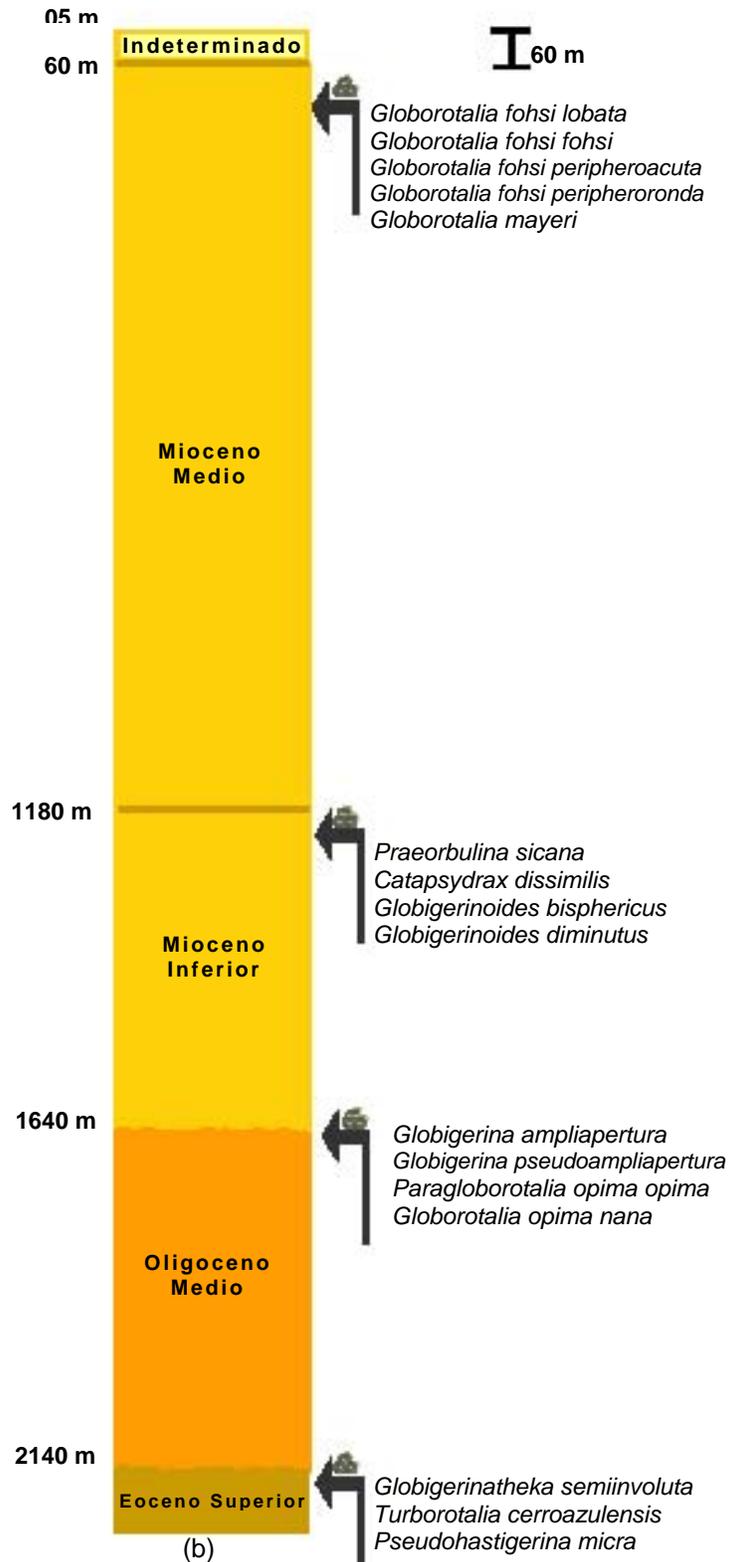
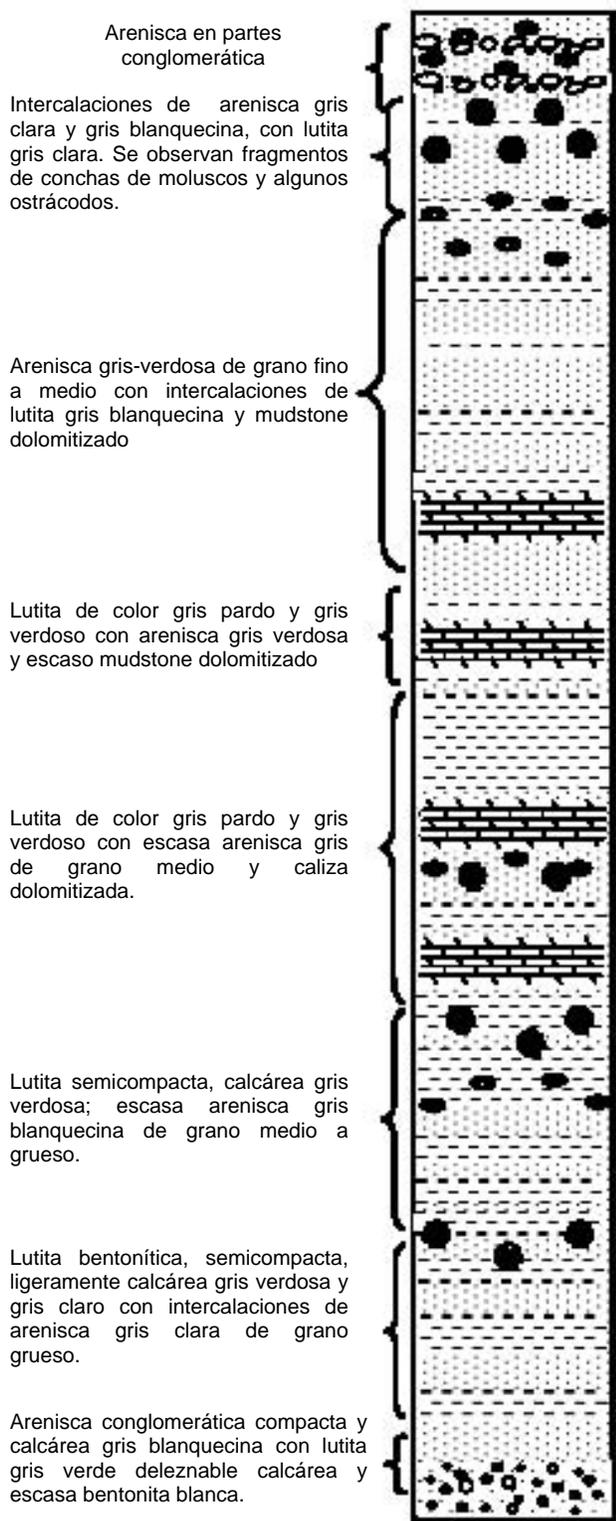


Figura 4.3. (a).- Columna litológica del pozo Cupelado - 10. (b).- Columna bioestratigráfica donde se marcan los fósiles índice encontrados.

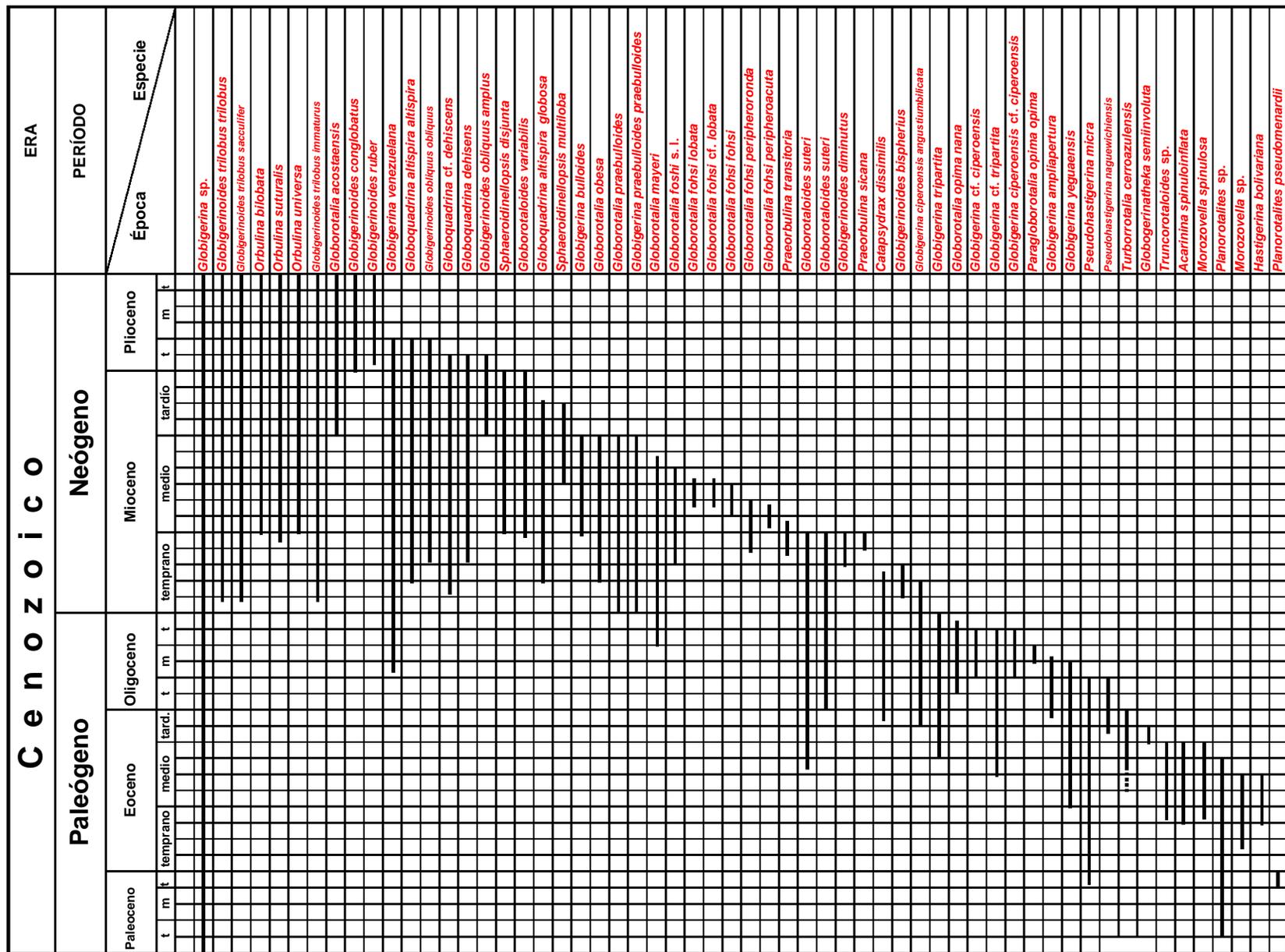


Figura 4.5. Foraminíferos planctónicos del pozo Cupelado - 10 y sus alcances estratigráficos según Bolli y Saunders, (1985).

4.3 Análisis de datos biosedimentológicos

El análisis biosedimentológico se realizó con ayuda de las gráficas generadas a partir de los datos obtenidos de cada muestra, mismos que se pueden observar en el apéndice 1; mientras que las gráficas se integran en las figuras 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12 y 4.13, que se pueden ver después de su descripción y análisis.

4.3.1 Porcentaje de partículas gruesas y partículas finas

El tamaño de los granos que componen el sedimento en ambientes sedimentarios, puede ser un indicador de la energía del ambiente de depósito. En general las partículas finas son características de ambientes de baja energía, por el contrario, los granos gruesos indican una zona de alta energía. Esto ocurre porque al disminuir la energía, baja la velocidad con que el medio transporta el sedimento, ocasionando que las partículas de mayor tamaño se depositen, mientras que las partículas finas llegan más lejos (Reineck, 1980). Por lo anterior, se considera que el ambiente de depósito de este pozo estaba dentro de una zona de baja energía, posiblemente alejada de la zona transicional, ya que las muestras están constituidas principalmente de partículas finas como arcillas.

De los 2140 a los 1450 metros, las partículas gruesas presentan porcentajes entre el 7 y 24%, mientras que las partículas finas tienen porcentajes mayores al 70%. En el siguiente intervalo que va de los 1450 a los 1070 el porcentaje de partículas gruesas disminuye aún más, ya que todos los valores están por debajo del 10% y las partículas finas se presentan en más del 90%. Posteriormente, en la profundidad 1050 m se observa un aumento en las partículas gruesas, que alcanzan el 22% contra 80% de partículas finas, sin embargo, en las muestras siguientes hasta la profundidad de 780 metros las partículas gruesas presentan porcentajes menores al 9%. A partir de la muestra 725 se registran los mayores porcentajes de material grueso, pero éstos no sobrepasan el 30%. Con la revisión de este atributo biosedimentológico del pozo Cupelado – 10, se observa un predominio de partículas finas, lo que indica un ambiente de baja energía. Se distinguen dos segmentos: el primero de los 2140 m a los 1070 m, en el que se registra una mayor disminución en las partículas gruesas, es decir una gradación de grano grueso a fino, o gradación positiva, que sugiere un cambio en el nivel del mar a una mayor profundidad; el segundo segmento, a partir de los 1050 a los 5 metros, muestra un leve aumento en el porcentaje de material grueso, sugiriendo una regresión marina, es decir un cambio del nivel del mar a menor profundidad (figura 4.6).

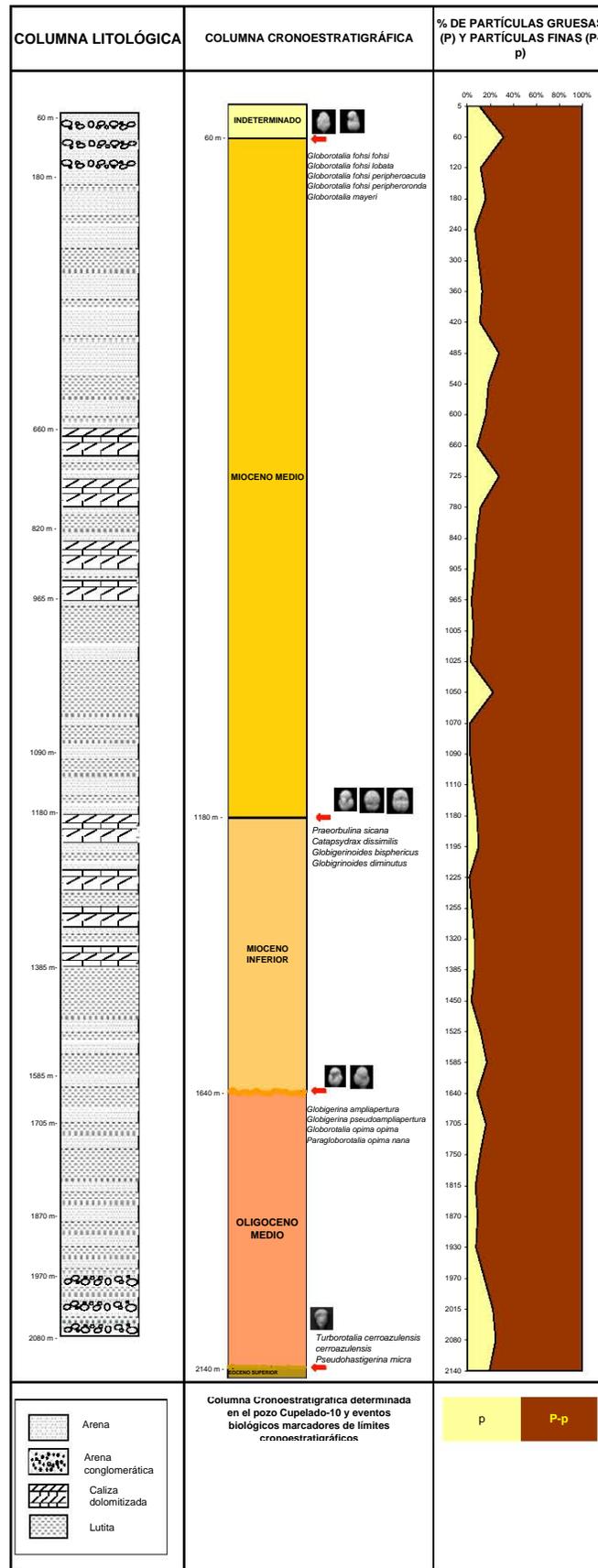


Figura 4.6. Porcentaje de partículas gruesas y partículas finas del pozo Cupelado - 10.

4.3.2 Porcentaje de fracción fósil y fracción mineral

En las muestras estudiadas del pozo Cupelado – 10 se observa que la materia inorgánica domina sobre la materia orgánica por más del 50 % en casi toda la columna, sin embargo en el intervalo que va de los 2015 m a los 1705 m, así como de los 540 m a los 5 m, la proporción de la fracción fósil es un poco mayor que en el resto de la columna, pero nunca sobrepasa el 50%. Esto indica que el ambiente de depósito no era propicio para la conservación de estos fósiles, pues la mayor parte se encuentran rotos o aplastados, debido a la diagénesis (Agueda *et al.* 1981).

De acuerdo a la figura 4.7, entre los 2080 m y hasta 1585, la materia orgánica alcanza algunos de los porcentajes más altos, en cambio de los 1525 m a los 540 m las condiciones no permitieron la conservación de estos pequeños organismos; dentro de este intervalo se encuentra un segmento de los 840 a los 540 m en el que la materia orgánica prácticamente es nula, por lo tanto las condiciones de depósito no fueron propicias para el desarrollo o la conservación de los restos de este tipo de fauna. Otro segmento donde la fracción fósil alcanzó valores más altos fue de los 485 m a los 5 m, donde se registran también mayor cantidad de arenas de grano grueso. Sin embargo al revisar a detalle las gráficas del porcentaje de fracción fósil y fracción mineral así como la de porcentaje de partículas gruesas y finas, se observa una relación inversa, es decir, cuando aumenta la fracción fósil disminuye la fracción mineral como por ejemplo a los 420 m, o viceversa como en la profundidad de 1705 m donde se registra una disminución del porcentaje de fracción fósil y un aumento en el porcentaje de partículas gruesas.

Los intervalos que presentan mayor frecuencia de fracción fósil, nos pueden indicar en qué períodos se dieron condiciones propicias para la conservación de estos fósiles, pues a pesar de que se pueden encontrar preferentemente en sedimentos finos, existen factores ambientales que favorecen o no la fosilización. Es por eso que también se observan intervalos con fracción fósil casi nula aún cuando predominan los sedimentos finos.

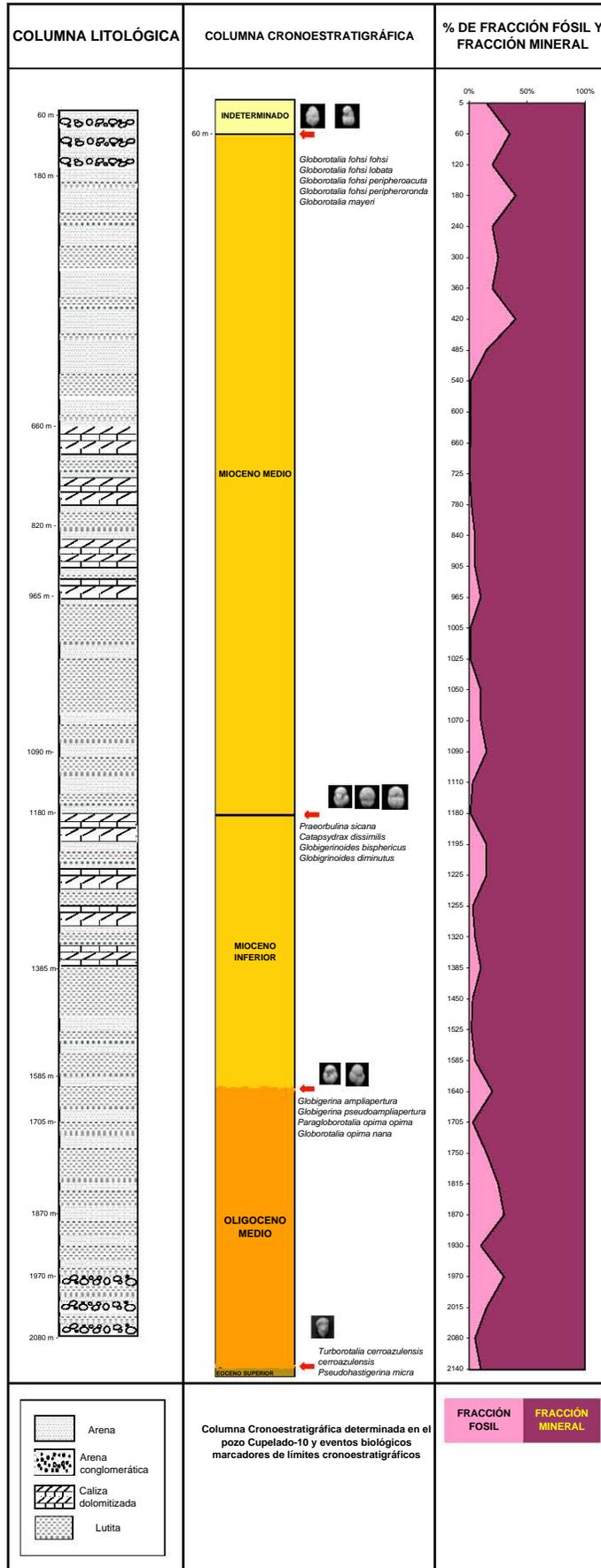


Figura 4.7. Porcentaje de fracción fósil y fracción mineral del pozo Cupelado - 10.

4.3.3 Porcentaje de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos planctónicos y bentónico al presentar ciertas restricciones ambientales como la profundidad y la incidencia de luz, permiten realizar inferencias batimétricas. En regiones someras, cercanas a la costa, se observa una mayor proporción de formas bentónicas vs planctónicas, relación que se invierte poco a poco conforme la profundidad aumenta.

En la base de la columna, dentro del intervalo que va de los 2140 m y hasta 1705 m es mayor la proporción de organismos planctónicos entre un 60 % y 80 % aunque algunas muestras presentan una relación del 50 %, por lo tanto, de acuerdo a la Tabla Batimétrica General de las Áreas Petroleras de México, (2000) la batimetría de este segmento corresponde a zonas de aguas profundas, entre el ambiente nerítico externo y el batial superior. El siguiente intervalo, a partir de los 1640 m de profundidad y hasta los 1320 m, se registra un cambio en la batimetría, pues los foraminíferos bentónicos registran porcentajes iguales o mayores a los de foraminíferos planctónicos, indicando un ambiente menos profundo dentro de la plataforma media o externa. En el siguiente segmento (1255 m – 1070 m), los foraminíferos planctónicos vuelven a recuperar su dominio pero de forma intercalada, pues los picos de estas formas van seguidos de un incremento considerable en los organismos bentónicos, lo que podría indicarnos una variación que oscila entre el ambiente nerítico externo e interno. Por último, se encontró un cambio muy significativo partiendo de los 1050 m y hasta la cima de la columna, intervalo en el que es claro el dominio de las formas bentónicas con porcentajes entre el 60 y 95 % sobre las planctónicas cuyos porcentajes no son mayores al 40 %, salvo una muestra en la profundidad de 300 m, que alcanzó un 62 % (figura 4.8). Los porcentajes indican claramente que la parte más reciente del pozo debe ubicarse en un ambiente más cercano a la costa, con variaciones entre la zona nerítica interna y la externa.

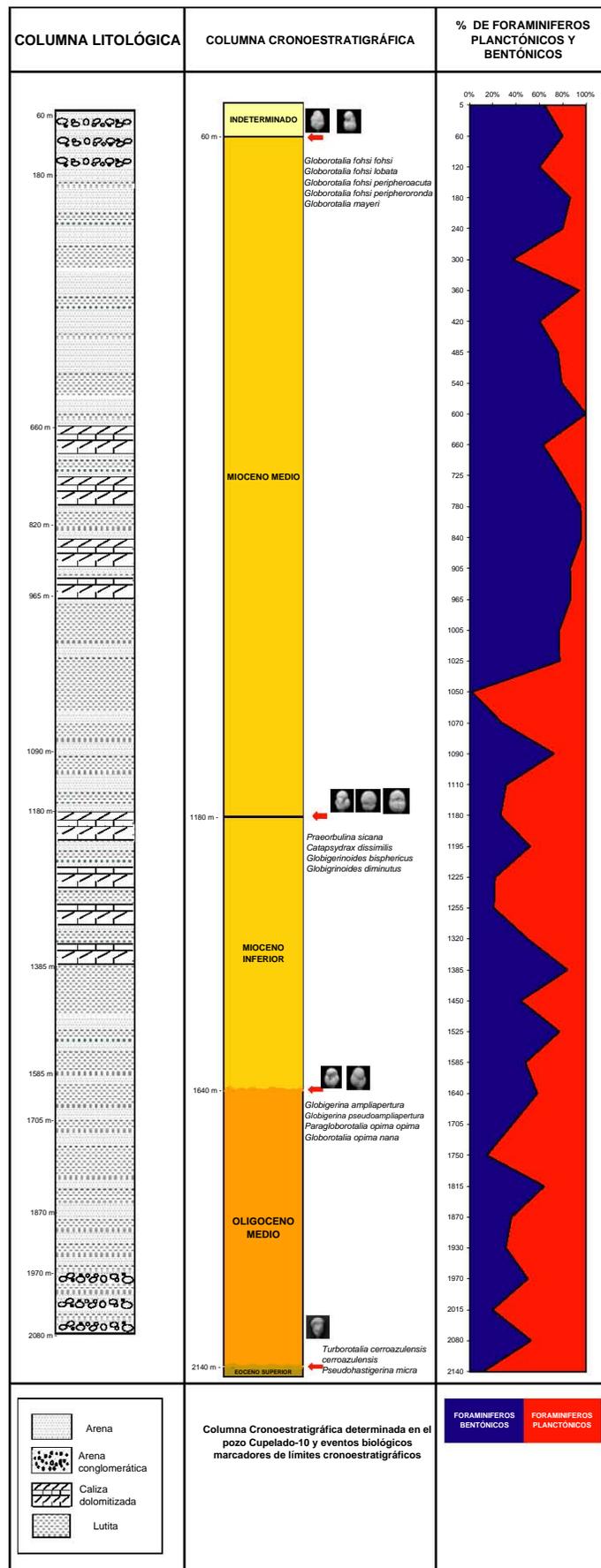


Figura 4.8. Porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos del pozo Cupelado - 10.

4.3.4 Abundancia

El parámetro de abundancia, según Salmerón (2001), es útil para determinar las biosecuencias regresivas o transgresivas, debido a que entre los 100 y los 200 metros de profundidad, se ha observado la presencia de mayor cantidad de organismos, entonces, las muestras con mayor número de organismos pueden relacionarse con la zona nerítica externa y la disminución de la abundancia puede deberse a un cambio en el nivel del mar (Boltovskoy, 1965).

La abundancia de foraminíferos fue muy baja, sin embargo en ciertas muestras se contabilizó una gran cantidad de fósiles, generando picos que alcanzan hasta 5878 restos de organismos por muestra, es por eso que para realizar un mejor análisis de este atributo biosedimentológico, se consideró conveniente generar una segunda gráfica de abundancia (b) (fig. 4.9 b), con una escala menor en los ejes y poder observar claramente los intervalos que presentan escasa abundancia, es decir la mayor parte de la columna.

En la gráfica de abundancia (a), (figura 4.9), sólo se distinguen los picos de mayor abundancia. Analizando ambas gráficas de abundancia (fig. 4.9 a y b), desde la base del pozo y hasta los 1255 m se observa que la abundancia máxima se encuentra en los 2140 m con 213 organismos, pero en promedio se encontraron 71 organismos en estas 16 muestras. Debido a su baja densidad, se puede decir las condiciones no eran las adecuadas para el desarrollo de estos organismos, sin embargo, en los foraminíferos planctónicos se registra un aumento en la abundancia, de los 2140 m – 1815 m, indicando un ambiente de la plataforma externa, en algunas partes hacia su parte proximal; coincidiendo con la interpretación realizada con el porcentaje de foraminíferos bentónicos y planctónicos. Posteriormente a partir de los 1750 m y hasta los 1255 m los valores de abundancia son iguales o menores a 176 organismos, una cantidad poco representativa, observándose una tendencia de los organismos bentónicos, a presentar un mayor porcentaje sobre los planctónicos. A partir de la muestra de profundidad de 1255 m y hasta los 1195 m se observa un aumento considerable de organismos, pues el conteo arrojó en una de las muestras de este intervalo 3577 organismos, posterior a dicha muestra, la abundancia disminuye nuevamente hasta los 1070 m, en la que se contaron 794 organismos. En las muestras siguientes (1050 m a 540 m), las abundancias registradas son mínimas desde 11 organismos hasta 127, por lo tanto es éste el intervalo de menor abundancia. A partir de los 485 m de profundidad y hasta los 300 m, los niveles de abundancia aumentan alcanzando valores no mayores a 493; después de los 240 m (donde se observa otra baja en el conteo), es decir, desde la profundidad 180 m y hasta los 60 m, se registran los valores más altos de este atributo biosedimentológico con valores de 4158, 2710 y 5878 organismos. En la cima del pozo se registra una baja en la abundancia, pues sólo se encontraron cerca de 482 organismos.

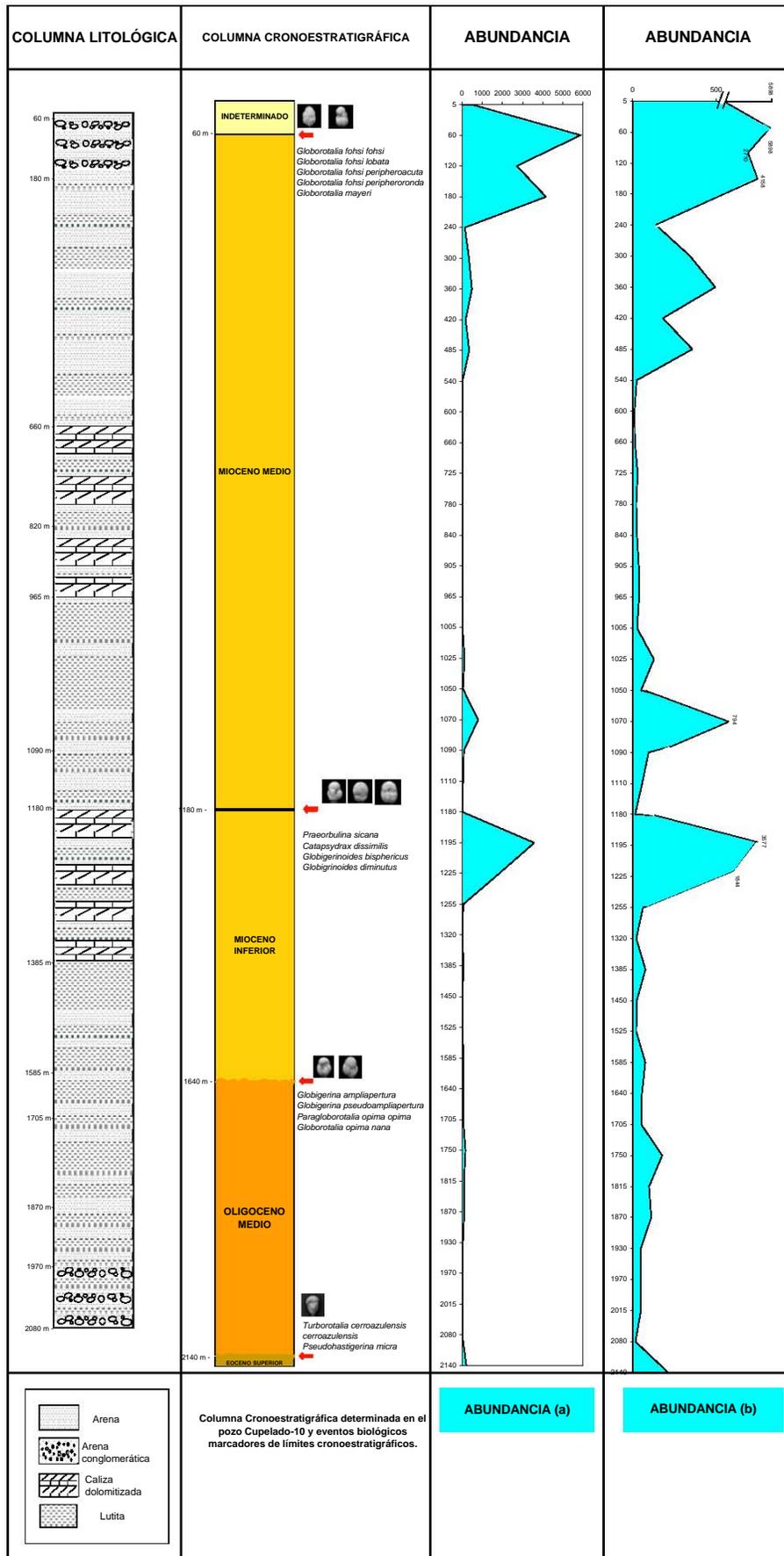


Figura 4.9. Abundancia: donde se observan los picos de abundancia (a) y con más detalle las fluctuaciones de este atributo biosedimentológico en (b).

4.3.5 Diversidad de foraminíferos bentónicos y planctónicos

Al igual que la abundancia, la diversidad de foraminíferos bentónicos y planctónicos permite determinar las biosecuencias regresivas y transgresivas, pues se considera que la mayor diversidad suele encontrarse en niveles del mar altos (Salmerón, 2004). Según Buzas (1969) se encuentran porcentajes de diversidad bajos en zonas poco profundas, debido a que las condiciones son heterogéneas o inestables, en cambio a mayor profundidad, hay mayor estabilidad en las condiciones ambientales, lo cual permite que la diversidad aumente. Además, la diversidad puede relacionarse con el oxígeno del paleoambiente. De acuerdo a Rhoads y Morse (1971), conforme disminuye el gradiente de oxígeno en el sedimento marino, se observa que la diversidad de la fauna bentónica disminuye hasta llegar a cero en el punto de división entre la zona aeróbica y disaeróbica.

En la figura 4.10, se observa que la diversidad tanto de formas bentónicas como planctónicas, no alcanzó valores muy altos. Hacia la parte inferior de la columna analizada, los datos muestran algunos de los valores más altos, tanto para los foraminíferos bentónicos como para los planctónicos, pero siempre intercalados con valores un poco más bajos. Se puede observar que a los 2140 m los foraminíferos bentónicos presentan una diversidad de 13 especies contra 15 de organismos planctónicos; de los 2080 m a los 1930 m, las diversidades de ambos grupos bajan, manteniéndose casi con proporciones iguales. En la profundidad de 1815 m, la diversidad aumenta principalmente en el grupo de los foraminíferos bentónicos, aunque se observe una mayor abundancia de organismos bentónicos, esto ocurre hasta los 1195 metros de profundidad, intervalo en el que se observan intercalaciones de mayor y menor diversidad, resultando un poco más favorecidas las especies bentónicas.

A partir de los 1180 m se puede apreciar una baja considerable en la diversidad, mientras que en la muestra suprayacente hay un ligero aumento que favorece al grupo de foraminíferos planctónicos, pero después y hasta los 540 m de profundidad, se registran de nuevo valores muy bajos, en casi todos los casos menores a 8 especies. Desde los 485 m a la cima del pozo, la diversidad mantiene proporciones casi del 50% para cada grupo de foraminíferos y aumenta alcanzando valores no mayores a 12 especies.

Es importante señalar la relación entre los valores de abundancia y diversidad, pues se observaron intervalos de alta diversidad en el mismo segmento que se registraba una baja abundancia. Esto puede deberse a las estrategias que utilizan los organismos cuando las condiciones no son las óptimas para su desarrollo, pues es posible que tengan menor competencia intraespecífica, si la población tiene una abundancia baja, posiblemente como no se presenta alguna especie dominando el área, es posible que otras especies se desarrollen de la misma manera, es decir, con niveles de abundancia bajos, favoreciendo así la diversidad.

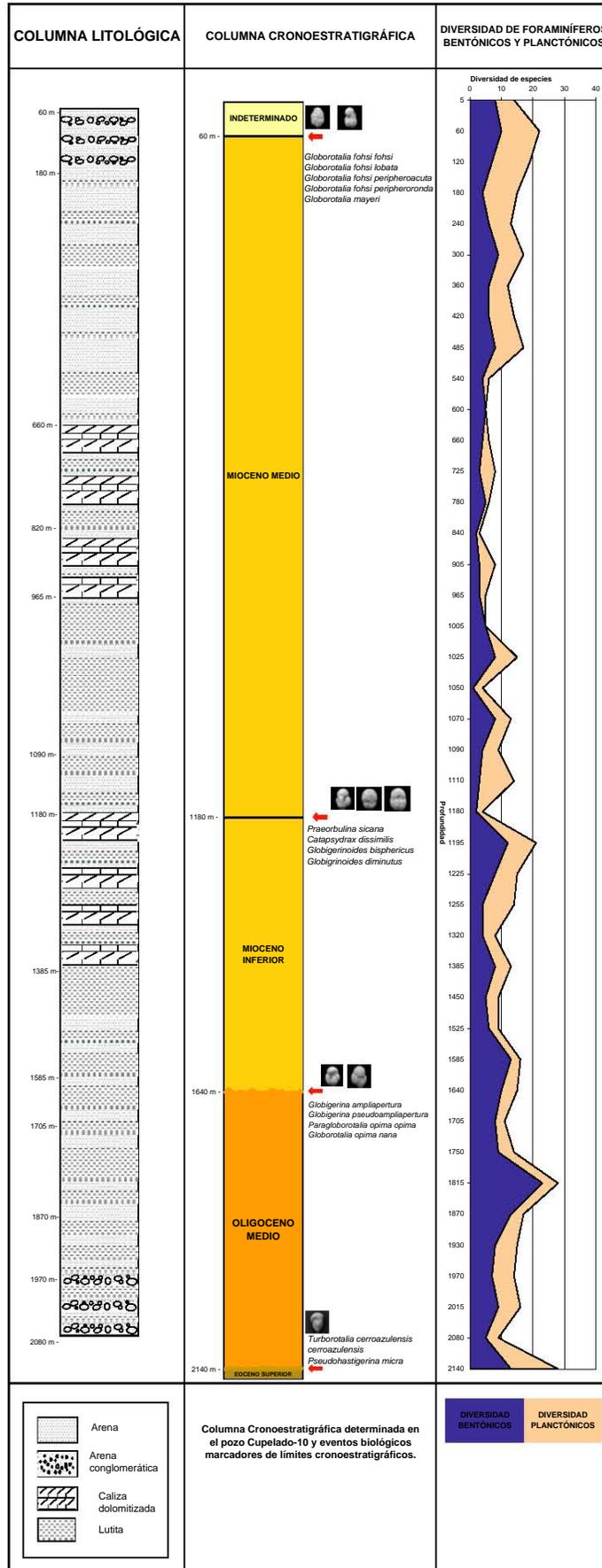


Figura 4.10. Diversidad de foraminíferos planctónicos y bentónicos del pozo Cupelado -10.

4.3.6 Frecuencia de nanoplancton calcáreo

El nanoplancton calcáreo proporciona información acerca de la energía y la batimetría del ambiente sedimentario; al ser organismos planctónicos, una frecuencia alta nos indicaría un ambiente de aguas profundas y de baja energía, es decir nos acerca a la zona pelágica, mientras que una frecuencia baja y la reducción del número de especies, nos indicaría un ambiente sedimentario relativamente cercano a la costa, dentro de las aguas neríticas, indicando también una zona de sedimentación rápida (Troelsen y Quadros, 1971). Aunque se considera que el nanoplancton presenta ciertas desventajas respecto a los foraminíferos, ya que al ser tan pequeños, pueden ser arrastrados muy fácilmente por las corrientes.

En general a lo largo de la columna del Pozo Cupelado – 10, los valores de la frecuencia del nanoplancton calcáreo variaron entre 2 y 4 (ver figura 4.11). Hacia la base del pozo, a partir de los 2140 y hasta los 1705 m, la frecuencia alcanzó valores de 4 (Abundante), posteriormente de los 1540 m a los 1525 m, la frecuencia disminuye a 3 (Común); por los altos valores de la frecuencia, podemos interpretar que los intervalos descritos, corresponden a un ambiente de plataforma externa a batial, cercano o dentro de la zona pelágica. A los 1540 m la frecuencia disminuye hasta 1, pero en la muestra posterior y hasta los 1005 m, los valores se restablecen a 3 con dos muestras intermedias con valores de 2 (raro). Este cambio indica una disminución en la profundidad y por consiguiente, un aumento en la energía. El siguiente intervalo que va de los 965 m hasta los 540 m, la frecuencia es muy alta, pues alcanza nuevamente valores abundantes, con dos muestras intermedias con valores menores 2 (raro) y 3 (común), respectivamente. Por último se observa que a partir de los 465 a los 5 m, la frecuencia de nanoplancton calcáreo oscila entre los valores 3 y 2, permitiendo inferir que la profundidad del pozo disminuye hacia la cima.

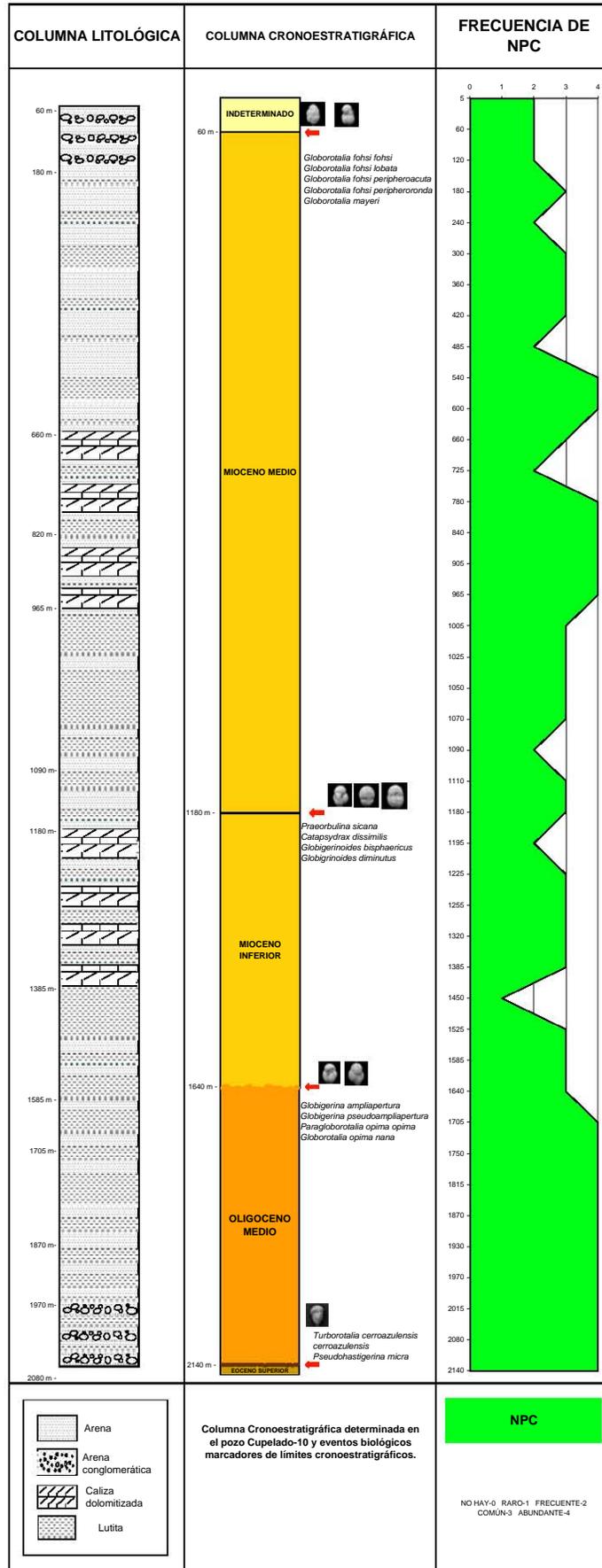


Figura 4.11. Frecuencia de nanoplancton calcáreo del pozo Cupelado -10.

4.3.7 Porcentaje de foraminíferos hialinos, aporcelanados y aglutinados

Las conchas hialinas son las que se observan en mayor proporción a lo largo de la columna del pozo estudiado, presentándose en porcentajes no menores al 93 %, el resto corresponde a los organismos con paredes aglutinadas y aporcelanadas. En la figura 4.12 se observa que en la mayor parte de la columna, el 100% corresponde a los foraminíferos que presentan pared hialina. A los 1970 m las formas arenáceas se presentan con un porcentaje del 2%, el restante 98% corresponde a los foraminíferos hialinos, en la profundidad de 1815 m, se observa el mayor porcentaje de las formas arenáceas con un 6%. En el intervalo siguiente que va de los 1705 m a los 660 m se encontraron predominantemente restos de foraminíferos de conchas hialinas, los de conchas aglutinadas únicamente se presentaron en proporciones del 1% en las profundidades de 1195 m, 1025 y 780 m. Posteriormente, aunque continúan dominando las formas hialinas, comienzan a presentarse los organismos de conchas aporcelanadas a partir de los 485 m de profundidad, pero al igual que los organismos aglutinados, en proporciones cercanas al 1%. La presencia de las formas aporcelanadas indica un ambiente más somero y cálido, lo cual concuerda con lo encontrado en los atributos biosedimentológicos analizados, pues al parecer nos encontramos en un ambiente de aguas más profundas en los primeros metros de la columna y hacia la cima del pozo nos encontramos un ambiente más somero, típico de plataforma interna. La presencia preponderante de conchas calcáreas indica que en el ambiente dominan los minerales de origen químico y no terrígenos.

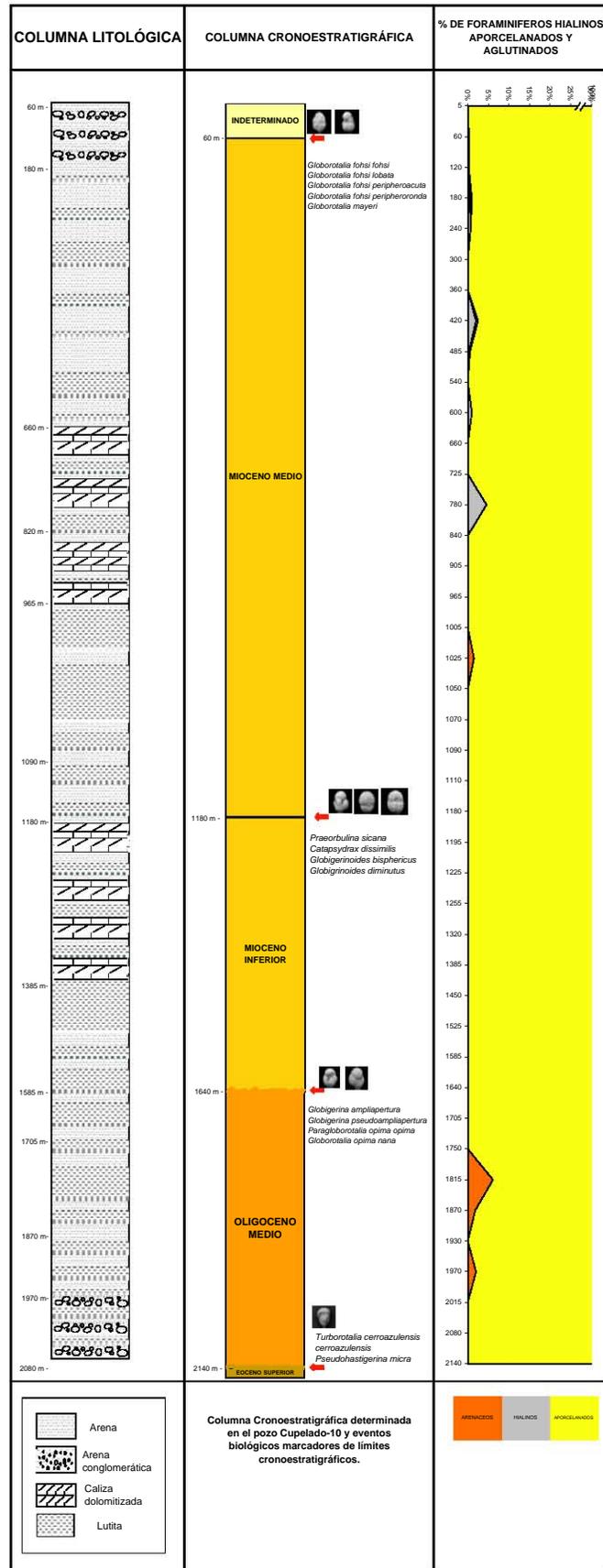


Figura 4.12. Frecuencia de foraminíferos con paredes hialinas, aglutinadas yaporcelanadas, del pozo Cupelado - 10.

4.3.8 Frecuencia de pirita

En este trabajo la pirita no se observó de manera constante en las muestras estudiadas, en aquellas de mayor profundidad, los valores comenzaron siendo frecuentes (2), pero las 3 muestras suprayacentes presentan una frecuencia de pirita escasa (1). A partir de la profundidad de 1930 m los niveles de pirita aumentan poco a poco alcanzando la mayor frecuencia en la muestra 1870, con un valor común (3), pero los valores decaen pronto, siendo nula en la profundidad 1640. De los 1585 m a los 1195 m los valores relativos de pirita fluctúan entre valores de 1 y 2, excepto en la profundidad 1255 m, donde la presencia de pirita es nula. El siguiente intervalo (1180 m a 840 m) no presenta este mineral salvo dos muestras, la 1025 y la 780, en las que se observa escasamente (1). El resto de las muestras presentaron una frecuencia de pirita baja (1) pero de manera más constante, aunque en dos profundidades (725 m y 360) no se observó el mineral (figura 4.13).

Por la distribución de la pirita, podemos determinar en general, que la mayor parte de la columna presentó escasa pirita, por lo tanto el ambiente no es anóxico, pero en algunas profundidades hacia la base de la columna, la frecuencia de pirita aumenta, reflejando niveles de oxígeno más bajos, probablemente a consecuencia de una mayor profundidad en contraste con la cima del pozo.

La frecuencia de pirita puede relacionarse con la cantidad de organismos bentónicos, pues éstos requieren de oxígeno, entonces la relación entre estos dos atributos biosedimentológicos debe ser inversamente proporcional, pues en ambientes con poco oxígeno los foraminíferos bentónicos son escasos, es decir, con una presencia abundante de formas bentónicas se espera encontrar escasas o nulas cantidades de pirita (Salmerón, 2001). En las muestras del pozo estudiado se observa que la relación inversa entre la pirita y los foraminíferos bentónicos se cumple a lo largo de la columna del pozo, pues en las profundidades que presentan mayor cantidad de pirita, en sedimentos arcillosos, los organismos bentónicos se mantienen en una proporción menor que los planctónicos y es evidente que desde los 1050 metros a los 5 m, intervalo en el que dominan los foraminíferos bentónicos, la presencia de pirita resulta escasa o nula.

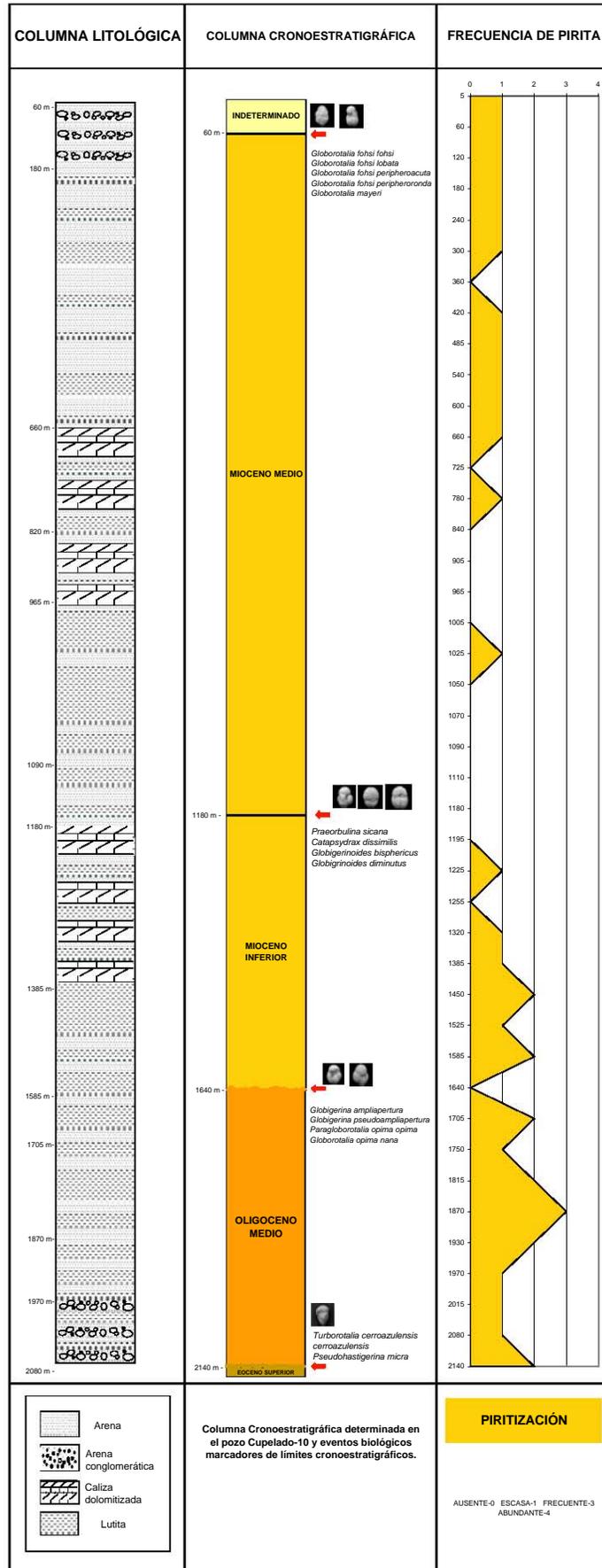


Figura 4.13. Frecuencia de pirita presente en el pozo Cupelado - 10.

4.4 Análisis paleobatimétrico

La identificación de las especies de foraminíferos bentónicos encontrados en las muestras de canal del pozo Cupelado – 10 (figura 4.14) y su distribución en la columna batimétrica se realizó de acuerdo a los trabajos realizados por Kohl (1985), Bolli (1994), Sansores y Flores-Covarrubias (1972) y con base en la Tabla Paleobatimétrica integrada por PEMEX-IMP (2000).

Por las especies identificadas y por la presencia dominante de foraminíferos planctónicos contra los bentónicos, en el intervalo que va de los 2140 m y hasta los 1585 m, se observan condiciones de aguas profundas. Este intervalo representa una intercalación de condiciones de plataforma media y plataforma externa, ambas en la porción distal, es decir muy cerca del siguiente nivel batimétrico, plataforma externa y talud superior respectivamente, ya que además de encontrar especies indicadoras de plataforma media y externa como *Planulina* sp., *Heterolepa dutemplei*, *Heterolepa* sp., *Gyroidinoides altiformis*, *Cibicidoides pseudoungeriana*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina* sp., también se identificaron especies batiales como son *Anomalinoides pseudogrosserrugosa*, *Melonis affinis*, *Praeglobobulimina ovata* y *Siphonodosaria curvatura*. En este intervalo se encontraron algunas especies de plataforma interna como *Lenticulina americana*, *Amphistegina lessonii* y *Hanzawaia* sp., se consideró que estas especies de ambientes menos profundos están presentes por el arrastre que ocurre en la plataforma debido a su pendiente.

A partir de la profundidad de 1525 a 1320 metros predominan especies como: *Amphistegina lessonii*, *Lenticulina americana*, *Florilus commune*, *Hanzawaia americana*, *Hanzawaia concentrica*, entre otras, indicando un cambio a condiciones de plataforma interna hacia la región distal.

En el intervalo que va de los 1255 m a los 1195 m se encontraron especies típicas de plataforma externa como *Uvigerina peregrina*, *Gyroidinoides altiformis*, *Brizalina marginata* y *Cibicidoides ungeriana*, pero la presencia de especies de ambientes más someros como: *Elphidium* sp., *Hanzawaia americana*, *Hanzawaia concentrica*, nos indica que el ambiente puede ubicarse en la parte proximal de la plataforma externa.

De 1180 a 1025 metros, aunque predomina un ambiente de plataforma interna, en las muestras 1025 y 1070 se encontraron especies típicas de ambientes más profundos (neríticos externos, medio e incluso batiales) como: *Brizalina marginata*, *Uvigerina bermudezi*, *Fursenkoina punctata*, *Gyroidinoides altiformis* y *Plectofrondicularia* sp. La presencia de estos organismos junto con las especies características de plataforma interna puede indicarnos arrastre de organismos o bien que nos encontramos en la parte distal de la plataforma media.

En el siguiente tramo que va de los 1090 a los 1180 metros se observan nuevamente las especies características de plataforma interna, es decir, *Amphistegina lessonii*, *Elphidium crispum*, *Florilus* sp., *Lenticulina americana*, *Astacolus* sp., y *Hanzawaia* sp.

Por último, como se puede observar en la figura 4.15, en el intervalo que va de los 1050 hasta los 60 metros, al que se le ha dado una edad de Mioceno Medio, predomina un ambiente de plataforma interna por la presencia de las siguientes especies: *Amphistegina lessonii*, *Astacolus vughani*, *Lenticulina americana*, *Elphidium sagrum*, *Elphidium crispum*, *Hanzawaia americana*, *Hanzawaia concentrica*, *Florilus scaphus*, *Florilus commune* y *Textularia* sp. A lo largo de este intervalo se encuentran ligeras variaciones hacia la parte distal o proximal de la plataforma interna, debido a la presencia de especies que son más comunes en regiones un poco más profundas como en las muestras de 300 m y 780 metros, donde además de las especies mencionadas, encontramos la presencia de *Cibicidoides* sp., *Bulimina striata* y *Bolivina* sp. Por el contrario, en las muestras 905, 965 y 1005 se encontró *Quinqueloculina lamarckiana*, que es una especie más común de ambientes transicionales, por lo que el ambiente en estas muestras se considera de plataforma interna hacia su parte proximal. De manera general en el intervalo estudiado de los 2140 a los 5 metros, se observa una transgresión marina a partir de la plataforma externa hacia su parte distal, hasta la plataforma Interna o ambiente nerítico interno.

En la figura 4.14 se observa la distribución de los foraminíferos bentónicos en la columna del pozo Cupelado-10, fácilmente se puede distinguir la continuidad que presentan principalmente dos especies: *Amphistegina lessoni* y *Lenticulina americana*, ambas son características de plataforma interna. Estas se presentaron de manera abundante en la parte superior de la columna, donde los ambientes de depósito corresponden a plataforma interna y media; conforme el ambiente de depósito indicaba zonas más profundas, estas especies disminuían en abundancia, pero continuaban presentes. Su presencia puede ser un claro ejemplo del arrastre que ocurre en la plataforma continental y en el talud, debido a la pendiente, lo que hace que resulte común encontrar especies de ambientes someros en zonas profundas.

Profundidad (metros)	Edad	Paleoambientes					
		Transicional	Plataforma interna	Plataforma media	Plataforma externa	Talud superior	
5	Indeterminada						
60	Mioceno Medio						
120							
180							
240							
300				Distal			
360							
420				Distal			
485							
540							
600							
660							
725							
780				Distal			
840							
905				Prox			
965			Prox				
1005			Prox				
1025					Prox		
1050							
1070							
1090							
1110							
1180	Mioceno Inferior						
1195						Prox	
1225						Distal	
1255						Prox	
1320				Distal			
1385				Prox			
1450				Distal			
1525				Distal			
1585		Oligoceno Medio			Distal		
1640					Distal		
1705					Distal		
1750					Distal		
1815					Distal		
1870					Distal		
1930					Distal		
1970	Eoc. Sup.			Distal			
2015				Distal			
2080							
2140						Distal	

Figura 4.15. Cuadro con la interpretación paleobatimétrica, el límite del sombreado corresponde al ambiente identificado.

5. DISCUSIÓN

Se consideró apropiado realizar el análisis cada 60 m para poder abarcar una mayor proporción de la columna y observar las especies típicas de por lo menos tres épocas y distintos ambientes de depósito ya que uno de los objetivos de este trabajo fue conocer y aplicar la metodología biosedimentológica al pozo Cupelado – 10, lo que implica también reconocer los organismos característicos del Cenozoico. Se determinaron edad y batimetría de la columna del pozo hasta los 2140 m, para encontrar la base del Oligoceno Medio y por consiguiente la entrada de la época previa, que en este caso fue del Eoceno Superior. Una de las desventajas de realizar el estudio de esta manera, fue que la información de muestras intermedias no se determinó, (ya que las muestras de los pozos generalmente se observan cada 20 metros o menos); esto puede generar cierto grado de error, porque en las muestras no observadas pueden encontrarse especies importantes que permitan delimitar con mayor precisión los contactos. Por esta razón, cuando se observaban cambios significativos en la fauna, se revisaron las muestras intermedias para así encontrar con mayor precisión los cambios entre las unidades biocronológicas, término que se utiliza en referencia a las edades encontradas en el intervalo estudiado del pozo Cupelado – 10, por no ser posible la identificación de biozonas, debido a la mala conservación de los foraminíferos.

La determinación de las unidades biocronológicas se realizó con algunas dificultades, ya que las especies planctónicas que presentaba un número de significativo individuos, no correspondían a especies índice; éstas se observaron con una frecuencia escasa, por ello la edad se determinó tomando en cuenta el alcance estratigráfico del conjunto de fósiles de cada muestra, con especial atención en las primeras apariciones en sentido de perforación de las especies más antiguas, para evitar considerar especies retrabajadas, es decir, aquellas que han sido transportadas y que al encontrarse en estratos más jóvenes podrían generar interpretaciones erróneas acerca de la edad.

Para los intervalos del Oligoceno Medio (2015 m – 1640 m) y el Mioceno Inferior (1585 – 1195), aunque no presentaban especies índice abundantes, se observó continuidad, es decir, era posible asignar edad a la mayor parte de las muestras. Las muestras correspondientes al Mioceno Medio fueron las que presentaron menor cantidad de especies índice, incluso muchas de ellas sólo podían determinarse como neógenas, pero las muestras suprayacentes a las indeterminadas, que sí contenían especies índice y que continuaban con la secuencia del linaje de *Globorotalia fohsi* y *Globorotalia mayeri*, permitieron que estas muestras se consideren también parte del Mioceno Medio; además, fue en este intervalo donde se identificaron en una muestra, especies paleógenas, concretamente del Paleoceno Superior, pero al no observar continuidad alguna en muestras superiores e inferiores, la presencia de estos organismos en la muestra de profundidad 1050 m se considera como contaminación por un mal manejo durante el procesado, o también pueden considerarse como redepositados.

La ausencia de Oligoceno Inferior y Oligoceno Superior puede deberse a una falta de depósito, ya sea por un mínimo aporte de sedimentos, o por efecto de la erosión de los estratos de esa edad, etc. Las condiciones y

eventos geológicos que ocurren en cada región, hacen distintas las condiciones para la conservación de los organismos, permitiendo en algunos casos encontrar fósiles bien o mal conservados e incluso no permitir la fosilización, dejando un registro incompleto.

En las muestras del pozo Cupelado – 10, los organismos se observaron mal conservados, ejemplo de ello son las cámaras y ciertas estructuras de ornamentación como quillas, bullas, etc., que se observaron rotas, además el número de organismos cuantificados fue bajo en la mayor parte de la columna. Esto indica que los procesos diagenéticos, es decir, todos aquellos posteriores a la sedimentación, como compactación, cementación, recristalización y deformación de minerales, disolución, etc., no fueron óptimos para la conservación de las conchas, provocando que la fracción mineral se encuentre siempre en una proporción mayor.

Los cambios en el nivel del mar repercuten sobre la fauna, aunque la profundidad del agua por sí sola no controla la distribución de un taxón, es un factor que afecta parámetros ambientales como son la temperatura, salinidad, luz, sustrato, etc., que a su vez tienen influencia sobre los organismos, por lo tanto se podría decir que la profundidad del agua es una variable que engloba o resume los factores mencionados (Holland, 1995). Estos cambios pueden reflejarse sobre el porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos, que cambia de acuerdo a la batimetría, al igual que las especies e incluso la abundancia. De acuerdo con Salmerón (2004), cuando el nivel del mar baja, también se registra una baja en la abundancia, es por esta razón que dicho atributo resulta útil en la identificación de las secuencias regresivas y transgresivas. Al comparar la gráfica de este atributo con la batimetría determinada con base en las especies de foraminíferos bentónicos, se puede distinguir cómo la abundancia de foraminíferos disminuía o aumentaba junto con el nivel del mar (figura 5.1).

Analizando la diversidad de foraminíferos del pozo Cupelado – 10, encontramos que no fue muy alta a lo largo de la columna, salvo las muestras 60 m, 195 m, 1815 m y 2140 m que presentan los mayores valores de este parámetro. Aunque la diversidad también puede ayudar a determinar las secuencias regresivas y transgresivas, es importante señalar que podría observarse una relación inversamente proporcional entre la presencia de pirita y la diversidad de organismos bentónicos, pues de acuerdo a Rhoads y Morse (1971), conforme disminuye el oxígeno, se forma un gradiente que provoca la disminución de los organismos bentónicos, es decir, si encontramos pirita de forma abundante, se infiere que el ambiente de depósito era anóxico, por lo tanto la diversidad disminuiría incluso hasta ser nula, por el contrario, si la pirita es escasa o nula, se esperaría encontrar valores altos en la diversidad. Al analizar las gráficas de estos atributos (diversidad y pirita) no se observa claramente esta relación; la pirita se presentó de manera escasa o nula casi la mayor parte de la columna, sin embargo, en las muestras que presentaban una mayor frecuencia relativa, la diversidad no disminuyó, sino que se observó un ligero aumento.

Es importante señalar que la presencia de pirita no siempre es un indicador de ambientes anóxicos, pues en algunas ocasiones se forma en condiciones con oxígeno dentro de microambientes anaerobios, esto ocurre cuando el carbón orgánico se descompone, produciendo un microambiente anóxico, que a su vez, es una

fuentes de sulfatos, entonces el hierro disuelto puede reaccionar con el sulfato y formar pirita (Allison *et al.*, 1995).

Por esta razón se considera que la pirita presente en la muestra no es un claro indicador de un ambiente anóxico, por no concordar con lo esperado sobre la fauna bentónica, o posiblemente el nivel de resolución pueda ocasionar errores en la interpretación, puesto que las muestras se analizaron cada 60 metros; al analizarlas cada 20 metros podría encontrarse una tendencia distinta a la observada (figura 5.2).

También se encontró una relación entre la batimetría determinada con las especies y el porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos, pues en ambas gráficas se observa que las muestras de mayor profundidad o las más antiguas (2140 m – 1225), caracterizan un ambiente que fluctúa entre la plataforma externa distal, plataforma media y plataforma interna distal. En cambio, entre los 1195 m y los 1050, el nivel del mar disminuye, presentando un ambiente de plataforma interna casi de manera homogénea hasta la cima del pozo, con algunas fluctuaciones hacia su parte proximal o distal. La frecuencia de nanoplancton calcáreo concuerda con esta inferencia, aunque en la mayor parte de la columna se registraron valores comunes y abundantes de la frecuencia de este atributo, es hacia la base del pozo donde se observan estos valores de manera más constante, en cambio, conforme más se acercan las muestras a la cima, los valores son menos constantes y con una tendencia a disminuir, manteniéndose en fluctuaciones entre valores comunes y raros; lo cual también indica un cambio de la zona pelágica a la nerítica hacia las muestras más recientes (figura 5.3).

POZO CUPELADO - 10 (Cuenca Tampico Misantla).

Fig. 5.2 Comparación de las gráficas de diversidad de especies de foraminíferos bentónicos y planctónicos con la frecuencia de pirita

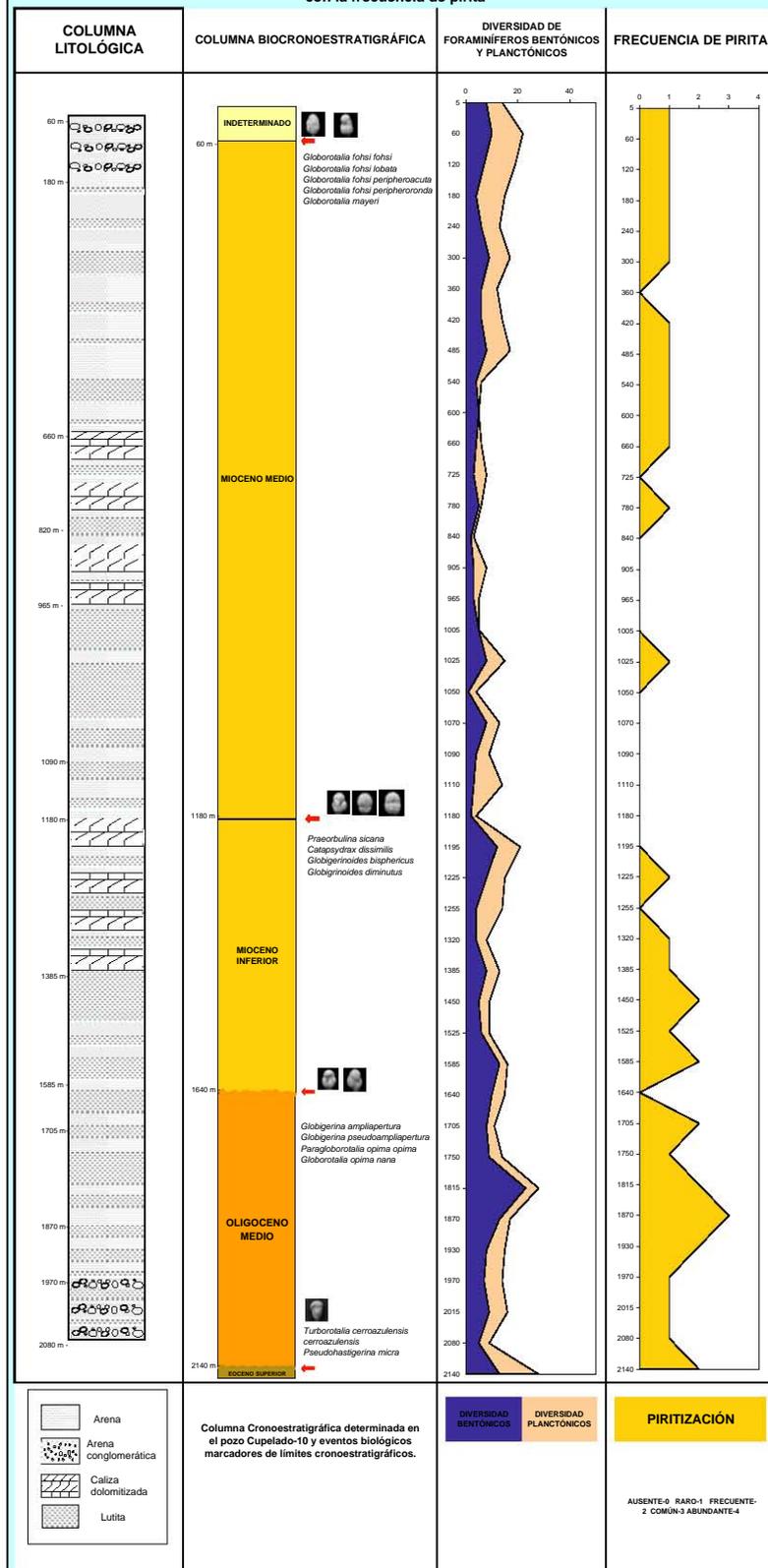


Figura 5.2. Comparación entre las gráficas de diversidad y piritización del pozo Cupelado -10.

Pozo Cupelado -10 (Cuenca Tampico - Misantla).

Figura 5.3. Comparación entre las gráficas de porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos, nanoplancton calcáreo y paleobatimetría.

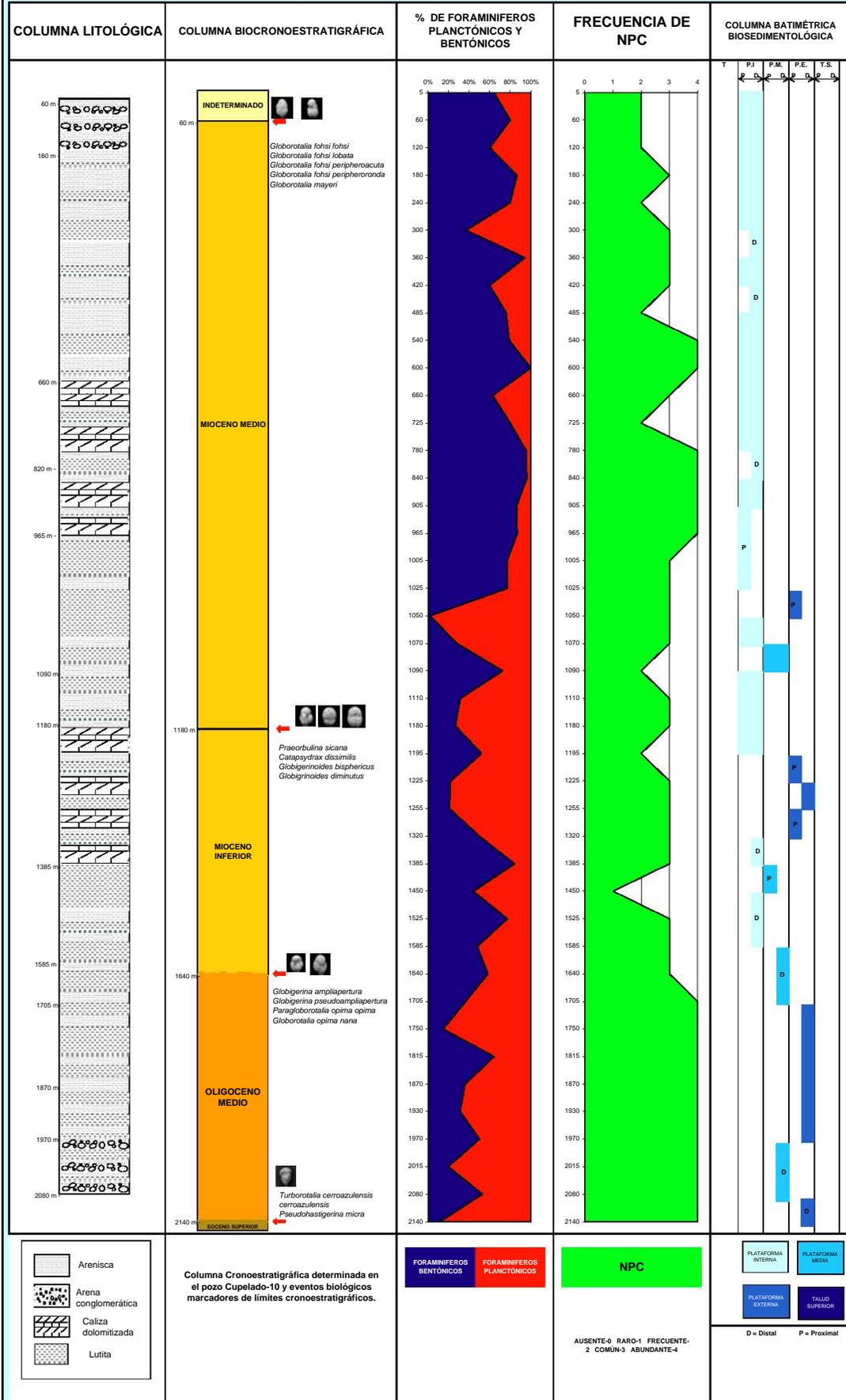


Figura 5.3. Comparación entre las gráficas de porcentaje de foraminíferos bentónicos y planctónicos, nanoplancton calcáreo y la batimetría determinada con base en los géneros y especies de foraminíferos bentónicos identificados en el pozo Cupelado - 10.

6. CONCLUSIONES

Del análisis de las muestras de canal del pozo Cupelado-10 de acuerdo a la metodología biosedimentológica, y siguiendo los objetivos del presente trabajo, se puede inferir y concluir lo siguiente:

- Se encontraron 146 especies, pertenecientes a los siguientes Órdenes: 23 especies del orden Buliminida, 14 de Lagenida, 1 especie de Lituolida, 1 de Miliolida, 31 de Rotaliida, 7 de Textulariida y 61 especies de Globigerinida, siendo este último el más representado con 41 % de las especies identificadas. A nivel de superfamilia, las que presentaron mayor número de especies fueron Globorotaliacea con 32 especies y Globigerinacea con 29. En cuanto a los foraminíferos bentónicos las superfamilias con mayor porcentaje fueron la Chilostomellacea con 16 especies, Nodosariacea con 14 y Buliminacea con 11 especies. La familia Textulariaceae presentó 7 especies, mientras que la Pleurostomellacea, Discorbacea y Discorbinellacea se observaron cada una con 6 especies; la superfamilia Asterigerinacea estuvo presente con 4 especies, Rotaliacea y Cassidulinacea con 3; Planorbulinacea y Bolivinacea con 2, por último las superfamilias Fursenkoinacea, Spiroplectaminacea, Miliolacea, y Nonionacea únicamente presentaron una especie.
- Se determinaron las siguientes unidades biocronológicas con base en el contenido de foraminíferos planctónicos:
 - A los 2140 metros, se determinó la entrada del Eoceno Superior por la presencia de *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta* y *Pseudohastigerina micra*.
 - De los 2080 m a los 1640 m, se encontró fauna característica del Oligoceno Medio por la presencia de *Paragloborotalia opima opima*, *Globorotalia opima nana*, *Globigerina ampliapertura* y *Globigerina pseudoampliapertura*.
 - A partir de los 1585 m y hasta los 1195 m la edad determinada fue del Mioceno Inferior por la presencia de *Praeorbulina sicana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides bisphericus* y *Globigerinoides diminutus*.
 - Por último, el Mioceno Medio se encuentra desde los 1180 m hasta los 60 m por la presencia de *Globorotalia fohsi lobata*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta*, *Globorotalia fohsi peripheroronda* y *Globorotalia mayeri*.
- Se encontraron dos discontinuidades estratigráficas, la primera entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Medio, y la segunda entre el Oligoceno Medio y el Mioceno Inferior,

probablemente por falta de depósito de las rocas del Oligoceno Inferior y del Oligoceno Superior o por haber sido erosionadas.

- La determinación de biozonas no pudo realizarse debido a la mala conservación de los fósiles y a la escasa abundancia de restos, principalmente de los fósiles índice, por lo que la columna estudiada se subdividió en épocas tomando en consideración las primeras apariciones de las especies más antiguas, sobre todo de las especies índice.
- De acuerdo a las gráficas de porcentaje de foraminíferos planctónicos y bentónicos, a la frecuencia del nanoplancton calcáreo y a las especies identificadas de foraminíferos bentónicos, se considera que el ambiente de depósito fluctúa entre la plataforma externa en su parte distal y la plataforma interna.
- - De los 2140 a los 1585 m el ambiente fluctúa entre la plataforma media distal y plataforma externa distal.
 - De los 1525 a los 1320 m el ambiente se considera de plataforma interna distal.
 - De los 1255 a los 1195 m se considera como parte de la plataforma externa proximal.
 - De los 1180 m a los 1025 m nuevamente se infiere un ambiente de plataforma interna.
 - Y de los 1005 a los 5 m predominan también atributos biosedimentológicos característicos de plataforma interna.
- De acuerdo a la presencia de pirita y la diversidad de especies, el paleoambiente no parece haber sido anóxico en ninguna época, por lo tanto no se considera como un lugar propicio para la conservación de materia orgánica.
- Hacia la base, en las muestras correspondientes al Eoceno Superior – Oligoceno Medio se observa una mayor profundidad del ambiente, misma que disminuyó hacia la cima, (Mioceno Medio), indicando de manera general una regresión marina, con fluctuaciones intermedias.
- Se considera que para poder determinar con más detalle la edad de la columna, es mejor realizar el análisis de manera continua y no con muestras intercaladas, para poder determinar con mayor precisión las unidades biocronológicas o bioestratigráficas.
- En el área de estudio se han analizado por medio de esta metodología los pozos Cangrejo – 1, Nautla – 1, Lankahuasa Nte – 1, Cañonero – 1 y Tritón – 1, por lo tanto se puede realizar una correlación de éstos con la columna del pozo Cupelado – 10.

7. CONSIDERACIONES Y PERSPECTIVAS

- Se considera que la micropaleontología y la bioestratigrafía, integradas a través la metodología biosedimentológica son una importante herramienta para el ordenamiento de los estratos, principalmente aquellos que tienen valor en la exploración petrolera; la utilidad de los restos fósiles para estos fines es una clara muestra de la aplicación de la paleobiología en esta industria, por ello considero que es importante continuar fomentando la investigación de éste y muchos otros grupos fósiles, para ampliar la información que se obtiene de ellos, es decir para interpretar con mayor certeza los ambientes antiguos y la relación con los organismos que habitaban en ellos.
- Se sugiere que las muestras de pozos cercanos al Cupelado - 10, deben estudiarse con cuidado pues algunos reportes de estudios realizados en zonas aledañas al Cupelado -10 también reportan presencia de organismos del Paleógeno entre estratos neógenos.
- No se realizó una zonación detallada, debido a que las muestras contenían muy pocos restos fósiles de cada especie, que además presentaban una mala conservación, además las muestras se revisaron cada 60 m; que es un intervalo entre muestras muy amplio. Para identificar biozonas, se requiere un análisis más fino, con un intervalo entre muestras no mayor de 20 metros, para que la base y cima de cada biozona se establezcan claramente, lo cual resulta difícil cuando se trabaja con muestras de canal, ya que la mayoría de las biozonas se han realizado tomando en cuenta muestras superficiales o núcleos donde se establecen las apariciones evolutivas de las especies y no las extinciones.

APÉNDICE 1

Cuadro de concentración de datos biosedimentológicos de las muestras de canal del pozo Cupelado - 10.

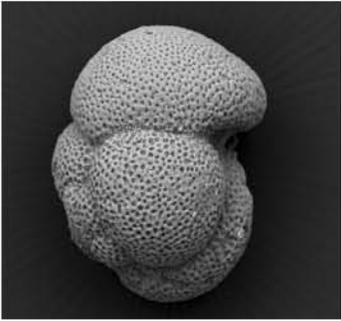
Profundidad (m)	NPC Ausente-0 RARO-1 ESCASO-2 COMÚN-3 ABUNDANTE-4	Peso (P) antes del lavado (g)	Peso (p) después del lavado (g)	P-p	Porcentaje de (p)	Porcentaje de (P-p)	Porcentaje de fracción fósil	Porcentaje de fracción mineral	Porcentaje de foraminíferos bentónicos	Porcentaje de foraminíferos planctónicos	Abundancia	Diversidad de foraminíferos bentónicos de especies) (#	Diversidad de foraminíferos planctónicos de especies) (#	Pirritización ESCASO-1 FRECUENTE-2 ABUNDANTE-3	Porcentaje de foraminíferos aporcelanados	Porcentaje de foraminíferos arenáceos	Porcentaje de foraminíferos hialinos
5	2	46.7	4.9	41.8	10.49250535	89.50749465	15	85	64.3	35.7	482	8	6	1	0	0	100
60	2	44.9	14.2	30.7	31.62583519	68.37416481	35	65	80.02	19.98	5878	10	12	1	0.2	0.1	99.7
120	2	54	6.3	47.7	11.66666667	88.33333333	20	80	60.1	39.9	2710	7	12	1	0.2	0	99.8
180	3	57.4	9.2	48.2	16.02787456	83.97212544	40	60	86.58	13.42	4158	4	11	1	0.5	0.5	99
240	2	58	3.9	54.1	6.724137931	93.27586207	20	80	80	20	140	6	7	1	0.7	0	99.3
300	3	31.3	3.1	28.2	9.904153355	90.09584665	25	75	37.02	62.98	343	9	8	1	0	0	100
360	3	54.1	7.1	47	13.12384473	86.87615527	20	80	94.32	5.68	493	6	6	0	0	0	100
420	3	35.2	3.9	31.3	11.07954545	88.92045455	40	60	60	40	180	6	8	1	2	0.5	97.5
485	2	21	5.8	15.2	27.61904762	72.38095238	15	85	76	24	356	8	9	1	0.28	0.25	99.47
540	4	78.2	14.4	63.8	18.41432225	81.58567775	1	99	79.16	20.84	24	4	2	1	0	0	100
600	4	70	11.4	58.6	16.28571429	83.71428571	1	99	100	0	11	5	0	1	1	0	99
660	3	64.2	5.6	58.6	8.722741433	91.27725857	1	99	62.9	37.1	13	4	2	1	0	0	100
725	2	82.1	22.7	59.4	27.64920828	72.35079172	0.5	99.5	80	20	30	3	5	0	0	0	100
780	4	70.71	8.2	62.51	11.59666242	88.40333758	2	98	95.45	4.55	22	5	1	1	4.54	0	95.46
840	4	56.3	4.5	51.8	7.992895204	92.0071048	5	95	96.15	3.85	26	2	1	0	0	0	100
905	4	47.3	3.1	44.2	6.553911205	93.44608879	5	95	86.4	13.6	37	3	5	0	0	0	100
965	4	84.1	3.1	81	3.68608799	96.31391201	10	90	86.8	13.2	38	3	2	0	0	0	100
1005	3	82	4.5	77.5	5.487804878	94.51219512	1	99	77	23	27	5	0	0	0	0	100
1025	3	65.2	1.85	63.35	2.837423313	97.16257669	1	99	77.44	22.56	127	8	7	1	0	1.5	98.5
1050	3	98	22.1	75.9	22.55102041	77.44897959	10	90	2	98	50	1	3	0	0	0	100
1070	3	77	1.9	75.1	2.467532468	97.53246753	10	90	28	72	794	8	5	0	0	0	100
1090	2	86.3	2.1	84.2	2.433371958	97.56662804	15	85	72.6	27.4	95	4	5	0	0	0	100
1110	3	82.2	4.1	78.1	4.98783455	95.01216545	3	97	31.5	68.5	57	3	11	0	0	0	100
1180	3	60.9	5.2	55.7	8.538587849	91.46141215	1	99	26.6	73.4	15	2	2	0	0	0	100
1195	2	72.9	7.25	65.65	9.945130316	90.05486968	15	85	51.94	48.06	3577	12	9	0	0.1	0.05	99.85
1225	3	66.4	1.2	65.2	1.807228916	98.19277108	15	85	21.96	78.04	1844	8	7	1	0	0	100
1255	3	88.1	3.6	84.5	4.086265607	95.91373439	3	97	20.9	79.1	62	4	10	0	0	0	100
1320	3	78.1	5	73.1	6.402048656	93.59795134	5	95	50	50	22	4	4	1	0	0	100
1385	3	80	5.1	74.9	6.375	93.625	10	90	84.2	15.8	76	8	5	1	0	0	100
1450	1	108	3.8	104.2	3.518518519	96.48148148	3	97	44	56	25	5	4	2	0	0	100
1525	3	102	11.8	90.2	11.56862745	88.43137255	2	98	77.2	22.8	22	6	3	1	0	0	100
1585	3	82	13.9	68.1	16.95121951	83.04878049	5	95	48	52	75	13	3	2	0	0	100
1640	3	28	2.4	25.6	8.571428571	91.42857143	20	80	58.18	41.82	55	10	5	0	0	0	100
1705	4	24	3.9	20.1	16.25	83.75	3	97	36.53	63.47	52	8	3	2	0	0	100
1750	4	30	3.3	26.7	11	89	15	85	14.77	85.23	176	9	5	1	0	0	100
1815	4	46	3.3	42.7	7.173913043	92.82608696	25	75	64.28	35.72	98	23	5	2	0	6.12	93.88
1870	4	32	2.9	29.1	9.0625	90.9375	30	70	36	64	111	13	4	3	0	1.8	98.2
1930	4	72	5.5	66.5	7.638888889	92.36111111	10	90	31.25	68.75	48	8	7	2	0	0	100
1970	4	22	3.3	18.7	15	85	30	70	50	50	50	7	7	1	0	2	98
2015	4	35	7.8	27.2	22.28571429	77.71428571	15	85	19.67	80.33	49	9	7	1	0	0	100
2080	4	38	9.4	28.6	24.73684211	75.26315789	5	95	42.94	47.06	17	5	4	1	0	0	100
2140	4	56	10.8	45.2	19.28571429	80.71428571	10	90	11.73	88.27	213	13	15	2	0	0	100

APÉNDICE 2

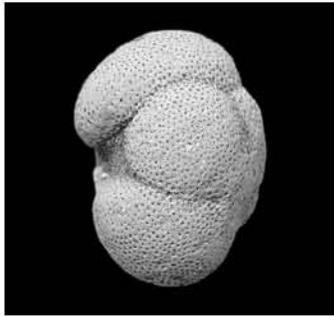
Lámina 3

- 1.- *Globigerina tripartita* Koch, 1926. Vista lateral.
- 2.- *Globigerina tripartita* Koch, 1926. Vista lateral.
- 3.- *Globigerina venezuelana* Hedberg, 1937. Vista umbilical.
- 4.- *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli, 1957. Vista umbilical.
- 5.- *Globigerinoides trilobus trilobus* Reuss, 1850. Vista umbilical.
- 6.- *Globigerinoides trilobus trilobus*. Reuss, 1850. Vista lateral.
- 7.- *Globigerinoides trilobus sacculifer* Brady, 1877. Vista umbilical.
- 8.- *Globigerinoides trilobus sacculifer* Brady, 1877. Vista espiral.
- 9.- *Globigerinoides trilobus sacculifer* Brady, 1877. Vista lateral.

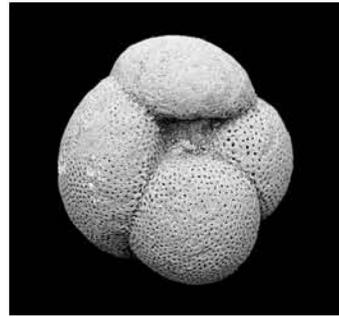
Lámina 3



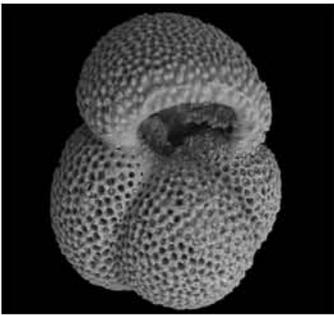
1



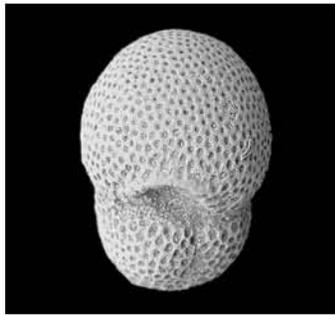
2



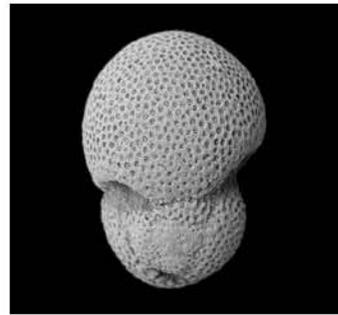
3



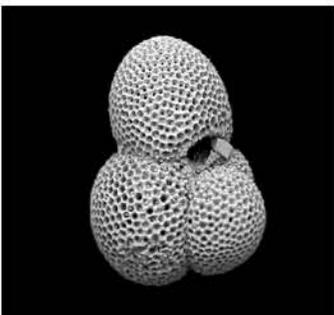
4



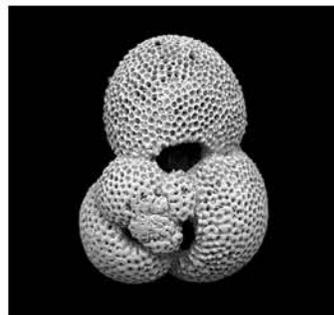
5



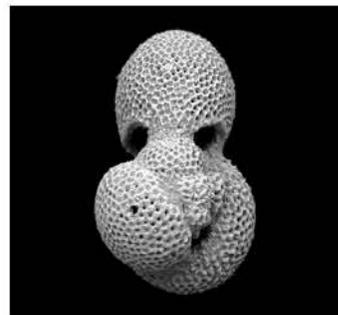
6



7



8

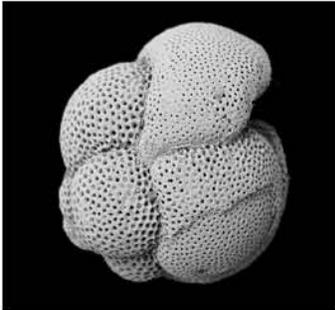


9

Lámina 4

- 1.- *Globoquadrina altispira altispira* (Cushman y Jarvis, 1936). Vista lateral.
- 2.- *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, 1957. Vista espiral.
- 3.- *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, 1957. Vista umbilical.
- 4.- *Globorotalia acostaensis* Blow, 1959. Vista umbilical.
- 5.- *Globorotalia acostaensis* Blow, 1959. Vista umbilical.
- 6.- *Globorotalia fohsi* s.l. Cushman y Ellisor, 1939. Vista umbilical.
- 7.- *Globorotalia fohsi* s.l. Cushman y Ellisor, 1939. Vista umbilical.
- 8.- *Globorotaloides variabilis* Bolli, 1957. Vista umbilical.
- 9.- *Globorotaloides variabilis* Bolli, 1957. Vista umbilical.

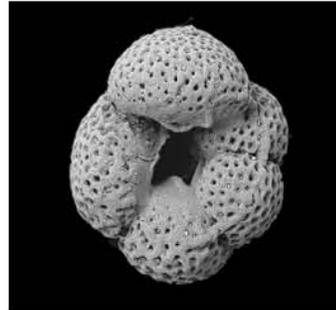
Lámina 4



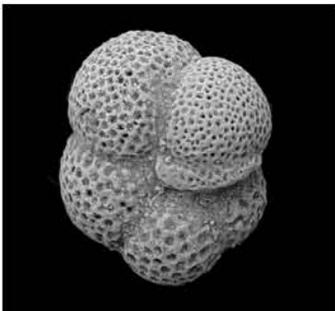
1



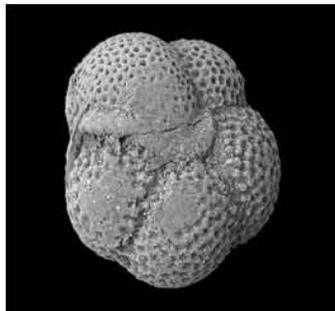
2



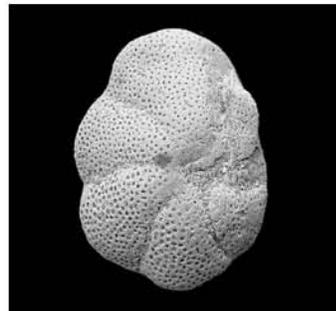
3



4



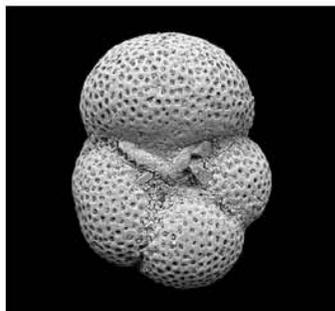
5



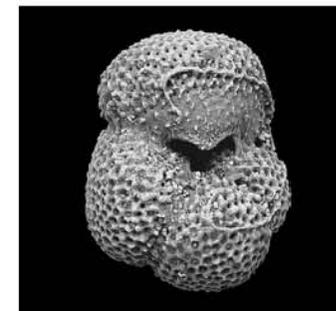
6



7



8

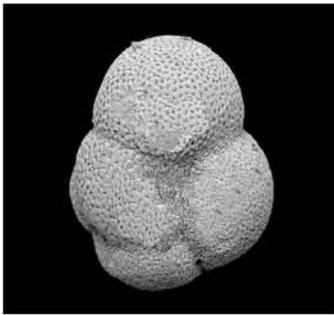


9

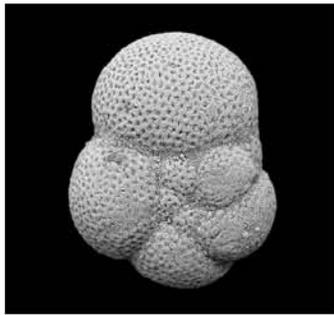
Lámina 5

- 1.- *Globorotaloides suteri* Bolli, 1957. Vista umbilical.
- 2.- *Globorotaloides suteri* Bolli, 1957. Vista espiral.
- 3.- *Praeorbulina transitoria* Blow, 1956. Vista umbilical.
- 4.- *Praeorbulina transitoria* Blow, 1956. Vista lateral.
- 5.- *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951. Vista externa.
- 6.- *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951. Vista externa.
- 7.- *Astacolus vaughani* (Cushman, 1918). Vista ventral.
- 8.- *Hanzawaia concentrica* (Cushman, 1918). Vista umbilical.
- 9.- *Florilus commune* (d' Orbigny, 1846). Vista ventral.
- 10.- *Florilus commune* (d' Orbigny, 1846). Vista dorsal.

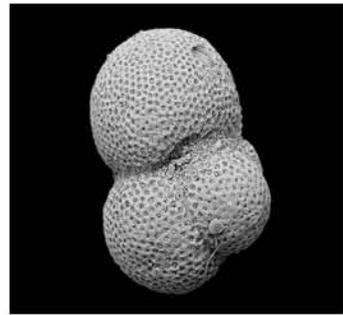
Lámina 5



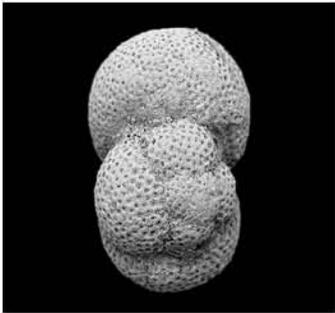
1



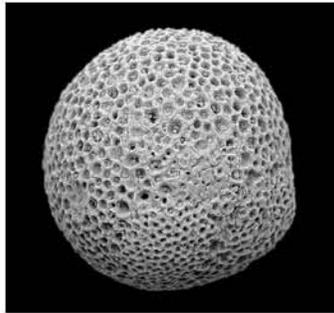
2



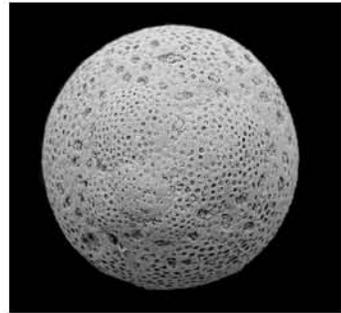
3



4



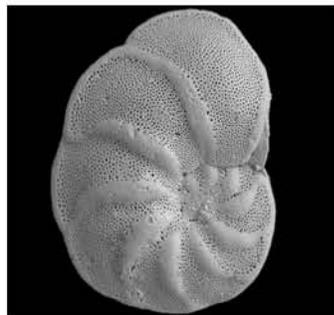
5



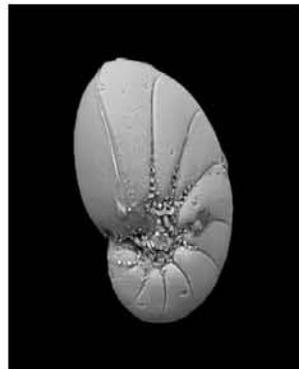
6



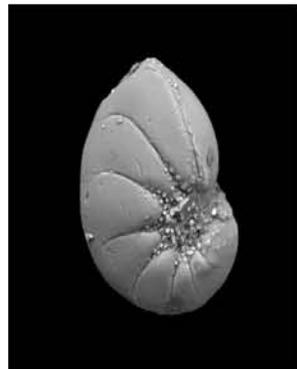
7



8



9



10

8. BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- Acosta, J. T., 1940, Algunos foraminíferos nuevos de las costas Cubanas, *In: Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico, Bulletin of American Paleontology*. Vol. 88, (322), 175 p.
- Adkins, W. S., 1925, Formación Coatzintla, *En: Maldonado, M. (eds.), 1956, XX Congreso Geológico Internacional. Excursión C- 16, Visita a las localidades tipo de las Formaciones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno de la Cuenca Sedimentaria de Tampico – Misantla, en la llanura costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Ver., Tampico, Tamps. y Ciudad Valles, S. L. P. 94 p.*
- Agueda, V. J., Anguita, V. F., Araña, S. V., López, R. J., Sánchez, L., 1981, *Geología*, Madrid España, Rueda 171 – 203 p.
- Allison, P. A., P. B. Wignall., and A. E. Brett., 1995, Palaeo-oxygenation: effects and recognition. *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, Geological Society Special Publication No. 83, 97 – 112.
- Asano, K., 1944, *Hanzawaia*, a new genus of Foraminifera from the Pliocene of Japan, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Ayala, C. A., 1956, Consideraciones sobre Micropaleontología de Foraminíferos. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 7. No. 3 y 4. 93-174.
- Aubouin, J., Brousse, R., Lehman, J. P., 1981, *Tratado de Geología. Paleontología Estratigráfica*. Barcelona, Ediciones Omega, Tomo II 258-306 p.
- Barker, R. W., 1936, Micropaleontology in Mexico with special reference to the Tampico embayment, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* Vol. 20, 433 – 456.
- Barker, R. W., and W. H. Blow, 1976, Biostratigraphy of some Tertiary Formations in the Tampico – Misantla Embayment, Mexico, *Journal of Foraminiferal Research*. Vol. 6, (1), 39 – 58.
- Bello, M., 1978, Estudio Estratigráfico y Diagenético de 13 pozos localizados al Sur del Río Cazones en la Faja de Oro, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 39, (2), 34-41.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher C. C., y Aubry, M. P., 1995, A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *In: Berggren W. A., Kent, D. V. Aubry M. P y Hardenbol, J., (eds.), Geochronology, Time Scale and Global Stratigraphic Correlations*, SEMP, Special Publication, Vol. 54, 129 – 212 p.

- Bermúdez, P. J., 1949, Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic, *Cushman laboratory for foraminiferal research*, Special publication No. 25, 322 p, 1 – 26 plates.
- Bermúdez, P. J., 1952, Estudio sistemático de los foraminíferos rotaliformes, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Berner, R. A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An update, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48, 605 – 615 p.
- Blainville, H. M., Ducrotay de, 1824, Dictionnaire des Sciences Naturelles, mollus-morf, vol. 32, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Blow, W. H., 1956, Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d' Orbigny, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K. 1985, Plankton Stratigraphy*, V. 1, Cambridge University Press, New York, 582 p.
- Blow, W. H., 1959, Age, correlation, and biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formation, Eastern Falcon, Venezuela, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K. 1985. Plankton Stratigraphy* V. 1. Cambridge University Press, New York, 582 p.
- Blow, W. H., and F. T., Banner, 1966, The morphology, taxonomy and biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis*, Le Roy, *Globorotalia fhoasi* Cushman and Ellisor, and related taxa, *In: Stainforth, R. M., J. L. Lamb., H. Luterbacher., J. H. Beard., R. M. Jeffords. 1975. ARTICLE 62 Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index forms*. The University of Kansas Paleontological Contributions, U. S. A., Harold Norman Fisk Memorial Papers EXXON Company, 425 p.
- Boersma, A., 1998, *Introduction to Marine Micropaleontology*, U. S. A., Elsevier Science. 19 – 186 p.
- Bolli, H. M., 1957, Planktonic foraminifera from the Oligocene – Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Bolli, H. M., A. R. Loeblich., H. Tappan., 1957, Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae *En: Barker, R. W., Blow, W. H., 1976. Biostratigraphy of some Tertiary Formations in the Tampico – Misantla Embayment, México, Journal of Foraminiferal Research*, Vol. 6, (1), 39 – 58 p.

- Bolli, H. M., Beckmann, and J. P., Saunders, J. B., 1994, *Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region*, New York, U. S. A., Cambridge University Press, 408 p.
- Bolli, H. M., J. B. Saunders, 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., (eds.), 1985, Plankton Stratigraphy V. 1., New York, Cambridge University Press, 582 p.*
- Boltovskoy, E., 1965, *Los foraminíferos recientes*, Argentina, Editorial Universitaria de Buenos Aires, 510 pp.
- Brady, H. B., 1877, Supplementary notes on the foraminifera of the Chalk (?) of the new Britain group, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K. 1985, Plankton Stratigraphy V. 1. New York, Cambridge University Press, 582 p.*
- Brady, H. B., 1881, Notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. Part III. 1 Classification. 2. Further notes on new species. 3. Note on *Biloculina* mud, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Brady, H. B., 1884, Report of the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873 – 1876, *In: Sen-Gupta, B. K., 1999, Modern Foraminifera*, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 371 p.
- Brasier, M. D., 1980, *Microfossils*, London U.K., George Allen and Unwin, 90-121 p.
- Brönnimann, P., 1951, The genus *Orbulina* d' Orbigny in the Oligo – Miocene of Trinidad, B. W. I., *In: Stainforth, R. M., J. L. Lamb., H. Luterbacher., J. H. Beard., R. M. Jeffords, 1975, ARTICLE 62 Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index forms*, The University of Kansas Paleontological Contributions, U. S. A., Harold Norman Fisk Memorial Papers EXXON Company, 425 p.
- Brönnimann, P., 1952, Globigerinoita and Globigerinatheka, new genera from the Tertiary of Trinidad, B. W. I., *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Brotzen, F., 1942, Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Buzas, M. A., 1969, Species Diversity: Benthonic Foraminifera in Western North Atlantic, *Science*, Vol. 163, 72 – 75.

- Carpenter, W. B., W. R. Parker., and T. R. Jones., 1862, Introduction to the study of the Foraminifera, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Cerrillo, C. J., 1987, Informe final No. PRIIGG-2081. Área cazones, Prospecto Bagre: México, Petróleos Mexicanos. Coordinación Regional de Exploración, Superintendencia de Interpretación y Evaluación Geofísica – Geológica, Zona Centro (inédito).
- Chapman, F., W. J. Parr, and A. C. Collins, 1934, Tertiary foraminifera of Victoria, Australia – The Balcombian deposits of Port Phillip, Part III, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Cifelli, R., 1982, Early occurrences and some phylogenetic implications of spiny, honeycomb textured planktonic foraminifera, *Journal of Foraminiferal Research*, Vol. 12, 105 – 115.
- Cole, W. S., 1928, A foraminiferal fauna from the Chapopote Formation in Mexico, *In: Stainforth, R. M., J. L. Lamb., H. Luterbacher., J. H. Beard., R. M. Jeffords., 1975, ARTICLE 62 Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index forms*, The University of Kansas Paleontological Contributions, U. S. A., Harold Norman Fisk Memorial Papers EXXON Company, 425 p.
- Colom, G., 1946, Los foraminíferos de las margas Vindoboniens de Mallorca, *In: Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico, Bulletin of American Paleontology*, Vol. 88, No. 322, 175 p.
- Comisión Norteamericana de nomenclatura estratigráfica, 1983, Código Estratigráfico Norteamericano, traducido por Sánchez-López, M., L. Cabib-Levi, publicado por el Instituto de Geología de la UNAM, la Sociedad Geológica Mexicana y la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 247 p.
- Costa, O. G., 1856, Paleontologia del regno di Napoli, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- XX Congreso Geológico Internacional, 1956, *Excursión C- 16, Visita a las localidades tipo de las Formaciones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno de la Cuenca Sedimentaria de Tampico – Misantla, en la llanura costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Ver., Tampico, Tamaulipas y Ciudad Valles, S. L. P. Maldonado, M. (eds). 94 p.*
- Cushman, J. A., 1918a, Some Pliocene and Miocene Foraminifera of the Coastal Plain of the United States, *United States Geological Survey, Bulletin 676*, 100 p.

- Cushman, J. A., 1918b, The Smaller fossil foraminifera of the Panama Canal Zone, *En: Sansores, J. C., Flores-Covarrubias, C., 1972, Foraminíferos Bentónicos del Terciario Superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, Mex. Instituto Mexicano del Petróleo. 534p.*
- Cushman, J. A., 1922, Shallow-water foraminifera of the Tortugas region, *In: Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico. Bulletin of American Paleontology, Vol. 88, (322), 175 p.*
- Cushman, J. A., 1923, The foraminifera of the Atlantic Ocean, *In: Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico. Bulletin of American Paleontology. Vol., 88, (322), 175 p.*
- Cushman, J. A., 1925, An introduction to the morphology and classification of the Foraminifera. *In: Sen-Gupta, B. K., 1999, Modern Foraminifera, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 371 p.*
- Cushman, J. A., 1927, Some Characteristics Mexican Fossils Foraminifera, *In: Barker, R. W., 1936, Micropaleontology in Mexico with special reference to the Tampico Embayment, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 20, (4), 433 -456 p.*
- Cushman, J. A., 1927b, An outline of a re-classification of the foraminifera, *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Vol. 3, 1 – 105.*
- Cushman, J. A., 1945, Parallel evolution in the Foraminifera. *In: Sen-Gupta, B. K. 1999, Modern Foraminifera, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 371 p.*
- Cushman, J. A. 1948, Foraminifera: Their classification and Economic Use. *In: Sen-Gupta, B. K., 1999, Modern Foraminifera, Netherlands, Kluwer Academic Publishers. 371 p.*
- Cushman, J. A., and P. J. Bermúdez, 1937, Further new species of foraminifera from the Eocene of Cuba, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Cushman, J. A., and P. J. Bermúdez, 1949, Some Cuban species of *Globorotalia* *In: Loeblich A. R., and H. Tappan, 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Cushman, J. A., and A. O. Ellisor, 1939, New species of foraminifera from the Oligocene and Miocene, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K. 1985, Plankton Stratigraphy V. 1. New York, Cambridge University Press, 582 p.*

- Cushman, J. A., and P. W., Jarvis, 1936, Three new foraminifera from the Miocene Bowden Marl, of Jamaica, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, Plankton Stratigraphy V. 1. New York, Cambridge University Press, 582 p.*
- Cushman, J. A., and R. M. Stainforth, 1945, The foraminifera of the Cipero Marl Formation of Trinidad, British West Indies, *In: Bermúdez, P. J., 1949, Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic, Cushman laboratory for foraminiferal Research, Special publication No. 25, 322 p, 1 – 26 plates.*
- Defrance, J. L. M., 1824, Dictionnaire des Sciences Naturelles, *In: Loeblich A. R., and H. Tappan, 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Delage, Y., and E. Hérouard, 1896, Traité de Zoologie Concrète, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Drobner, E., H. Huber., G. Wächtershäuser., D. Rose., K. O. Stetter., 1990, Pyrite formation linked with hydrogen evolution under anaerobic conditions, *Nature, Vol. 346, 742 – 744 p.*
- Dumble, E. T., 1918, Geology of the northern end of the Tampico embayment area *In: Barker, R. W., Blow, W. H., 1976, Biostratigraphy of some Tertiary Formations in the Tampico – Misantla Embayment, México, Journal of Foraminiferal Research, Vol. 6, (1), 39 – 58 p.*
- Ehrenberg, C. G., 1838, Über dem blossen Auge unsichtbare Kalkthierchen und kieselthierchen als Hauptbestandtheille der Kreidegebirge, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Ehrenberg, C. G., 1939, Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemerges durch unsichtbare Organismen, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Ehrenberg, C. G., 1854. Mikrogeologie, *In: Lipps, J. H., 1981, What if anything is micropaleontology? Paleobiology, Vol. 7, No. 2, 167-199pp.*
- Eichwald, C. E. von, 1830, Zoología specialis, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.*
- Fernández, S. E., 1974, Informe Geológico Final del Pozo de Exploración Cupelado – 10: México, Petróleos Mexicanos. Superintendencia Gral. de Exploración, Departamento Geológico, Poza Rica, Ver. (Inédito), 50 p.

- Finlay, H. J., 1947, New Zeland Foraminifera. Key species in stratigraphy No. 5., *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Franzenau, A., 1884, *Heterolepa* egy új genus a Foraminiferák rendjében, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Galloway, J. J., 1933, *A manual of Foraminifera*, Bloomington, Principia Press, 483 p.
- Gartner, S., 1972, Late pleistocene calcareous nannofossils in the Caribbean and their interoceanic correlation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 12, No. 3 169 – 191 pp.
- Glaessner, M. F., 1937, Die Entfaltung der Foraminiferenfamilie Buliminidae, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- González – Danoso, J. M., 1969, Données nouvelles sur la texture et la structure du test de quelques foraminifères du Bassin de Grenade (Espagne), *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Grimsdale, T. F., 1933, Formación Escolín, *En*: Maldonado, M., (eds.), 1956, XX Congreso Geológico Internacional, Excursión C- 16, Visita a las localidades tipo de las Formaciones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno de la Cuenca Sedimentaria de Tampico Misantla, en la llanura costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Ver., Tampico, Tamaulipas y Ciudad Valles, S. L. P., 94 p.
- Haeckel, E., 1894, Systematische Phylogenie Entwurf eines Natürlichen Systems der Organismen auf Grund ihrer Stammesgeschichte, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Hedberg, H. D., 1937, Foraminifera of the MiddleTertiary Carapita Formation of Northeastern Venezuela, *In*: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, *Plankton Stratigraphy* V. 1. New York, Cambridge University Press, 582 pp.
- Hofker, J., 1951, The Foraminifera of the Siboga expedition. Part III. *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Hofker, J., 1956, Tertiary foraminifera of coastal Ecuador: Part II, Additional notes on the Eocene species, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Holland, S. M., 1995, The stratigraphic distribution of fossils, *Paleobiology*, Vol. 21, No. 1, 92 – 109 pp.

- International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy, (ISSC), 1976, Hedberg, H. D., (ed.), *International Stratigraphic Guide*, John Wiley and Sons, U. S. A. 97 p.
- Jones, T. R., 1875, Foraminifera. *In*: Jones, R. W., 1984, A revised classification of the unilocular Nodosaria and Buliminida (Foraminifera), *Revista Española de Micropaleontología*, 16: 91 - 160 p.
- Karrer, F., 1878, Die Foraminifera der Tertiären Thone von Luzon, *In*: Ellis, B. F., and Messina, A. R., 1940, *Catalogue of Foraminifera*. American Museum of Natural History, Special Publication, New York, p 439.
- Keijzer, F. G., 1945, Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba (E. of 76° W. L), with notes on the Geology of other parts of the island, *In*: Stainforth, R. M., J. L. Lamb., H. Luterbacher., J. H. Beard., R. M. Jeffords., 1975, *ARTICLE 62 Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index forms*, The University of Kansas Paleontological Contributions Harold Norman Fisk U. S. A., Memorial Papers EXXON Company, 425 p.
- Koch, R., 1926, Mitteltertiäre Foraminiferen aus Bulongan, Ost – Berno, *In*: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, *Plankton Stratigraphy* V. 1. New York, Cambridge University Press, 582 p.
- Kohl, Barry., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico, *Bulletin of American Paleontology*, Vol. 88, No. 322, 175 pp.
- Lamarck, J. B., 1804, Suite de mémoires sur les fossiles des environs de Paris, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Liebus, A., 1902, Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayerischen Molasse, *In*: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Lipps, J. H., 1981, What if anything is micropaleontology? *Paleobiology*, Vol. 7, (2), 167-199 .
- Lipps, J. H., 1993, *Fossil Prokaryotes and Protists*, U. S. A., Blackwell Scientific Publications, 342 p.
- Lister, J.J., 1903, The Foraminifera, *In*: Sen-Gupta, B. K., 1999, *Modern Foraminifera*, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.
- Loeblich, A. R., and H. Tappan, 1961, Suprageneric classification of the Rhizopodea, *In*: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.

- Loeblich, A. R., H. Tappan, 1964, Foraminiferal classification and evolution. *In: Sen-Gupta, B. K., 1999, Modern Foraminifera*, Netherlands, Kluwer Academic Publishers. 371 pp.
- Loeblich, A. R., and H. Tappan, 1988, Foraminiferal Genera and their classification, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 pp.
- Loeblich, A. R., and H. Tappan, 1992, Present status of foraminiferal classification, *In: Takayanagi, Y., and Saito, T. (eds.), Studies in Benthic Foraminifera BENTHOS' 90 Sendai*, Tokai Univ. Press, 93 – 102.
- López-Ramos, E., 1948, Recopilación Geológica (Campos petroleros Área NE de la Faja de Oro). *En: XX Congreso Geológico Internacional. 1956. Excursión C- 16, Visita a las localidades tipo de las Formaciones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno de la Cuenca Sedimentaria de Tampico – Misantla, en la llanura costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Ver., Tampico, Tamaulipas y Ciudad Valles, S. L. P. Maldonado, M., (eds.), 94 pp.*
- López-Ramos, E. 1980, *Geología de México*. T II. Edición Escolar, México, D. F. Secretaría de Educación Pública (SEP), 343 – 397 p.
- Marnissolle, D., D. Aitken, S. Ayala, N. Ayestran, R. Bronnec, B. Carrillo, A. Fayard, G. Granados, A. Hastings, F. Juon, A. Khayan, J. Mendoza, P. Petit, G. Rouault, M. Suter, J. Vargas, D. Vidal y Zinat, 1984, *Evaluación de Formaciones de México*, Schlumberger, I-1 - I-34 p.
- Martínez, G. J. y H., Ruíz, 2003, Estudio Biosedimentológico del Pozo Nautla – 1 aplicado a la Estratigrafía de Secuencias, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 50, (1 y 2), 13 – 20.
- Molina, E., 2002, *Micropaleontología*, España, Prensas Universitarias de Zaragoza. 634 p.
- Montfort, P. Denys de, 1808, Conchyliologie Systématique et Classification Méthodique des Coquilles, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Muir, J. M. 1936. Geology of the Tampico region, Mexico, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 280 p, 15 pls.
- Neumann, Madeleine., 1967, *Manuel de Micropaléontologie des foraminifères (Systématique – Stratigraphie)*, Paris, Gaurhier – Villars, 297 p.
- Nuttall, M. W. L. F., 1932, Lower Oligocene Foraminifera from Mexico, *Journal of Paleontology*, V. 6, 3 – 35 p, 1 – 9 pls.

- Nuttall, M. W. L. F., 1933, The Application of Micro-Palaeontology to Petroleum Geology, *En: Barker, R. W., 1936, Micropaleontology in Mexico with special reference to the Tampico Embayment. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 20, No. 4, 433 -456 pp.
- Olsson, R. K., 1964, *Praeorbulina* Olsson, a new foraminiferal genus, *Journal of Paleontology*, 38: 770 – 771.
- Orbigny, A. d', 1826, Tableau Méthodique de la Classe des Céphalopodes. *En: Sen-Gupta, B. K. 1999, Modern Foraminifera*, Netherlands, Kluwer Academic Publishers. 371 pp.
- Orbigny, A. d', 1839, Foraminifères, in Ramon de la Sagra, Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba, *In: Loeblich A. R., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Petróleos Mexicanos – Instituto Mexicano del Petróleo (PEMEX – IMP), 2000, Tabla paleobatimétrica general de las áreas petroleras de México, *En: Salmerón, U. P., 2000, Temas selectos de Estratigrafía (apuntes)*, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), Unidad Ticomán – Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), 185 p.
- Pedrazzini, C., 1978, Facies, Ambientes y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan – Tecolutla (Faja de Oro), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 39, (2), 118-125.
- Reineck, H. E., I. B. Singh, 1980, *Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics*, Germany, Springer – Verlag, Berlin Herdelberg, 132-380 p.
- Reuss, Z., 1850, Neue Foraminiferen aus den Schichten des Oesterreichischen Tertiärbeckens, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, Plankton Stratigraphy V. 1*. New York, Cambridge University Press, 582 p.
- Reuss, A. E., 1851, Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg, *In: Bolli, H. M., Beckmann, J. P., Saunders, J. B., 1994, Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region*, New York, U. S. A., Cambridge University Press, 408 p.
- Reuss, A. E., 1860, Die Foraminiferen der Westphälischen Kreideformation, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Rhoads, D.C., J. W. Morse, 1971, Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient marine basins. *In: Allison, P. A., P. B. Wignall., A. E. Brett, 1995, Palaeo-oxygenation: effects and recognition, Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, Geological Society Special Publication No. 83, 97 – 112 p.

- Roychoundhury, A. N., J. E. Kostka., P. Van Cappellen, 2003, Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 57. 1 – 11 p.
- Saidova, Kh. M., 1981, Osovremennom sostoyanii sistemy nadvidovykh taksonov Kaynozoyskikh bentosnykh foraminifer, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Salas, G. P., 1949, Geology and development of Poza Rica oil field, Veracruz, Mexico, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 33, (8), 1385-1409.
- Salmerón, U. P., 1965, Estudio Bioestratigráfico Preliminar de parte de la región Meridional de la Cuenca de Veracruz, México, IPN ESIA, Tesis de Licenciatura, 45 p.
- Salmerón, U. P., 2001, Apuntes sobre La Metodología Biosedimentológica, México, Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte del Proyecto F. 53554, (inédito).
- Salmerón, U. P., 2002, Apuntes sobre temas selectos de Bioestratigrafía, México, IPN. Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, Apuntes, (inédito).
- Salmerón, U. P., 2003, Uso de datos biosedimentológicos para determinar la columna cronoestratigráfica y paleobatimétrica del Terciario, en los pozos Tixán-1 y chem-1^a, de la sonda de Campeche, México. *En: Soto, L. A., (ed.), Agustín Ayala-Castañares: Universitario, impulsor de la investigación científica*, Instituto de Ciencias del mar y limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, 251-265 p.
- Salmerón, U. P., 2004, Estudio Bioestratigráfico del Pozo Apertura – 67 (3001), Cuenca de Veracruz, *Instituto Mexicano del Petróleo*, Reporte, (Inédito), 62 p.
- Sánchez, R. M. A., y P. Padilla. Metodología y técnicas para el estudio del nanoplancton calcáreo. *En: Apuntes sobre la Metodología Biosedimentológica*, México, Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte del Proyecto F. 53554, (Inédito).
- Sansores, J. C., Flores-Covarrubias, C., 1972, Foraminíferos Bentónicos del Terciario Superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, México, Instituto Mexicano del Petróleo, 534p.
- Schwager, C., 1876, Saggio di una classificazione dei foraminiferi avuto riguardo alle loro famiglie naturali, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.

- Schwager, C., 1877, Quadro del proposto sistema di classificazione dei foraminiferi con guscio, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Sen-Gupta, B. K. 1999, *Modern Foraminifera*, Netherlands, Kluwer Academic Publishers. 371 p.
- Sigal, J., 1952, Apeçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Stainforth, R. M., J. L. Lamb., H. Luterbacher., J. H. Beard., R. M. Jeffords, 1975, *ARTICLE 62 Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index forms*, The University of Kansas Paleontological Contributions, U. S. A, Harold Norman Fisk Memorial Papers EXXON Company, 425 p.
- Stefani, T., de, 1952, Su alcune manifestazioni di idrocarburi in provincia di Palermo e descrizione di foraminiferi nuovi, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, Plankton Stratigraphy V. 1*. New York, Cambridge University Press, 582 pp.
- Stehli, F. G., and W. B. Creath, 1964, Foraminiferal ratios and regional environments, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 48, (11), 1810-1827p.
- Stewart, R. E., and Stewart, H. C., 1930, Post – Miocene foraminifera from the Ventura Quadrangle, Ventura Co., California, *In: Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico, Bulletin of American Paleontology*, Vol. 88, (322), 175 p.
- Tabla de Correlación Estratigráfica de la República Mexicana, 1999, Compilado por Quezada – Muñetón, J. M. y Sarmiento – Bravo, R. Publicado por Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Terry, R. D., and G. V. Chilingar., 1955, Summary of “Concerning some additional aids in studying Sedimentary Formations”, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 25, (3), 229 – 234.
- Thalman, H. E., 1939, Bibliography and index to new genera, species and varieties of foraminifera for the year 1936, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Thalman, H. E., 1950, New names and homonyms in foraminifera, *In: Kohl, Barry., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico, Bulletin of American Paleontology*, Vol. 88, (322), 175 pp.

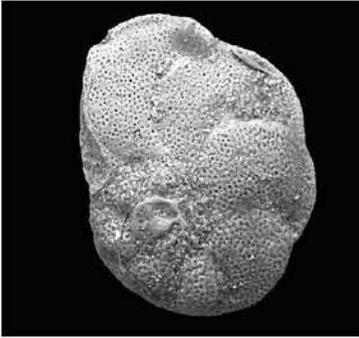
- Todd, R., 1954, Appendix in: Todd, R., Cloud, P. E. Jr., Low, D. and Schmidt, R. G., Probable occurrence of Oligocene on Spain, *In: Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch – Nielsen, K., 1985, Plankton Stratigraphy V. 1.* New York, Cambridge University Press, 582 p.
- Troelsen, J. C., and L. P. Quadros, 1971, Distribuição Bioestratigráfica dos Nanofósseis em Sedimentos Marinhos (Aptiano – Mioceno) do Brasil, *An. Acad. Brasil. Ciênc*, Vol. 43. Suplemento, 577 – 610.
- Van der Zwaan, G. J., I. A. P. Duijnste., M. den Dulk., S. R. Ernst., N. T. Jannink., and T. J. Kouwenhoven, 1999, Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts, *Earth Science Reviews*, Vol 46, 213-236.
- Vera – Torres, J. A., 1994, Estratigrafía principios y métodos, Madrid, Rueda, 11 – 13 p.
- Wade, C., and K. Darling., 2002, Fossilized records of past seas, *Microbiology Today*, Vol. 29, 1- 2.
- Wedekind, P. R., 1937, Einführung in die Grundlagen der historischen Geologie, Band II, *In: Loeblich A. R., and Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and their classification*, New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Wynn, J. R., 1996, *Micropaleontology in Petroleum Exploration*, Great Britain, Clarendon Press. Oxford, 432 p.

LÁMINAS

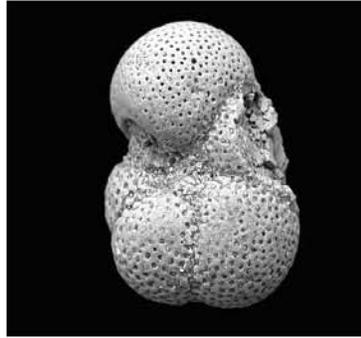
Lámina 1

- 1.- *Globorotalia fohsi lobata* (Bermúdez, 1949). 60 m. Vista umbilical, X150.
- 2.- *Globorotalia mayeri* (Ellisor, 1939). 1195 m. Vista umbilical, X200.
- 3.- *Globigerinoides diminutus* (Bolli, 1957). 1195 m. Vista umbilical, X300.
- 4.- *Globigerinoides bisphaericus* (Todd). 1450 m. Vista umbilical, X220.
- 5.- *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez, 1937). 1815 m. Vista umbilical, X150.
- 6.- *Paragloborotalia opima opima* (Bolli, 1957). 2180 m. Vista umbilical, X200.
- 7.- *Globorotalia ampliapertura* (Bolli, 1957). 2140 m. Vista umbilical, X200.
- 8.- *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer, 1945). 2140 m Vista lateral, X210.
- 9.- *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole, 1928). 2140 m. Vista lateral, X200.

Lámina 1



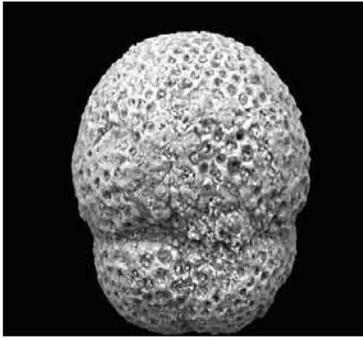
1



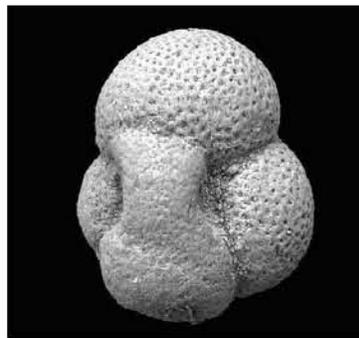
2



3



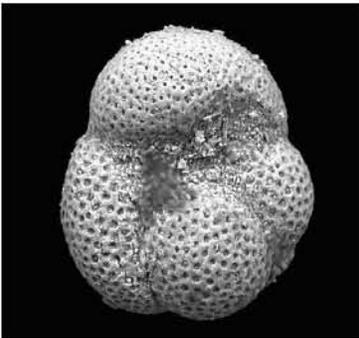
4



5



6



7



8



9

Lámina 2

- 1.- *Lenticulina americana* (Cushman). 300 m. Vista umbilical, X200.
- 2.- *Elphidium advenum* (Cushman, 1922). 300 m. Vista umbilical, X150.
- 3.- *Brizalina marginata* (Cushman, 1937). 1070 m. Vista lateral, X170.
- 4.- *Plectofrondicularia* sp. Liebus, 1902. 1070 m. Vista lateral, X150.
- 5.- *Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny) Nuttall, 1932. 1070 m. Vista espiral, X130.
- 6.- *Uvigerina peregrina* (Cushman, 1923). 1070 m. Vista lateral, X125.
- 7.- *Melonis affinis* (Reuss, 1851). 1640 m. Vista umbilical, X250.
- 8.- *Gyroidinoides broeckhiana* (Karrer). 1750 m. Vista espiral, X120.
- 9.- *Gyroidinoides altiformis* (Stewart y Stewart, 1930). 1255 m. Vista espiral, X190.

Lámina 2



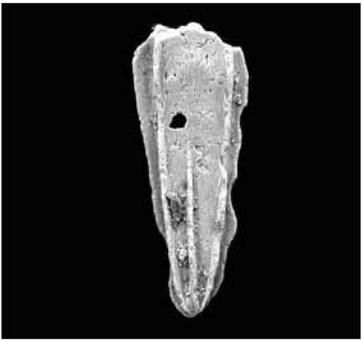
1



2



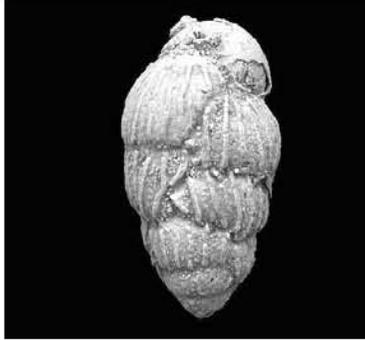
3



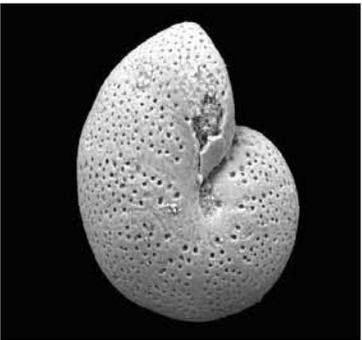
4



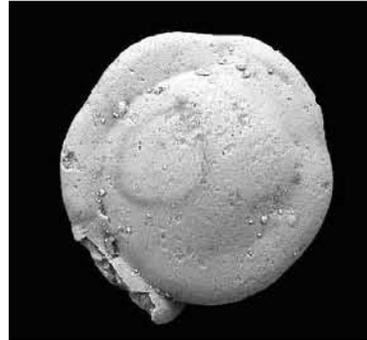
5



6



7



8



9