

TESIS DEFENDIDA POR  
**Roberto Yelil Marcos Girón**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. Javier Helenes Escamilla  
*Director del Comité*

---

M.C. Francisco Suarez Vidal  
*Miembro del Comité*

---

Dra. Ma. Elena Solana Arellano  
*Miembro del Comité*

---

Dr. John Fletcher Mackrain  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Antonio González Fernández  
*Coordinador del programa de posgrado  
en Ciencias de la Tierra*

---

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
*Director de Estudios de Posgrado*

23 de marzo de 2011

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

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

---

**ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE EMPALME, SONORA.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

**ROBERTO YELIL MARCOS GIRÓN**

Ensenada, Baja California, México, marzo del 2011.

**RESUMEN** de la tesis de **Roberto Yelil Marcos Girón**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en GEOLOGÍA. Ensenada, Baja California. Septiembre, 2010.

## **ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE EMPALME, SONORA.**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Javier Helenes Escamilla  
Director de Tesis

Se analizó el contenido palinológico de 95 muestras de canal del pozo Cajeme-1 para determinar la edad de los sedimentos marinos perforados en la Cuenca de Obregón, al sur del estado de Sonora. Los resultados obtenidos se integraron con los datos de foraminíferos proporcionados por PEMEX, para obtener edades y evolución paleobatimétrica consensos de la columna y determinar ciclos sedimentarios. Finalmente, se correlacionaron los ciclos sedimentarios y las edades consenso con la curva de cambios eustáticos para aumentar la resolución del marco cronoestratigráfico obtenido. Este estudio bioestratigráfico de alta resolución, permite identificar intervalos dentro del Neógeno, cuyas edades varían desde Mioceno Medio hasta Mioceno Tardío-Plioceno (Neógeno). La paleobatimetría interpretada con base en los foraminíferos bentónicos indica una transgresión desde ambientes transicional a Nerítico interno (0-50m) en la parte inferior de la columna, hasta Nerítico medio a externo (50-200m) en el intervalo (~1400-1100 m) Mioceno Medio y parte inferior del Mioceno Tardío. Posteriormente la sección representa una regresión en la cuenca, hasta llegar a ambientes continentales a Nerítico interno (0-50 m) en la cima.

Con esta paleobatimetría y los cambios en palinomorfos continentales y marinos del presente estudio se reconocen siete ciclos sedimentarios, correlacionables con secuencias de tercer orden (Haq et al, 1988; Hardenbol et al, 1998). Las edades calibradas de estas secuencias se agregan a las líneas propuestas bioestratigráficamente, obteniendo un marco cronoestratigráfico detallado que divide la columna estudiada con una resolución promedio de 0.69 Ma. Se identifican los siguientes intervalos separados por seis líneas de tiempo, en orden estratigráfico: un intervalo basal (1535-1435 m) de edad definida con poca resolución, variando desde Oligoceno tardío hasta Mioceno Medio (28.5-12.5 Ma), un segundo intervalo (1435-1375 m) de edad Mioceno Medio (11.9-16.4), un tercer intervalo (1375-1085 m) de edad Mioceno Medio a Tardío (12.5-7.3 Ma), un cuarto intervalo (1085-810 m) de edad Mioceno Medio a Tardío (5.32-12 Ma), y

finalmente un quinto intervalo (810-790 m) de edad Mioceno Medio a Plioceno (12-1.77 Ma). Este marco indica que una transgresión inicial originó la depositación de evaporitas y los primeros sedimentos marinos en el área, por encima de rocas volcánicas del Terciario inferior, hace casi 13 Ma. Después, la cuenca siguió recibiendo sedimentos en ambientes marinos cuando menos hasta el Plioceno.

**Palabras Clave:** Proto-Golfo, bioestratigrafía, Baja California, palinología.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **Roberto Yelil Marcos Giron** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in EARTH SCIENCE with an orientation en GEOLOGY. Ensenada, Baja California, México December 2010.

## **STRATIGRAPHY OF THE EMPALME AREA, IN SONORA**

Study of the palynological content of 95 cuttings samples from the well Cajeme-1 helps determine the age of marine sediments drilled in the Obregon Basin, southern Sonora. The palynological results were integrated with foraminiferal data provided by PEMEX to obtain consensus ages and paleobathymetric evolution, and determine sedimentary cycles. Finally, the consensus ages and sedimentary cycles were correlated with third order eustatic cycles, thus increasing the resolution of the resulting chronostratigraphic framework. This high resolution biostratigraphic study allows for the identification of Neogene intervals whose ages range from Middle Miocene to late Miocene-Pliocene.

The paleobathymetry interpreted indicates a transgression from transitional to inner neritic (0-50m) environments in the lowermost part of the column, up to middle-to-outer neritic (50-200m) in the Middle Miocene and lower-Late Miocene intervals. After this, the section represents a regression in the basin, reaching continental to inner neritic (0-50m) environments in the upper part.

With this interpretation and changes in marine and continental palynomorphs seven sedimentary cycles are recognized, which are here correlated with third order sequences (Haq et al, 1988; Hardenbol et al, 1998). The calibrated ages of these sequences are added to the time lines proposed using biostratigraphy, and result in a detailed chronostratigraphic framework which divides the column studied herein with an average resolution of 0.69 Ma. The following intervals separated by six time lines are identified, in stratigraphic order: a basal interval (1535-1435 m) with low age resolution ranges from Late Oligocene to Middle Miocene (28.5-12.5 Ma), a second interval (1435-1375 m) of Middle Miocene (11.9-16.4 Ma) age, a third interval (1375-1085 m) of Middle to Late Miocene (12.5-7.3 Ma), a fourth interval (1085-810 m) of Middle to Late Miocene (5.32-12 Ma) and a fifth interval (810-790 m) of Middle Miocene to Pliocene (12-1.77 Ma), restricting the age of the sedimentary sequence here studied to Neocene time.

This framework indicates that an initial transgression originated the deposition of evaporites and the first marine sediments in the area, above lower Tertiary volcanics, almost 13 Ma ago. Afterwards the basin kept receiving sediments in marine environments at least until Pliocene time (1.77 Ma).

**Keywords:** Proto-Gulf, biostratigraphy, Baja California, palynology.

Dedicatoria:  
Para Julio, Lucía y mis papás.

Agradecimientos:

A Karla, mis papás, mis amigos, mis perros.

Al CONACYT por el apoyo económico.

Al Dr. Javier Helenes por sus comentarios y cátedras.

A Mónica Zegarra y Juan Flores por su ayuda en taxonomía.

Al personal de la biblioteca.

Al CICESE por recibirme.

A mi psiquiatra.

## CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>Resumen español</b> .....	<b>i</b>
<b>Resumen inglés</b> .....	<b>iii</b>
<b>Dedicatorias</b> .....	<b>iv</b>
<b>Agradecimientos</b> .....	<b>v</b>
<b>Contenido</b> .....	<b>vi</b>
<b>Lista de Figuras</b> .....	<b>vii</b>
<b>Lista de Tablas</b> .....	<b>viii</b>
<b>Capítulo I. Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>Capítulo II. Área de estudio</b> .....	<b>4</b>
<b>Capítulo III. Antecedentes</b> .....	<b>6</b>
<i>III.1 Marco geológico y tectónico regional</i>	6
<i>III.2 La Provincia Extensional del Golfo de California</i>	10
<i>III.3 Estratigrafía del Pozo Cajeme-1.</i>	14
<i>III.4 Geología estructural</i>	18
<i>III.5 Palinología del Neógeno en el Golfo de California.</i>	19
<i>III.6 Metodología</i>	20
<b>Capítulo IV. Resultados</b> .....	<b>24</b>
<i>IV.1 Análisis palinológico y bioestratigrafía</i>	24
<i>IV.1.1 Paleobatimetría y edad consenso</i>	24
<i>IV.2 Estratigrafía de secuencias</i>	26
<i>IV.2.1 Ciclos sedimentarios identificados en la columna sedimentaria Cajeme-1</i>	29
<i>IV.3.2 Correlación de ciclos sedimentarios con ciclos eustáticos</i>	30
<b>Capítulo V. Discusión</b> .....	<b>34</b>
<i>V.1 Conjunto palinológico</i>	34
<i>V.2 Edades y paleobatimetría consenso</i>	31
<i>V.3 Secuencias sedimentarias</i>	38
<i>V.4 Historia geológica del pozo Cajeme-1</i>	44
<b>Capítulo VI. Conclusiones</b> .....	<b>46</b>
<b>Referencias</b> .....	<b>47</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Localización del pozo Cajeme-1; área de Empalme, Prospecto Obregón, Municipio de Bacúm, a 45 km al sur de Cd. Obregón (antiguo Cajeme), Sonora. El mapa también indica la localización del Graben de Empalme al noroeste de Ciudad Obregón y zonas UTM.	3
2	Litoestratigrafía del pozo Cajeme-1. Modificado del reporte de PEMEX (1988).	6
3	Distribución bioestratigráfica de taxa de dinoflagelados reportadas en el pozo Cajeme-1.	25
4	Abundancias y diversidades de palinomorfos reportados en el pozo Cajeme-1.	34
5	Profundidades de los intervalos datados, bioeventos importantes con sus profundidades y profundidad del revestidor.	37
6	Correlación de Ciclos Eustáticos con las secuencias sedimentarias del pozo Cajeme-1.	40
7	Cronoestratigrafía y Secuencias Estratigráficas de Tercer Orden del pozo Cajeme-1. Correlación con los Ciclos Eustáticos de Tercer Orden propuestos en Haq et al. (1988) y calibrados con las edades de Berggren et al. (1994) y Hardenbol et al. (1998).	41

## LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Estratigrafía del Mesozoico y el Cenozoico en el área de Isla Tiburón y Empalme.	12
II	Bioeventos estratigráficos consenso identificados en el pozo Cajeme-1.	24

# Capítulo I

## Introducción

---

La evolución del Golfo de California (GDC) involucra la interacción entre dos grandes placas tectónicas (Pacífico y Norteamérica). La determinación de la edad y localización de los primeros sedimentos marinos de esta cuenca es importante, pues representan un adelgazamiento significativo de la corteza continental cuando la mayor parte de la región se encontraba por encima del nivel del mar, una vez finalizado el vulcanismo Terciario a lo largo de la Península de Baja California (Sawlan, 1991; Martín-Barajas et al. 2001).

La edad de esos sedimentos es materia de debate pues algunos modelos tectónicos (Oskin et al. 2001, 2003) proponen que la sedimentación marina debió haber iniciado en el Mioceno tardío (ca. 6 Ma) cuando inicia la extensión oblicua y el fallamiento transgresivo en el área. Sin embargo, existen datos bioestratigráficos que indican una edad de Mioceno medio (> 11.2 Ma) para los sedimentos marinos más antiguos en las cuencas Tiburón, Wagner y Consag (Helenes et al. 2009) y en algunas islas (Delgado-Argote et al. 2000) de la parte norte del GDC.

Para ayudar a resolver esta controversia, se realizó un estudio palinológico y de bioestratigrafía de alta resolución en muestras de canal del pozo Cajeme-1, perforado aproximadamente 45 km al suroeste de Ciudad Obregón, Sonora (Figura 1).

Puesto que las facies reportadas por PEMEX incluyen muchas facies someras, se decidió usar palinología como herramienta bioestratigráfica y paleoecológica para ayudar a determinar las edades de la sección perforada y ayudar a interpretar los ambientes de depositación representadas en esta. En las rocas depositadas en ambientes marinos someros se acumulan quistes de dinoflagelados marinos, polen y esporas transportadas desde las áreas continentales cercanas. Esta información sirve de base en la construcción de modelos paleogeográficos,

correlaciones estratigráficas y reconstrucciones de la historia geológica, las cuales en este estudio conciernen a la cuenca Obregón. La bioestratigrafía de alta resolución involucra análisis cuantitativos de diversos grupos microfósiles, a fin de aumentar la resolución y confiabilidad de los resultados bioestratigráficos. Además, la integración de estos resultados con información litoestratigráfica, registros geofísicos de pozos y secciones sísmicas, permite establecer correlaciones más confiables a través de la estratigrafía por secuencias. Con la estratigrafía de alta resolución y el análisis de ciclos sedimentarios, es posible comparar los ciclos transgresivo-regresivos representados en las secciones estudiadas con algún modelo de curvas eustáticas calibradas, para obtener un marco cronológico detallado de la columna sedimentaria.

Estudios palinológicos de alta resolución han sido realizados en diversos lugares, sin embargo el empleo de estos estudios en el GDC ha sido limitado (Helenes et al 2009).



**Figura 1:** Localización del pozo Cajeme-1; área de Empalme, Prospecto Obregón, Municipio de Bacúm, a 45 km al sur de Cd. Obregón (antiguo Cajeme), Sonora. El mapa también indica la localización del Graben de Empalme al noroeste de Ciudad Obregón y zonas UTM.

### **Objetivo General.**

El objetivo de este estudio es datar bioestratigráficamente, con la mayor precisión posible la edad de los sedimentos marinos perforados por el pozo Cajeme-1 y así ayudar a resolver la controversia sobre la edad del Proto-Golfo.

### **Objetivos Específicos.**

Para alcanzar el objetivo propuesto, primero se documentaron los conjuntos palinológicos de 95 muestras de canal del pozo exploratorio Cajeme-1, proporcionadas por PEMEX Exploración y Producción (PEP). Después, se integraron datos de foraminíferos, también proporcionados por PEP, para interpretar las edades y evolución paleobatimétrica consenso. En seguida, se

combinaron estos resultados con información litológica y con los registros del pozo, para interpretar ciclos transgresivo-regresivos en la columna perforada. Por último, se correlacionaron estos ciclos con los Ciclos Eustáticos de 3r Orden (Haq et al. 1988; Hardenbol, et al., 1998), para aumentar la resolución del marco cronoestratigráfico resultante.

## Capítulo II

---

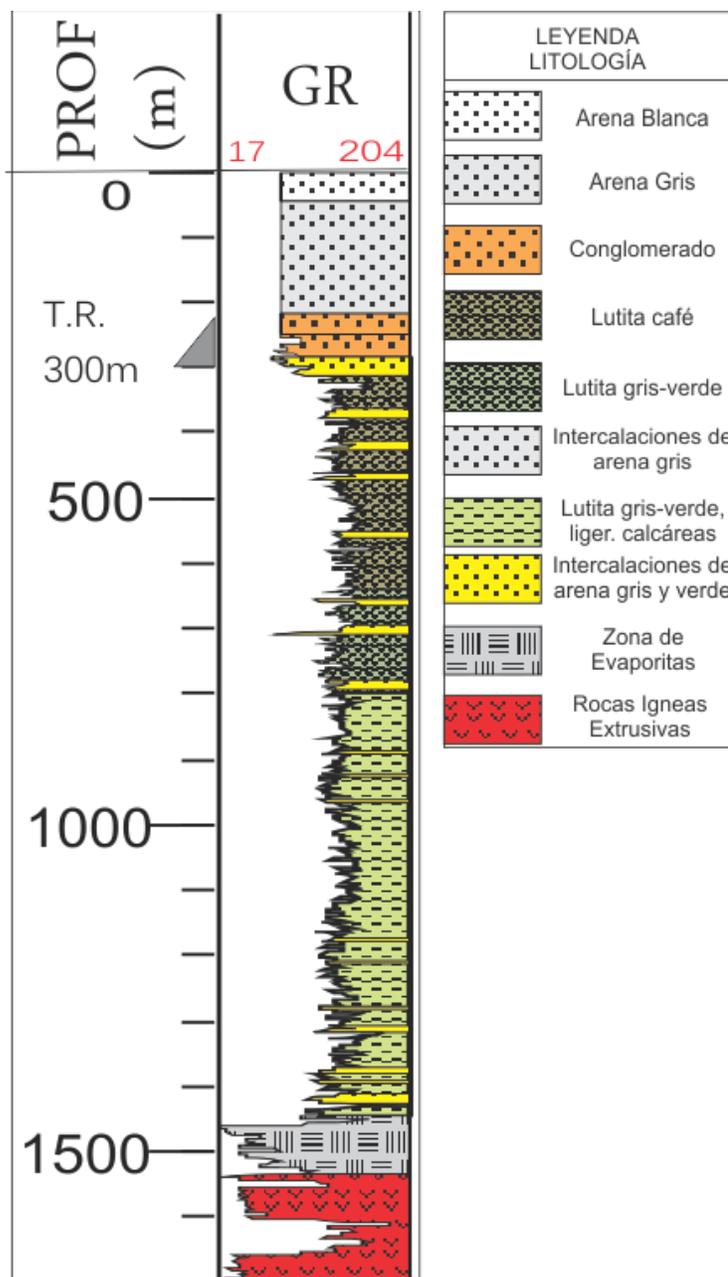
### Área de estudio

---

La columna litoestratigráfica perforada por el pozo Cajeme-1 (PEP, 1988) en la Cuenca Obregón, al sur del estado de Sonora ( $27^{\circ} 11' 8''$  N,  $110^{\circ} 15' 31''$  W) se muestra en la figura 2. Esta cuenca se encuentra en la parte sur de la Provincia Geológica del Estado de Sonora (Fig. 1) y limita al oeste con el GDC; al sur con la provincia Costera del Pacífico; al Norte con la provincia de Sonora; al sureste con el Eje Neovolcánico, y al este por la Sierra Madre Occidental (López-Ramos, 1982).

El pozo Cajeme-1 alcanzó una profundidad de 2470.80 m perforando 1535 m de roca sedimentaria constituida por clásticos finos a conglomeráticos, y un intervalo de evaporitas de 81 m de espesor. Infrayaciendo a estos estratos sedimentarios, se encuentran 484 m de rocas volcánicas y 51.8 m de rocas metamórficas hornfésicas con una edad radiométrica de  $43 \pm 2$  Ma (Eoceno Tardío).

Según datos proporcionados por PEMEX Exploración y Producción (PEP, 1988), el pozo Cajeme-1 se localiza estructuralmente en la culminación de una estructura anticlinal, limitada al poniente por una falla normal orientada NE-SW, con caída al NW, y formó parte del programa de evaluación petrolera de nuevas provincias geológicas.



**Figura 2:** Litoestratigrafía del pozo Cajeme-1. Modificado del reporte de PEP (1988). La litología del intervalo superior (0-275?m) se incluye con base en el reporte geológico del pozo, ya que el registro solo tiene datos de rayos gamma en el intervalo 249-2455m .

## **Capítulo III**

### **Antecedentes**

---

#### **III.1 Marco geológico y tectónico regional**

El territorio de Sonora ha sido afectado por diferentes eventos geológicos que han afectado su corteza y modificado las estructuras originales desde el Paleozoico. Los siguientes son los principales eventos y características estratigráficas en el estado.

##### **Devónico - Pérmico**

A finales del Pérmico y principios del Triásico los eventos orogénicos de la fase Apalachiana provocaron un levantamiento, así como un fallamiento en bloques de las secuencias litológicas preexistentes.

La unidad más antigua corresponde a una metacaliza de edad Devónico-Pérmico, que presenta zonas de metamorfismo de contacto con presencia de corneanas y mármol debido a intrusiones de cuerpos ígneos graníticos y granodioríticos. Los afloramientos son de poca extensión y se localizan al noroeste de la ciudad de Guaymas (Carta Geológico-Minera, Guaymas, 2002).

##### **Triásico - Jurásico**

Al sureste de Hermosillo se formó una cuenca palustre donde se depositaron sedimentos del Triásico y Jurásico. Al inicio de este último período se desarrolló una zona de convergencia en la margen del Pacífico en México, en la que la placa de Farallón se hundía bajo la corteza continental.

##### **Megacizalla Mojave-Sonora**

Para explicar la existencia de un sistema de fallas de corrimiento lateral izquierdo con orientación noroeste-suroeste en Sonora, se ha propuesto (Silver & Anderson,

1974) una zona de corrimiento lateral izquierdo durante el Jurásico, denominada Megacizalla Mojave-Sonora, que cruza diagonalmente el norte de Sonora, con dirección noroeste-sureste, y separa dos terrenos precámbricos de diferente edad. Según esta hipótesis, dicho sistema estuvo activo en el Jurásico Medio-Tardío y se extiende desde el Desierto de Mojave en el este de California, en los Estados Unidos, cruzando el norte de México hasta unirse con otra hipotética dorsal en el Golfo de México. Sin embargo, datos paleomagnéticos (Molina-Garza y Geissman, 1999) y las relaciones estratigráficas entre el arco volcánico Jurásico y una cuenca de pre-arco al sureste del arco volcánico Jurásico en Sonora (Molina-Garza, 2005), contradicen el modelo de la Megacizalla, por una aparente imposibilidad de trazar la Megacizalla por el Desierto Mojave.

### **Cretácico**

Durante el Cretácico Inferior, el arco volcánico conocido como Arco Alisitos, se extendía desde el norte de Sonora, a través de lo que ahora constituye la Península de Baja California, hasta el sur de México. A lo largo de su margen occidental el Arco Alisitos cruzaba el fondo del mar oceánico y en su lado oriental intrusionó al basamento Precámbrico (Gastil et al 1976). La intrusión empezó en la margen del Pacífico hace 145 Ma en el Jurásico Superior y durante aproximadamente 60 Ma se movió a través de la zona, aunque el levantamiento y enfriamiento continuaron por aproximadamente otros 5 a 20 Ma (Gastil et al. 1976).

A principios del Cretácico se emplazaron también los cuerpos plutónicos en la porción occidental del estado. Asimismo, las zonas noreste y este fueron invadidas por mares provenientes del oriente, con el consecuente depósito de rocas marinas.

Los sedimentos del Cretácico Inferior en Sonora se asignan al Grupo Bisbee en el norte y representan un ciclo transgresivo-regresivo. Las formaciones marinas someras (Fm. Arroyo Sásabe) y fluviales (Fm. El Chanate) se encuentran hacia el NW y la secuencia Lampazos, depositada en un ambiente marino de plataforma

somera restringida (González-León, 1988) se localiza al este y al centro de este estado (Scott & González-León, 1991).

El Cretácico Superior está representado en Sonora por una unidad de andesitas y tobas andesíticas, correspondientes a la Formación Tarahumara (Tabla I). Esta unidad aflora en una extensión muy reducida en la parte noreste del área, y su contacto inferior no se observa. Las unidades paleozoicas y cretácicas están afectadas por cuerpos intrusivos graníticos y granodioríticos de edad Cretácico-Terciario e intrusiones de pórfidos monzoníticos, cuyos afloramientos son de poca extensión y se localizan en la parte norte y noreste del área (Carta geológico-Minera Guaymas, 2002).

Durante el Cretácico Superior se produjo un levantamiento de esta porción de México, formando parte de la Orogenia Laramíde. De esta edad son los cuerpos plutónicos más importantes de la región, así como las rocas volcánicas que constituyen la base de la Sierra Madre Occidental.

A fines del Cretácico y principios del Terciario, los esfuerzos compresivos plegaron la secuencia sedimentaria preexistente, dándole una orientación noroeste-sureste a los ejes principales, provocando fallas de cabalgadura en el noreste del estado.

En grandes áreas de Sonora, una cuarzomonzonita del Cretácico yace discordantemente debajo de rocas volcánicas del Mioceno y sedimentos marinos y no marinos de Mioceno a Pleistoceno (Carreño y Smith, 2007). Las últimas evidencias de depositación marina en el área son del Cretácico inferior, representado por el Grupo Bisbee y la Formación Arroyo Sásabe en Sonora (Scott & González-León, 1991). Por encima de estas unidades, no se han reportado más sedimentos marinos.

### **Terciario**

Durante el Eoceno y Oligoceno, tuvo lugar la principal actividad ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental. El Oligoceno está representado por riolitas, dacitas y latitas que afloran en la porción noreste y norte respectivamente y se consideran como la primera emisión de un evento volcánico Oligo-Miocénico. Intrusivos

hipabisales andesíticos y riódacíticos afectan a estas unidades, y sus afloramientos se localizan en la porción noreste de Guaymas (Carta Geológico-Minera Guaymas, 2002).

### **Mioceno**

La actividad convergente de las placas Farallón y Norteamérica, iniciada en el Jurásico, cesa en el Mioceno. A partir de entonces, se presentó una fase distensiva conocida como de Cuencas y Sierras (“Basin and Range”), que provocó la formación de horsts y grabens en el área. Esta fase inició la separación de la Península de Baja California, la cual estaba unida a la porción occidental de Sonora (Stock y Hodges, 1989; Martin-Barajas, 2000; Roldan-Quintana et al. 2004). A fines del Mioceno se inició en la región un régimen de fallamiento transcurrente dextral, con dirección NW-SE, el cual permanece activo hasta ahora.

### **Plioceno**

El Plioceno en la región de Guaymas está representado por areniscas y conglomerados polimícticos con horizontes de limolitas y coquinas conocidas como Formación Infierno, esta unidad aflora discordantemente en la esquina suroeste del área de Guaymas (Carta Geológico-Minera de Guaymas, 2002).

### **Pleistoceno**

Durante el Pleistoceno se depositaron nuevos paquetes detríticos de conglomerados polimícticos mal consolidados, gravas y arenas que afloran en grandes extensiones en la porción noroeste del área.

### **Holoceno**

En el Holoceno se depositaron materiales de tipo aluvial, eólico, lacustre y palustre. Esta época está caracterizada por una sucesión de sierras alargadas afectadas por grandes fallas de rumbo preferencial noroeste-sureste a su vez truncadas por fallas de orientación noreste-suroeste. Esta orientación se atribuye

al último régimen distensivo del Terciario que dislocó las unidades más antiguas y borró o enmascaró gran parte de los eventos tectónicos anteriores.

### **III.2 La Provincia Extensional del Golfo de California**

Se conoce como Provincia Extensional del Golfo (PEG) al área comprendida desde la Depresión del Salton hasta la boca del GDC y está limitada por las Sierras Peninsulares de Baja California y la Sierra Madre Occidental (Morandi et al. 2002). Dentro de esta provincia se encuentran los límites de las placas Pacífico y Norteamérica. Se ha propuesto (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989, 1991) que la extensión en el área se inició hace más de 12.5 Ma durante el Mioceno medio, debido al cese de la subducción de la Placa Guadalupe bajo la Placa Norteamericana (Atwater, 1970, 1989). Sin embargo, la PEG ha sufrido varias etapas relacionadas a los cambios en la dirección del movimiento y a la captura de Baja California por la Placa del Pacífico (Morandi et al. 2002). Esta evolución ha dejado evidencias en la columna estratigráfica regional, como se muestra en la tabla I.

Relaciones estructurales de rocas volcánicas con edades entre 23 y 8 Ma, en la Sierra de Santa Úrsula, indican que la extensión en el área inició a los 14 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Se ha documentado (Roldán-Quintana, 2002) la presencia de una estructura extensiva entre las Sierras de Santa Úrsula y del Bacatete, en el Valle de Empalme, también conocido como el Graben de Empalme (Roldán-Quintana et al. 2004).

En el estado de Sonora, la superposición de las estructuras relacionadas con la apertura del GDC sobre bloques basculados asociados a eventos de Cuencas y Sierras, indican una fase de deformación correspondiente al Oligoceno-Mioceno, caracterizada por la formación de cuencas con orientación NW-SE (Roldán-Quintana et al. 2004). Las estructuras que sugieren deformación extensional más joven que 12 Ma se encuentran restringidas a una franja paralela a la costa actual

del GDC de alrededor de 100 Km de ancho, y también corresponden a extensión de la PEG en Sonora (Roldán-Quintana et al. 2004).

**Tabla I:** Estratigrafía del Mesozoico y el Cenozoico en el área de Isla Tiburón y Empalme.

<b>Edad</b>	<b>Unidad</b>	<b>Litología</b>
Holoceno		Materiales de tipo aluvial, eólico, lacustre y palustre
Pleistoceno		Conglomerados polimícticos mal consolidados, gravas y arenas.
Plioceno	Formación Infierno	Areniscas y conglomerados polimícticos con horizontes de limolitas y coquinas.
Plioceno-Mioceno	Unidad M8 de Gastil et al. (1999)	Conglomerado de areniscas, guijarros y bloques principalmente marinos (1,500 m de espesor). 4 facies de areniscas y conglomerados (M8a-M8d) con alto contenido de megafósiles marinos.
Mioceno temprano y medio	Unidades M1-M7 de Gastil et al. (1999)	Flujos andesíticos y brechas de 22.7-18.8 Ma, tobas, flujos y brechas de 14.9-20.5 Ma.
Oligoceno		Riolitas, dacitas y latitas
Cretácico	Formación Tarahumara	Andesitas y tobas andesíticas

Como resultado del fallamiento normal en el área, varios autores (Karig y Jensky, 1972 y Gastil et al. 1979) han propuesto la existencia de un Proto-Golfo desde el Mioceno medio en la parte norte del actual GDC. Se ha definido a esta subprovincia estructural como la parte de la Depresión del GDC (Fenby y Gastil, 1991) que subsidió previo a los 5 Ma, y se localizaba hacia el Este de la posición actual del GDC (Leavitt et al. 2007). Dicho Proto-Golfo se puede caracterizar por contener cuencas marinas por encima de un basamento continental, sin evidencias de extensión oceánica (Helenes et al. 2009). Estas condiciones debieron haber existido desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Temprano (Karig y Jensky, 1972; Gastil et al. 1979) ya que alrededor de los 12 Ma se

observa evidencia de una incursión marina importante (Delgado-Argote, 2000; Helenes et al. 2009). Dicha incursión se intensificó a los 7 Ma (Carreño, 1981; McDougall et al. 1999; Miranda-Avilés et al. 2005; Carreño y Smith, 2007), de tal manera que su alcance regional a finales del Mioceno y hasta principios del Plioceno se refleja en los sedimentos marinos reportados en el área de Santa Rosalía, Isla Tiburón, Puertecitos, San Felipe y Valle Imperial (Helenes y Carreño, 1999; Carreño y Smith, 2007).

Considerando la paleogeografía regional, el Proto-Golfo debió haber recibido agua marina desde el Océano Pacífico. Con respecto a esta conexión, las características paleogeográficas de los microfósiles (McDougall et al. 1999;) sugieren que la zona de acceso de agua marina en el Proto-Golfo debió existir en la parte central de la península, al sur del Batolito Peninsular (Helenes y Carreño, 1999). Dicha conexión pudo haber estado orientada N-S, paralela a la tendencia estructural marcada por los valles de Bahía de Los Ángeles y Bahía Ánimas (Delgado-Argote, 2000).

En el GDC, se han reportado evidencias (Delgado-Argote, 2000) de sedimentos marinos intercalados entre secuencias volcánicas de  $14.2 \pm 0.1$  y  $12.1 \pm 0.1$  Ma en Bahía Las Ánimas. Esta presencia sugiere la existencia de una conexión entre el Océano Pacífico y un Proto-Golfo durante el Mioceno Medio. Además, la orientación paralela de las cuencas de Bahía de Los Ángeles, Bahía Las Ánimas y Bahía San Rafael con respecto a la tendencia estructural de la corteza en los flancos de las cuencas sugiere una conexión marina de origen estructural, relacionada con la extensión a principios de la deformación de Sierras y Cuencas.

Por otro lado, reinterpretación de las relaciones estratigráficas de las unidades marinas localizadas en la parte SE de Isla Tiburón, sugiere que las más antiguas son de edad Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Oskin y Stock, 2003). Esta reinterpretación apoya la hipótesis de la primera incursión marina en el GDC

después de los 6.5 Ma, en el Mioceno Tardío. No obstante, en ese mismo trabajo (Oskin & Stock, 2003) se reporta que la parte sur de Isla Tiburón existen afloramientos de rocas marinas con edades bien definidas de entre 4 y 8.7 Ma, lo que indica la posibilidad de una incursión marina previa a los 6.5 Ma. Además de estas evidencias en afloramientos, las edades más antiguas de los sedimentos perforados por PEMEX en las cuencas Tiburón, Wagner y Consag (Helenes et al. 2009) indican la presencia de una cuenca marina en la parte norte del GDC antes de 12 Ma.

Con respecto a la abertura de la parte sur del GDC, hay datos de paleomagnetismo en el fondo oceánico entre el sur de Baja California y la costa de Jalisco. Esta información geofísica indica que esta región se abrió hace aproximadamente 4 Ma (Atwater, 1989; Lonsdale, 1991), y desde entonces el GDC alcanzó la configuración actual. Los sedimentos marinos del Mioceno Tardío a Plioceno en Isla María Madre y la Depresión del Cabo (McCloy, 1984; Carreño, 1992) están relacionados con la depositación de la margen Pacífica de México y no necesariamente con la evolución del GDC.

Con esta información se pueden diferenciar 4 etapas de evolución tectónica y sedimentaria del GDC en el Neógeno (Helenes y Carreño, 1999; Helenes et al. 2009), estas son:

1. **Mioceno Temprano** –ca. 22 Ma- comienzo del fallamiento de transcurrencia entre las placas Pacífico y Norte América al oeste de la Península de Baja California (Atwater, 1989, Lonsdale, 1991). Este evento causa una rápida subsidencia en la Provincia de Borde Continental (“Continental Bordeland Province”) y áreas vecinas.
2. **Mioceno Medio** –ca. 12 Ma- migración del fallamiento normal y de transcurrencia hacia el oriente de la actual Península de Baja California (Lonsdale, 1989, 1991), lo que origina subsidencia en la porción norte del GDC. Es en esta etapa donde ocurre la primera depositación de sedimentos marinos en el Golfo.

3. **Mioceno Tardío** –ca. 8 Ma- el norte del GDC contenía una cuenca marina de ambiente batial superior y el centro del Golfo recibía depósitos volcánicos, mientras que el bloque de Los Cabos seguía unido a la porción continental de Nayarit/Jalisco y recibiendo sedimentación marina correlacionable con estratos marinos de esa margen y el Pacífico.
4. **Plioceno** –ca. 5 Ma- se separó el bloque de Los Cabos del continente y se desarrolló la versión actual del GDC por fallamiento dextral y expansión oceánica (Lonsdale, 1991; Oskin y Stock, 2003). Desde esta última etapa, el GDC presenta abundantes sedimentos marinos con cuencas, en la parte sur, que alcanzan batimetrías mayores a los 3000m.

### **III.3 Estratigrafía del Pozo Cajeme-1.**

El informe geológico del Pozo Cajeme-1 (PEP, 1988) reporta, en orden estratigráfico, rocas metamórficas, rocas ígneas, evaporitas, rocas sedimentarias marinas, rocas sedimentarias continentales y rocas marinas someras aflorantes en los varios intervalos perforados. En los alrededores de la localización del Cajeme-1, se han reportado afloramientos esporádicos de rocas metamórficas como mármol, lutitas esquistosas y escasos metavolcánicos. Las rocas sedimentarias aflorantes en áreas cercanas al pozo Cajeme-1 corresponden a la Formación Baucarit de edad Pleistoceno-Plioceno de ambiente continental. Esta formación es el relleno de las depresiones del sistema de Sierras y Cuencas y está constituida de conglomerados con fragmentos de rocas ígneas hasta de 20 cm de diámetro, de matriz arenosa, de regular a mal compactados. La Formación Baucarit y el Aluvión suman aproximadamente el 10% de la columna geológica que aflora en las sierras más próximas, el 90% restante lo forman rocas ígneas como andesitas, riolitas, tobas basaltos y escasos intrusivos graníticos.

El pozo perforó las siguientes unidades:

**Rocas Metamórficas (2070.8-2019m)**

Compuestas de corneanas pelíticas de actinolita, de cuarzo y biotita, en facies de albita y epidota y de corneanas de hornblenda, con presencia de muscovita, magnetita, clorita, epidota y abundantes fracturas rellenas de minerales secundarios como calcita, cuarzo, barita y anhidrita; mismas que fueron el resultado de metamorfismo de contacto de bajo grado, sobre lutitas, limolitas y areniscas conglomeráticas.

La edad radiométrica definida en ellas según la relación Argón-Potasio fue de  $43\pm 2$  Ma, Eoceno superior.

**Rocas Ígneas Extrusivas (2019-1535m)**

Basaltos de piroxenos, con presencia de plagioclasas calcosódicas (andesina-labradorita), de tamaños variables de 0.2-0.5mm, mostrando diferencias en cuanto a su grado de alteración con capas de tobas riolíticas y arenosas de color rosa claro grisáceo. A los basaltos y tobas no se les determinó edad radiométrica, no obstante, en la Sierra de Movas, a 135 Km aproximadamente al NE del pozo, se determinó una edad de  $30\pm 1$  Ma (Oligoceno tardío) en una andesita de augita.

El depósito de tobas y los derrames de basaltos se llevaron a cabo en un ambiente continental, sugerido por su composición mineralógica e indicado por la ausencia de rocas lávicas en forma de almohadilla (PEP, 1988).

**Intervalo de Evaporitas (1535-1454m)**

Anhidritas masivas de color blanco, con delgadas capas de yeso y lutitas de color café y gris oscuro, semiduras, laminares, ligeramente calcáreas. Dichas evaporitas infrayacen a sedimentos clásticos marinos.

En la región, se han reportado evaporitas en algunos pozos perforados por la Secretaría de Recursos Hidráulicos en el Valle de Hermosillo y Guaymas, Son, (Gómez-Ponce, 1971), en donde se reporta una sección de evaporitas infrayaciendo a rocas del Mioceno inferior.

### **Intervalo de Lutitas Verdes (145-802m)**

Las rocas de este intervalo están compuestas por lutitas de color gris verdoso y gris oscuro, semiduras, laminares, ligeramente calcáreas, con intercalaciones de areniscas de color gris claro y gris verdoso, de granos finos a medio, de cuarzo y fragmentos de rocas ígneas, medianamente a mal compactadas y regularmente cementadas por material calcáreo.

Los foraminíferos bentónicos indican un ambiente de depósito de Nerítico Interno (0-50m), que se profundiza, oscilando de Nerítico Medio (50-100m) a Nerítico Externo (100-200m).

De acuerdo al reporte de PEP (1988), la cima del Mioceno Medio debería estar a 1090m, por la abundancia de foraminíferos planctónicos y la regular presencia de los bentónicos anteriormente indicados.

### **Intervalo de Lutitas Grises (802-640m)**

Lutitas de color gris y gris verdoso, ocasionalmente café, plásticas a semiduras, laminares, con intercalaciones de arenas de color gris, de granos finos a medios de cuarzo y litoclastos de rocas ígneas.

Los moluscos, fragmentos de moluscos y gasterópodos indican un ambiente de depósito de Nerítico Interno (0-50m).

La cima a 640m del Mioceno indiferenciado se determinó (PEP, 1988) con la primera aparición del microorganismo bentónico *Amphistegina lessonii*. La carencia de otras especies imposibilitó mayor resolución dentro del Mioceno.

### **Intervalo Continental (640-218m)**

Esta unidad se subdivide en los intervalos siguientes:

218-285m- conglomerado de rocas ígneas de colores rojo, café y verde en varias tonalidades.

285-640m- alternancia de lutita café y gris, plástica, con capas de arena gris, de granos finos a medios, de cuarzo y rocas ígneas.

La cima a 218m de la Zona Continental fue hecha en base a la ausencia de fósiles y la coloración café de las lutitas (PEP, 1988).

Originalmente a esta zona se le denominó Formación Baucarit considerando que los sedimentos suprayacentes fueron continentales. Estudios paleontológicos posteriores encontraron microfauna marina de ambiente de depósito de Nerítico Interno, en los sedimentos suprayacentes. Debido a lo anterior y a que la formación Baucarit se depositó en un ambiente continental, rellenando las depresiones del sistema de fosas y pilares, los sedimentos encontrados no pueden corresponder a esta formación, por lo que se les denomina Zona Continental.

#### **Intervalo Marino Somero (0-218m)**

Litológicamente, esta unidad está subdividida de la manera siguiente:

0-45m- arenas de color blanco, de granos finos a medios, de cuarzo y litoclastos de rocas ígneas, con intercalaciones de arcilla blanca y presencia abundante de moluscos, gasterópodos y corales.

45-218m- areniscas de color gris claro, con granos medios de cuarzo y litoclastos de rocas ígneas, angulosos, mal clasificados, mal compactados y regulares a mal cementados por material calcáreo. Alterna con capas de arcilla café.

El ambiente de depósito es de Nerítico Interno en base a la gran cantidad de gasterópodos, corales y moluscos.

### **III.4 Geología Estructural**

La cuenca de Obregón tiene un eje longitudinal con dirección aproximada N-S, con una anchura máxima de 29 Km y longitud aproximada de 45 Km. Dentro de ella se observan fallas normales en varias direcciones predominando las direccionadas N-S, y regionalmente se observan echados suaves hacia el S.

Estas fallas se relacionan con la separación de Baja California del resto del continente durante el Mioceno. Posteriormente, las aguas del Océano Pacífico

invadieron la zona fracturada, dando lugar a la formación de una cuenca somera y estrecha, con gran influencia de sedimentos terrígenos.

De acuerdo con la información proporcionada por el pozo Cajeme-1, la separación de segmentos de la margen noroccidental de México debió haber sido durante el Mioceno Medio, ya que para esta época ya existía un ambiente marino con profundidad mayor a 100m, confirmado por la fauna planctónica y bentónica encontrada en este pozo. El reporte de ambientes marinos con profundidades mayores a 100m en el Mioceno inferior en pozos perforados por la Secretaría de Recursos Hidráulicos en los valles de Guaymas y Hermosillo (Gómez-Ponce, 1971) parece indicar la presencia de sedimentos marinos en esa área, antes (>16.4 Ma) que en la Cuenca de Obregón.

### **III.5. Palinología del neógeno en el Golfo de California**

Información palinológica previa en la región proviene de 9 pozos exploratorios de PEMEX localizados en la parte norte del GDC (Helenes et al. 2009) y un pozo de la Comisión Federal de Electricidad en Laguna Salada (Helenes, 1999). Los resultados de los pozos petroleros documentan la presencia de asociaciones de dinoflagelados del Mioceno Medio, junto con nanofósiles calcáreos de la misma edad, lo que representa un cambio en la interpretación de la edad de los primeros depósitos marinos en el Proto-Golfo.

### **III.6 Metodología**

La paleopalínología es una rama de la paleontología utilizada con éxito en la resolución de problemas geológicos, debido a que proporciona datos en facies donde la recuperación de otros grupos fósiles es nula o deficiente. Considerando esta ventaja, se realizó el estudio palinológico de muestras del pozo Cajeme-1, para complementar la información bioestratigráfica y paleoambiental existente.

La palinología incluye en su estudio cualquier espécimen microscópico de material orgánico (esporopolenina, dinosporina y quitina), resistente a químicos corrosivos

(HCl, HF, H<sub>2</sub>NO<sub>3</sub>, NHOH<sub>3</sub>), y con tamaños entre 5 y 500 µm. Estos microfósiles se conocen como palinomorfos (Jansonius y McGregor, 1996; Traverse, 1974).

Según su origen, los palinomorfos se dividen para su estudio en dos grupos principales:

1. los continentales, tales como: polen de angiospermas y gimnospermas, esporas de briofitas (principalmente musgos y hepáticas) y pteridofitas (principalmente helechos), y
2. los marinos, incluyendo: quistes de dinoflagelados, acritarcas, quitinozoarios, moldes internos de foraminíferos, y varias estructuras de escolocodontes, copépodos, hongos y algas.

En nuestro estudio, los dinoflagelados resultaron útiles para ayudar a datar la secuencia perforada, porque sus rangos estratigráficos son conocidos, ya que muchos de ellos han sido calibrados con otros grupos planctónicos, tales como foraminíferos y nanofósiles calcáreos.

Los dinoflagelados son organismos unicelulares acuáticos que se caracterizan por presentar dos flagelos, uno transversal que envuelve a la célula a través de un cíngulo y el segundo longitudinal, orientado posteriormente. Estos organismos tienen un ciclo de vida complejo, con un estadio planctónico, generalmente tecado y que presenta una pared celular de celulosa no fosilizable, y un estado sésil representado en algunas especies, por quistes de resistencia (hipnocigóticos). Estos últimos son los únicos que se preservan en el registro fósil, debido a que algunos están formados por un material resistente parecido a la esporopolenina (Fensome et al, 1996). La recuperación de quistes de dinoflagelados se restringe a aguas salobres y ambientes marinos. Por otro lado, la presencia de esporas y polen en ambientes marinos disminuye al alejarse de la costa.

### **Procesamiento Palinológico.**

Para separar el contenido palinológico de las muestras de roca, las muestras fueron procesadas utilizando la técnica estándar (Wood, Gabriel & Lawson, 1996)

con ataques de ácido clorhídrico (HCl 37%) durante una hora y ácido fluorhídrico (HF 48%) durante 24 horas. Después se separó la materia orgánica con politungstato (densidad específica 2), y se recuperó el residuo orgánico. Después se tamizaron los residuos a través de mallas de 120  $\mu\text{m}$  y 15 $\mu\text{m}$  para descartar material por tamaño. El residuo entre 120 y 15  $\mu\text{m}$  se montó en una lámina delgada con adhesivo óptico NOA# 61 (Norland Optical Adhesive 61). Finalmente se colocó bajo luz ultravioleta durante 6 minutos para secar el producto final. En este estudio se analizó al microscopio una lámina por muestra y se registraron los conteos de palinomorfos observados.

Las edades asignadas se obtuvieron en base a los rangos estratigráficos de los palinomorfos reportados en cada muestra. Se consideraron principalmente las primeras apariciones de los taxa debido a que las muestras estudiadas son de canal. Los alcances estratigráficos de los dinoflagelados observados se encuentran en Drugg & Stover (1975), Williams & Bujak (1985), Wrenn et al. (1986), Matsuoka & Bujak (1988), Haq et al. (1988), Powell (1992), Head & Wrenn (1992), Williams et al. (1993) Fensome y Williams et al. (2004). Además, los alcances estratigráficos de todos los palinomorfos están complementados con la información contenida en la base de datos computarizada TAXON (Ravn, R., comunicación personal, 2003) y Palynodata (Palynodata Inc. and J.M. White, 2008. Palynodata Datafile: 2006 version, with Introduction by J. M. White. Geological Survey of Canada Open File 5793, 1 CD-ROM).

Para ayudar a interpretar los ambientes de depositación en intervalos con escasos foraminíferos, se usó un Índice Palinológico Marino (IPM). El IPM es de utilidad para comparar cambios en ambientes de depositación en muestras adyacentes (Helenes et al, 1998), por lo que son útiles para determinar ciclos transgresivo-regresivos. Se calculó el IPM con la siguiente fórmula:

$$IPM = \left( \frac{Rm}{Rt + 1} \right) \times 100 \quad (1)$$

donde  $R_m$  = riqueza de palinomorfos marinos considerados como el número de taxa por muestra, y  $R_t$  = riqueza de palinomorfos terrígenos o continentales, también considerado como el número de taxa por muestra. Un valor de 0 indica que la muestra no contiene palinomorfos marinos y se interpreta como representativa de un ambiente no marino. Valores bajos del IPM se interpretan como ambientes con influencia de agua salobre, y valores altos se interpretan como depositación en condiciones marinas. Dicho índice tiene gran utilidad cuando se comparan muestras adyacentes debido a que se puede utilizar para identificar candidatos a límites de secuencia y superficies de máxima inundación. Las secciones que presentan un decremento en IPM sección arriba (Helenes et al, 1988) representan posibles límites de secuencia y las secciones con valores máximos de IPM dentro de cada secuencia representan posibles superficies de máxima inundación. Para interpretar las paleobatimetrías y paleoambientes se analizó la riqueza de especies de palinomorfos marinos y terrígenos en cada muestra, los valores de IPM, la litología y la información de registros de Rayos Gamma. Toda esta información se integró a los datos de foraminíferos de PEMEX para interpretar paleobatimetría.

Adicionalmente se estudiaron los registros de Rayos Gamma para determinar las gradaciones del tamaño de grano. Los resultados de dichos análisis, junto con la litología reportada por PEMEX, y los valores de IPM que se obtuvieron por cada muestra nos permiten interpretar los sistemas de depósito y las secuencias estratigráficas representadas en la columna. La integración de las secuencias estratigráficas identificadas y las edades palinológicas asignadas son la base para la correlación con la carta cronoestratigráfica de Hardenbol et al. (1998).

## Capítulo IV

---

### Resultados

---

#### IV.1 Análisis palinológico y bioestratigrafía

En las muestras del pozo Cajeme-1 se identificaron 76 taxa de palinomorfos, de los cuales 56 son marinos y 20 continentales. Entre los taxa marinos identificados predominan los dinoflagelados, representados por 47 taxa, junto con cuatro taxa de acritarcas y dos de palinoforaminíferos. 24 muestras resultaron estériles de palinomorfos, y son las correspondientes a las siguientes profundidades: 3- 115 m, 150-275 m, 310-315 m, 350-375 m, 450-455 m, 630-655 m, 730-735 m y 1570-1615 m.

Las asociaciones de dinoflagelados observados contienen 33 especies y 19 géneros, siguiendo la nomenclatura de la base de datos Dinoflaj2 (Fensome et al 2008).

Para determinar paleoambientes consenso en la columna sedimentaria se consideró como información prioritaria la curva paleobatimétrica propuesta por PEP con foraminíferos bentónicos, integrando el valor de IPM, las características de litología en la sección estudiada y la respuesta de los registros geofísicos. Con estos análisis se interpretaron ciclos transgresivo-regresivos, los cuales al integrarse con las edades consenso, se correlacionaron con los ciclos eustáticos de Tercer Orden (Haq et al, 1988; Hardenbol et al, 1998).

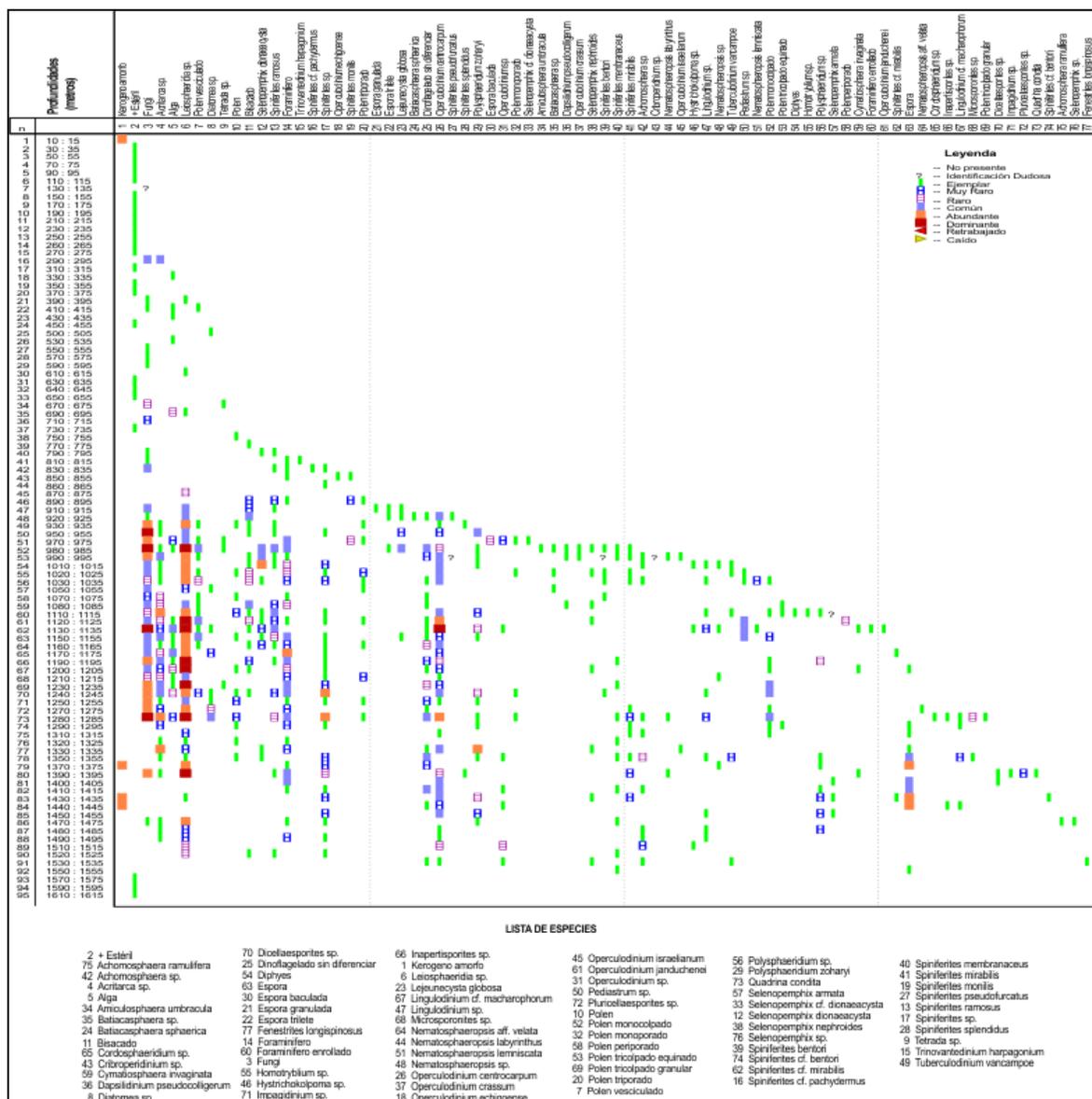
##### IV.1.1 Paleobatimetría y edad consenso

De acuerdo a la distribución de las especies de dinoflagelados (Figura 3) y foraminíferos planctónicos (PEP, 1988) que se identifican en la columna

sedimentaria del Cajeme-1 es posible determinar seis intervalos de edades diferentes que abarcan desde Plioceno hasta Mioceno Medio-Oligoceno Tardío (1.77-28.5 Ma). Dichos intervalos y los bioeventos significativos observados se describen a continuación, en orden estratigráfico (Tabla II). Las especies indicadas en negrilla son las que permiten datar los intervalos.

**Tabla II:** Bioeventos estratigráficos consenso identificados en el pozo Cajeme-1.

<b>Prof (Metros)</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>BIOEVENTOS (Ma)</b>
640 - 795	Plioceno a Mioceno Medio (1.77-12)	640 m ~b <i>A. lessoni</i> (Terciario superior). 790-795 m <b>+d <i>S. dionaeacysta</i> (1.77-20.52).</b>
810 - 935	Mioceno Tardío a Medio (5.32-12)	810-815 m <b>+d <i>T. harpagonium</i> (5.32-23.8).</b> 850-855 m <b>+d <i>S. monilis</i> (5.32-54.8).</b> 910-915 m <b>+d <i>L. globosa</i> (5.32-33.7).</b> 920-925m <b>+d <i>B. sphaerica</i> (5.32-54.8) y +d <i>S. pseudofurcatus</i> (5.32-71.3).</b> 930-935 m +d <i>S. splendidus</i> (3.6-16.4).
980 - 1375	Mioceno Tardío a Medio (7.2-12)	980-985 m <b>+d <i>D. pseudocolligerum</i> (7.12-42) y +d <i>S. bentori</i> (0-16.4)</b> 1085-1090 m ~G. <b><i>explicationis</i> (7.3-12)</b> , ~G. <i>miotumida</i> (7.3-15.1) y ~G. <i>obliquus</i> (4.18-17.3). <b>¿Retrabajo del intervalo inferior?:</b> ~G. cf. <i>praemenardii</i> (12.3-14.8).
1370 - 1440	Mioceno Medio (11.9-13.5)	1370-1440 m ~G. <b><i>fohsi</i> (11.9-13.5)</b> y ~G. <i>robusta</i> (11.9-12.5), ~G. <i>praemenardii</i> (12.3-14.6) y ~G. <i>immaturus</i> (12.5-24). <b>¿Retrabajo o confusión?:</b> ~G. <i>peripheroronda</i> (14.3-23.1), ~G. <i>opima</i> (26.3-30.3), ~G. <i>nana</i> (15.1-47.3) y ~G. <i>semivera</i> (15.5-29.4). <b>Podrían ser:</b> ~ <i>G. mayeri</i> (11.5-28) y ~G. <i>continua</i> (7.8-23.2). 1390-1395 m +d <i>Q. condita</i> (0-16.4) y +d <i>S. splendidus</i> (0-16.4). 1430-1435 m +d <i>S. cf. bentorii</i> (0-16.4). 1370-1440 m ~G. <b><i>fohsi</i> (11.9-13.5)</b> y ~G. <i>robusta</i> (11.9-12.5), ~G. <i>praemenardii</i> (12.3-14.6) y ~G. <i>immaturus</i> (12.5-24).
1530 - 1535	Mioceno Medio a Oligoceno Tardío (12.3-28.5)	1530-1535 m <b>+d <i>T. vancampoe</i> (0-28.5)</b>
1535 - 2019	Indeterminada	Rocas ígneas extrusivas.



**Figura 3:** Distribución bioestratigráfica de taxa de dinoflagelados reportadas en el pozo Cajeme-1

- Al intervalo de 1535 a 1430 m se le asignó una edad de Mioceno Medio a Oligoceno Tardío (12.5 - 28.5 Ma) La paleobatimetría de este intervalo indica una transgresión lenta desde transicional (0m) en la parte inferior, a Nerítico interno (0-50m) en su porción superior, reflejado también por los valores de IPM, los cuales muestran una tendencia a disminuir columna abajo. Este ambiente transicional concuerda con la litología de evaporitas

reportada para este intervalo (1530-1450 m). En la parte superior de este intervalo se observa el comienzo de la incursión marina franca en el Proto-Golfo de California.

- Al intervalo 1435-1375 m se asigna una edad de Mioceno Medio (14.6-14.3 Ma). En este intervalo, la paleobatimetría reportada por PEMEX alcanza su mayor profundidad, hasta en Nerítico externo (200m) y los valores de IPM son relativamente altos, concordando con una interpretación del ambiente más profundo a lo largo de todo el intervalo.
- Al intervalo 1375-980 m se le asigna una edad de Mioceno Tardío a Medio (de 7.2 a 12 Ma). Esta edad se asigna con base en la presencia del dinoflagelado gonyaulacoideo *Dapsilidinium pseudocolligerum* (7.12 - 42 Ma) a la profundidad de 980 m. Aunque es común encontrar esta especie en estratos del Mioceno Medio, también ha sido reportada en estratos del Mioceno Tardío y se considera que se extinguió hace 7.2 Ma (Williams et al., 2004). La paleobatimetría reportada en este intervalo varía de Nerítico Medio en la porción superior a Nerítico Externo a partir de 1085 m, representando la sedimentación marina más profunda en toda la columna.
- Al intervalo 935-810 m se le asigna una edad de Mioceno Medio a Tardío por la aparición más alta del dinoflagelado gonyaulacoideo *Trinovantedinium harpagonium* de (5.32 - 23.8 Ma) a la profundidad de 810 m. La paleobatimetría reportada es de Transicional a Nerítico medio (0-100 m).
- Al intervalo 810-790 m se asigna una edad de edad Plioceno a Mioceno medio (1.77-12 Ma) debido a la aparición más alta del dinoflagelado peridinioideo *Selenopemphix dioneaecysta* (1.77 - 20.52 Ma) a 790 m de profundidad y la posición estratigráfica del intervalo suprayaciendo a un intervalo de edad Mioceno tardío-medio (5.32-12 Ma). El ambiente reportado en el Informe Paleontológico Final de PEMEX es de Nerítico interno y es congruente con un valor bajo de IPM presentado en la mayoría del intervalo.

- Un intervalo (de 0 a 700 m) de edad indeterminada con paleobatimetrías que abarcan desde ambientes continentales hasta Nerítico interno. Esto se determinó en base al contenido de gasterópodos, moluscos fragmentados y corales, así como foraminíferos bentónicos como *Amphistegina lessonii* y *Eponides* sp. La edad es indeterminada debido a la ausencia de fauna determinativa tanto en el grupo de los foraminíferos como en el grupo de los dinoflagelados. Esta sección presenta, en general valores bajos del IPM (Fig. 6). Dentro de este intervalo se proponen tentativamente, tres candidatos a superficies de máxima inundación (SMI) con edades de 3.41 Ma, 4.09 Ma y 4.5 Ma y tres límites de secuencias con edades de 3.89 Ma, 4.23 Ma, finalizando el intervalo en 5.73 Ma.

### **¿Retrabajo o Confusión?**

Aunque en ningún caso indican la verdadera edad de los sedimentos analizados, es problemático explicar la presencia de ciertas especies de foraminíferos planctónicos antiguos en el informe paleontológico de este pozo (PEP, 1988). Las siguientes especies de foraminíferos planctónicos (PEP, 1988) están reportadas en el intervalo 1370 a 1440 m: *G. fohsi-peripheroronda* 14.3 a 23.1 (Mioceno Medio a Temprano), *G. nana* 15.1 a 47.3 Ma (Mioceno Medio a Eoceno Medio), *G. semivera* 15.5 a 29.4 Ma (Mioceno Medio a Oligoceno Tardío) y *G. opima* 26.3 a 30.3 Ma (Mioceno Temprano a Oligoceno Temprano). La presencia de estas formas se puede explicar de dos maneras, la primera sería retrabajo de material más antiguo en la cuenca, por encontrarse junto con especies más jóvenes tales como *G. fohsi* (11.9-13.5 Ma), *G. fohsi-robusta* (11.9-12.5 Ma) y *G. praemenardii* (12.3-14.6 Ma). Es difícil encontrar el origen de este material, ya que regionalmente no hay evidencias claras de sedimentos marinos más antiguos de ~13 Ma. Sin embargo, de acuerdo con algunos reportes (Gómez-Ponce, 1971) hay sedimentos marinos hasta del Mioceno Temprano en el subsuelo cerca de Hermosillo. Estos sedimentos podrían ser el origen de este retrabajo.

Una explicación alterna es una confusión en la identificación de ciertos especímenes. Desde esta perspectiva, los especímenes reportados con los nombres mencionados, más bien representan a las especies *G. mayeri* (11.5-28 Ma) y *G. continuosa* (7.8-23.2 Ma), las cuales tienen rangos estratigráficos más jóvenes y presentan morfologías muy similares a las especies reportadas, razón por la cual podría tratarse de una confusión en su identificación. Todos estos taxa del género *Globorotalia*, se pueden reunir en un grupo caracterizado por tener 4 a 5 cámaras sin quilla en la vuelta final, contorno más o menos redondeado y abertura terminal de baja a alta. Dentro de este grupo morfológico se pueden separar dos subgrupos por la forma del contorno y la altura de la abertura. Uno de estos subgrupos incluye las especies con contorno redondeado y abertura baja (*G. opima* y *G. nana*), las cuales se distinguen entre si por el tamaño: el diámetro de *G. opima* es mayor a 0.39 mm, mientras que el diámetro de *G. nana* es menor a 0.32 mm.

Con respecto *G. semivera*, también es parecida a *G. mayeri*, de la cual se distingue por tener cuatro cámaras en la vuelta final, en lugar de cinco a seis cámaras. *G. fohsi-peripheroronda* también es muy parecida a *G. mayeri* y en la parte inferior del Mioceno aparecen formas intermedias que dificultan la separación de estas especies (Bolli & Saunders, 1985).

En general, las formas redondeadas y de abertura baja son más antiguas, mientras que las formas alargadas con abertura alta son ligeramente más jóvenes. Además, las especies antiguas mencionadas, tiene afinidades de latitudes más altas (Bolli & Saunders, 1985) que *G. mayeri* y *G. continuosa*, las cuales son reportadas comúnmente en ambientes tropicales a subtropicales. Los siguientes rangos estratigráficos son los reportados en la base de datos PLANKRANGE:

*G. mayeri* 11.5 a 28 Ma (Mioceno Medio a Oligoceno Tardío)

*G. continuosa* 7.8 a 23.2 Ma (Mioceno Tardío a Temprano)

*G. opima* 26.3 a 30.3 Ma (Mioceno Temprano a Oligoceno Temprano)

*G. nana* 15.1 a 47.3 Ma (Mioceno Medio a Eoceno Medio)

*G. semivera* 15.5 a 29.4 Ma (Mioceno Medio a Oligoceno Tardío)

*G. fohsi-peripheroronda* 14.3 a 23.1 Ma (Mioceno Medio a Temprano)

## **IV.2 Estratigrafía por Secuencias**

La estratigrafía por secuencias se define como la subdivisión de los rellenos de las cuencas sedimentarias en paquetes sedimentarios genéticamente relacionados (ciclos o secuencias), y limitados por discordancias y sus concordancias correlativas (Emery & Meyers, 1996). Esta forma de interpretar los datos estratigráficos es útil para seguir la evolución del relleno de una cuenca, dentro de la creación de un marco cronoestratigráfico, que permite el mapeo y la correlación de facies sedimentarias contemporáneas, así como para hacer predicciones estratigráficas. La hipótesis básica es que las sucesiones estratigráficas pueden subdividirse en secuencias discretas limitadas por discontinuidades, o cambios en el patrón sedimentario, extendidas sobre grandes áreas (Miall, 1997), y que estas secuencias sedimentarias y sus componentes están fuertemente relacionadas a variaciones relativas del nivel del mar que son originadas por la interacción de tres factores: eustasia, tectónica y procesos de relleno de la cuenca (Van Wagoner et al., 1988). La duración de estas secuencias está determinada por el evento que controle la creación o destrucción de espacio disponible para la acumulación de sedimentos en una cuenca.

Los ciclos tectónicos de subsidencia y levantamiento, junto con los ciclos eustáticos de caídas y subidas en el nivel del mar operan sobre diferentes periodos de tiempo. De tal manera que el paquete sedimentario de una cuenca puede ser dividido en secuencias jerárquicas, representando el producto de un ciclo tectónico y/o eustático de un orden particular (Emery y Myers, 1996).

Existen cuatro tipos básicos (Miall, 1997) de ciclos estratigráficos (cuya definición se basa en la duración de su ciclicidad

1. Ciclos de Primer Orden, o Invasión Continental- se definen con la escala mayor (>50 Ma) de los ciclos sedimentarios de los supercontinentes;
2. Ciclos de Segundo Orden- son los bloques que forman las secuencias de primer orden, su duración es de 3-50 Ma (Emery y Myers, 1996). Pueden

- ser causados por el cambio en la tasa de subsidencia tectónica en la cuenca o la tasa de levantamiento en el terreno de la fuente de sedimentos;
3. Ciclos de Tercer Orden- tienen una duración de 0.5-3 Ma (Emery y Myers, 1996) y son la base de la estratigrafía de secuencias ya que a menudo se encuentran a una escala que permite su visualización en secciones sísmicas. Se identifican al reconocer ciclos individuales de la creación y destrucción del acomodo sedimentario. En estos ciclos las variaciones relativas en el nivel del mar observables en un ciclo sedimentario son causadas principalmente por la eustasia (Vail et al. 1991);
  4. Ciclos de Cuarto Orden- o “parasecuencias” representan facies individuales las cuales se hacen más someras hacia la cima y se encuentran limitados por superficies de profundización abrupta (Myers y Milton, 1996)

En este estudio, se pueden reconocer dos causas principales de los cambios en el nivel del mar, estas son: tectónicas y eustáticas. Los eventos tectónicos reconocibles son la subsidencia inicial de la cuenca desde ambientes continentales que estaban siendo erosionados, hasta ambientes transicionales en la base de nuestra columna sedimentaria (evaporitas) y quizás el levantamiento final nuevamente hasta los ambientes sobre el nivel del mar que tiene hoy el área, aunque este último cambio también puede explicarse por relleno sedimentario de la cuenca. Dentro de estos eventos no se observan cambios bruscos de paleobatimetría, por lo cual es razonable interpretar estos cambios como causados por eustasia. Esta hipótesis permite correlacionar los ciclos transgresivo-regresivos de la columna estudiada, con ciclos eustáticos de Tercer Orden, los cuales han sido datados con base en bioestratigrafía y magnetoestratigrafía.

Una secuencia sedimentaria completa es depositada durante un ciclo eustático completo, el cual incluye una subida y una bajada en el nivel del mar. Un ciclo se extiende desde el punto de inflexión del punto máximo de caída del nivel del mar a

la siguiente subida, seguido de una caída (Haq et al. 1988). La transposición de biofacies de mayor profundidad sobre facies de menor profundidad denota la fase transgresiva de un ciclo sedimentario y es producto de una subida en el nivel del mar que mueve la línea de costa hacia el continente y aleja la fuente de sedimentos del centro de la cuenca, reduciendo las zonas expuestas a la erosión. Lo anterior produce que los depósitos que resultan de fases transgresivas sean poco desarrollados pobres en terrígenos y ricos en fauna pelágica (Miranda Martínez, 2008). Una fase de este tipo tiene su máxima expresión en las superficies de máxima inundación (SMI), donde pueden presentarse los valores máximos en el IPM, en ambientes someros.

Así mismo, la fase regresiva de un ciclo sedimentario es causada por una caída en el nivel del mar, o un exceso en el aporte sedimentario, y se observa reflejado en la superposición de biofacies someras sobre biofacies profundas. Durante la regresión, la línea de costa se mueve hacia el centro de la cuenca, ampliando así el área de la fuente de aporte de sedimentos continentales y moviéndola también al centro de la cuenca. Lo anterior provoca la formación de sedimentos con abundantes y diversos palinomorfos continentales y valores bajos de IPM. La máxima expresión de una fase regresiva está en las superficies de erosión o no depósito denominadas límites de secuencia (LS).

#### **IV.2.1 Ciclos sedimentarios identificados en la columna sedimentaria Cajeme-1**

En el pozo Cajeme-1 se establecieron ciclos sedimentarios con base en la existencia de cambios cíclicos y repetitivos en la litología y/o en la paleobatimetría. Un ciclo está compuesto por una condición inicial, representada por litología de grano relativamente grueso y paleobatimetrías someras, que cambia hacia una litología de grano fino y paleobatimetrías profundas, hasta cambiar de nuevo a las condiciones iniciales para completar el ciclo (Miranda Martínez, 2008).

El límite entre una secuencia y otra, ocasionalmente está denotado por superficies de erosión o no depósito (Van Wagoner et al. 1988), evidenciadas por los cambios

más bruscos en la litología, la paleobatimetría y en los valores del registro de Rayos Gamma, aunado a los valores más bajos en el IPM. Generalmente, estos límites pueden representar límites no conformables en la columna sedimentaria que separan los estratos jóvenes de los más antiguos, así como a las biofacies someras de las más profundas, evidenciando la pérdida de rocas representativas de las paleobatimetrías intermedias.

En cada una de las secuencias identificadas entre límites de secuencias (LS), se propone un nivel candidato a superficie de máxima inundación (SMI), representada por un estrato que presenta una alta proporción de arcillas, indicada por altos valores en el registro de rayos gamma, depositado en las paleobatimetrías profundas indicadas por los foraminíferos, con los picos más importantes en el IPM y en la abundancia y diversidad de palinomorfos marinos (Fig. 4)

La identificación de estas superficies candidatas a límites de secuencias permitió determinar siete secuencias sedimentarias completas para el pozo Cajeme-1 (Figura 5).

### **IV.3.2 Correlación de ciclos sedimentarios con ciclos eustáticos**

En el pozo Cajeme-1 se identificaron ciclos sedimentarios originados por movimientos eustáticos, subsidencia y por los procesos de relleno de cuenca. Tomando en cuenta la interpretación de las líneas de tiempo en la columna sedimentaria obtenidas mediante la estratigrafía de alta resolución dichos ciclos representan periodos con una duración máxima de alrededor de 3 Ma, por lo que se interpretan como secuencias sedimentarias de tercer orden.

Ha habido cambios en el nivel del mar a escala global (cambios eustáticos) que pueden haber sido producidos por la formación de glaciares, o por cambios en la tasa de formación de corteza oceánica, los cuales controlan el depósito de las secuencias en escala de tiempo entre 0.5 y 3 Ma. A estas secuencias se les conoce como de tercer orden (Vail et al. 1991). Con base en datos sísmicos y controles bioestratigráficos, se ha propuesto una curva de eustasia del Mesozoico

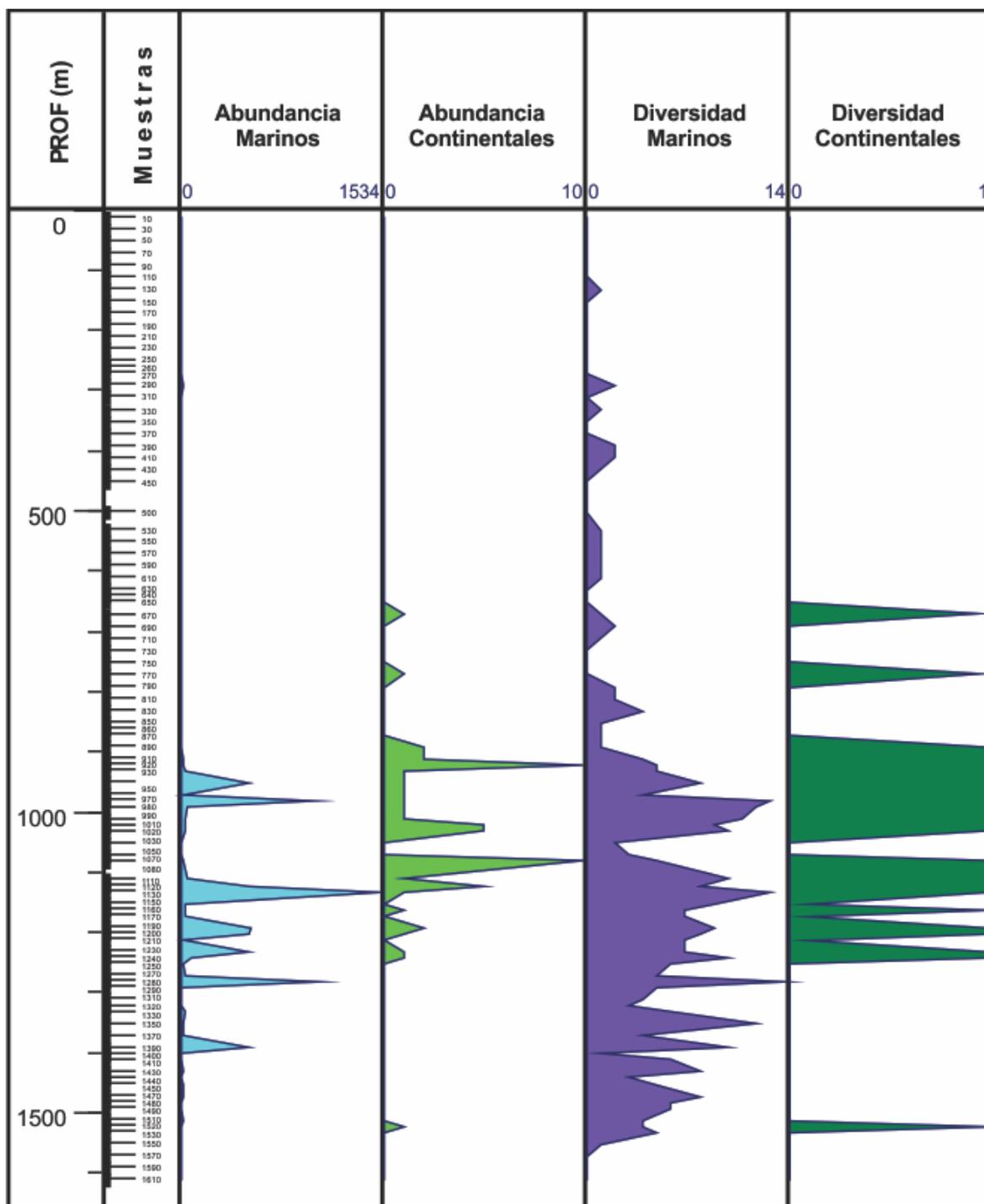
y Cenozoico (Haq et al, 1988; Vail et al., 1991; Hardenbol et al., 1998), la cual representa las variaciones relativas del nivel del mar registradas simultáneamente en ciclos sedimentarios de márgenes pasivas en varias cuencas alrededor del mundo.

Esta curva ha sido calibrada con información biomagnetoestratigráfica y edades radiométricas (Haq et al. 1988) y en la actualidad ha sido actualizada para acomodar dataciones bioestratigráficas más recientes (Hardenbol et al. 1998). Este marco es muy útil para establecer una cronoestratigrafía más detallada en secciones sedimentarias incluyendo el Mesozoico y el Cenozoico.

Debido a la escala global de los movimientos eustáticos, las variaciones relativas de nivel del mar que se registran en los ciclos sedimentarios pueden fecharse, proponiendo así correlaciones con las secuencias de tercer orden calibradas.

Considerando lo anterior, las seis secuencias sedimentarias localizadas entre las líneas de tiempo consenso determinadas bioestratigráficamente en el pozo Cajeme-1, se correlacionaron con los ciclos de tercer orden Neógeno, propuestos por Haq et al. (1988) y recalibrados por Hardenbol et al. (1998), para obtener un marco cronoestratigráfico de mayor resolución.

La correlación de los ciclos sedimentarios del pozo con la curva de variaciones eustáticas, da como resultado la identificación de 16 líneas de tiempo, 8 de ellas correspondientes a edades calibradas para límites de secuencias y 8 a superficies de máxima inundación. Estas edades se suman a las cinco líneas de tiempo obtenidas en el análisis bioestratigráfico de alta resolución, dando un total de 21 líneas de tiempo que dividen la columna sedimentaria del pozo.



**Figura 4:** Abundancias y diversidades de palinomorfos reportados en el pozo Cajeme-1.

## Capítulo V

### Discusión

---

#### V.1 Conjuntos palinológicos.

El conjunto de palinomorfos está conformado en su mayoría por una asociación abundante de palinomorfos marinos Neríticos, representado por dinoflagelados, acritarcas, fungi, algas y foraminíferos. Además, en menor abundancia se encuentra un conjunto de palinomorfos continentales, representado por polen y esporas (Figura 2).

Las especies marinas dominantes a lo largo de toda la columna son: *Polysphaeridium zoharyi*, *Operculodinium centrocarpum* y *Selenopemphix nephroides* (Apéndice I), las cuales representan a dinoflagelados Neríticos de afinidad tropical (Harland, 1982) e indican temperaturas superficiales cálidas (Edwards y Andrieu, 1992), para esta parte de la Cuenca Obregón desde el Mioceno hasta el Plioceno Temprano.

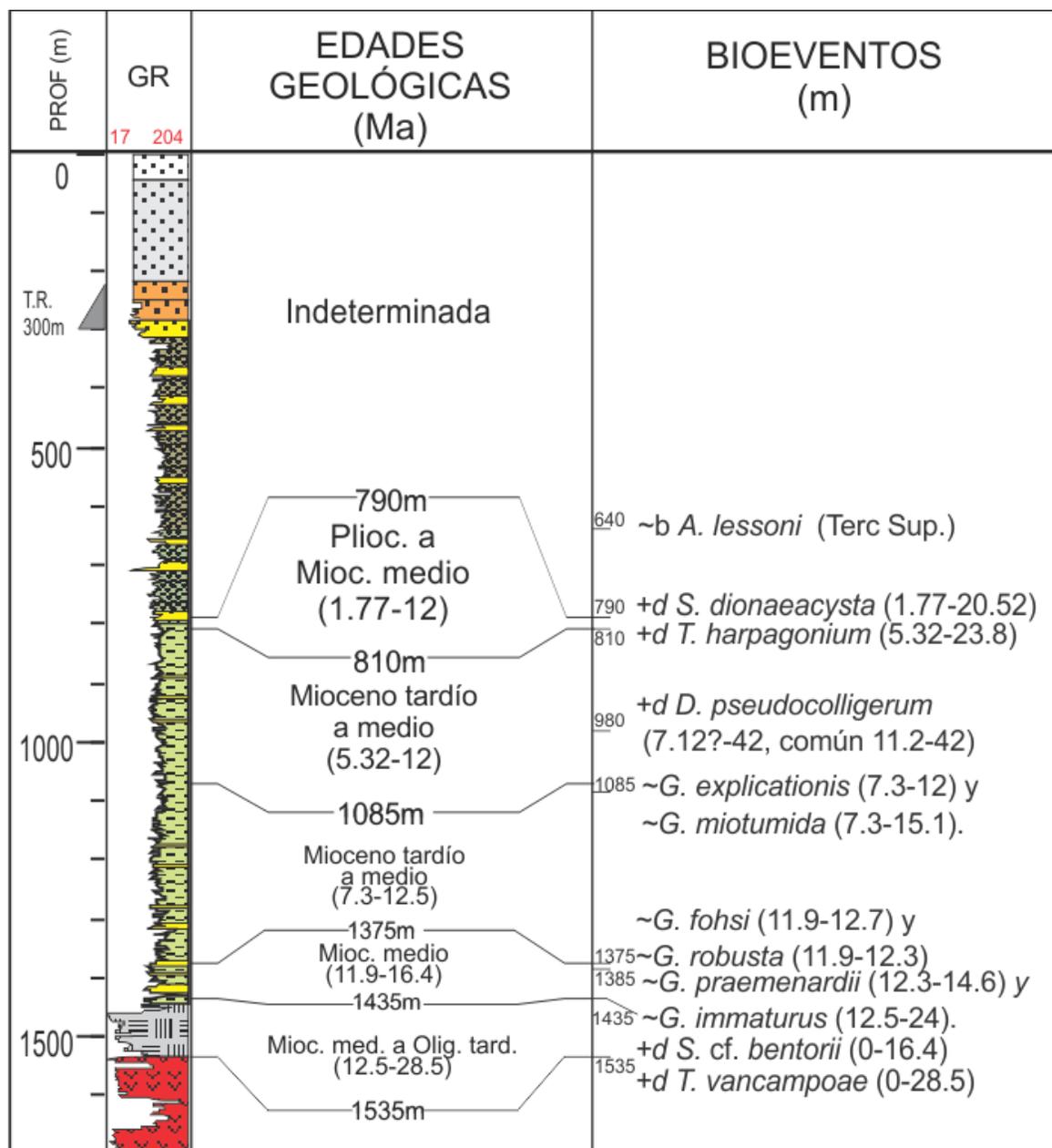
Globalmente estas condiciones cálidas se presentan desde finales del Oligoceno (26-27 Ma) hasta alcanzar su punto climático óptimo a finales del Mioceno Medio (14.8-11.2 Ma). Después de este evento inicia una fase de enfriamiento que culmina con el inicio de las grandes glaciaciones en el Hemisferio Norte durante el Plioceno Temprano (Zachos et al., 2001).

#### V.2 Edades y paleobatimetría consenso

El análisis palinoestratigráfico revela tres intervalos de edad para el pozo desde el Pleistoceno al Oligoceno Tardío (0.01-54.8 Ma). Mientras que el análisis bioestratigráfico de las especies de foraminíferos (Tabla VII), define la edad de la primera incursión marina reportada en el Neógeno en el GDC al Mioceno Medio (11.9-13.5 Ma).

Las paleobatimetrías consenso obtenidas integrando la información micropaleontológica, litológica y de registros geofísicos (Figura 4), indican que la columna Cajeme-1 se depositó en ambientes de plataforma continental, entre 0 y 200m bajo el nivel del mar, principalmente entre el Nerítico interno y medio (50-100m de profundidad). Las paleobatimetrías más profundas, de hasta 200m de profundidad, se documentan en un intervalo (1100-1400m) durante el Mioceno Medio y Tardío a Medio.

La base de la sección estudiada contiene la transgresión de mayor importancia en la columna (1535-1435m), y representa ambientes de plataforma desde la parte basal del intervalo Oligoceno Tardío-Mioceno Medio hasta principios del Mioceno Medio (11.9-16.4Ma). A partir de este punto, la sección es principalmente regresiva, llegando a ambientes continentales en el intervalo de edad indeterminada.



**Figura 5:** Profundidades de los intervalos datados, bioeventos importantes con sus profundidades (rangos en Ma) y profundidad del revestidor.

Al integrar la información bioestratigráfica de palinomorfos y foraminíferos planctónicos, se identificaron cinco líneas de tiempo que representan sedimentos de edades variando desde Plioceno hasta Mioceno Medio. Los intervalos datados son en orden estratigráfico: 1435-1535m no más joven que Mioceno Medio ni más antiguo que Oligoceno Tardío (12.5-28.5 Ma); 1375-1435m Mioceno Medio (11.9-

16.4 Ma); 1085-1375m no más joven que Mioceno Tardío y no más viejo que Mioceno Medio (7.3-12.5 Ma); 810-1085m no más joven que Mioceno Tardío y no más viejo que Mioceno Medio (5.32-12 Ma); 790-810m no más joven que Plioceno y no más viejo que Mioceno Medio (1.77-12 Ma), restringiendo la edad de la secuencia sedimentaria aquí estudiada del Cajeme-1 al Neógeno.

Los foraminíferos planctónicos indicativos de edad Mioceno Medio son: *Gr. praemenardii* (12.3-14.6 Ma) y *Globigerinoides trilobus immaturus* (12.5-24.5 Ma). La asociación de quistes de dinoflagelados indica una edad de Mioceno Tardío a Medio (7.2-12.5 Ma).

El ambiente de depósito a partir de 620m se define como Nerítico interno. En el intervalo 660-965m se reportan los foraminíferos bentónicos: *Amphistegina* sp., *A. lessonii*, *Eponides* sp., *Quinqueloculina* sp., así como gasterópodos y fragmentos de molusco.

La resolución bioestratigráfica en el intervalo superior del pozo (0-790m) fue pobre, por lo cual no fue posible asignar una edad. Sin embargo, la identificación de foraminíferos bentónicos en el intervalo 5-640 m, donde se reportan gran cantidad de gasterópodos, corales y moluscos, de abundantes a escasos indica ambientes de transicionales a Nerítico interno (0 a 20m de paleoprofundidad).

### **V.3 Secuencias sedimentarias**

Las secuencias sedimentarias de tercer orden identificadas en el pozo Cajeme-1 son las siguientes. Las edades en Ma asignadas a los límites inferiores de estos ciclos se indican en paréntesis:

#### **1.-Secuencia A (13.18 Ma).**

Esta secuencia comienza dentro del intervalo fechado como Mioceno Medio a Oligoceno Tardío (12.5-28.5 Ma) y termina en el intervalo fechado como Mioceno Tardío a Medio (7.3-12.5 Ma). Su SMI se registra a los 12.5 Ma dentro del intervalo Mioceno Medio.

**2.- Secuencia B (11.7 Ma).**

La secuencia se correlaciona con el segundo ciclo de edad Mioceno Tardío a Medio, ocurrido entre 7.3 y 12.5 Ma, con una SMI de 10.21 Ma de edad.

**3.- Secuencia C (9.26 Ma).**

Por su posición estratigráfica y edad, esta secuencia se correlaciona con el tercer ciclo sedimentario de edad Mioceno Tardío a Medio, ocurrido desde 6.98 hasta 9.26 Ma.

La edad calibrada para la SMI en esta secuencia es de 7.6 Ma.

**4.- Secuencia D (6.98 Ma).**

Esta secuencia representa el segundo ciclo sedimentario del Mioceno Tardío a Medio (810-1375m). Este ciclo presenta límites de secuencia a 6.98 y 5.73 Ma, con la SMI documentada hace 6.09 Ma.

**5.- Secuencia E (5.73 Ma).**

Los límites de esta secuencia se ubican por encima y por debajo de la línea de tiempo de 1.6 Ma (límite Plioceno-Pleistoceno), por lo que se correlaciona con un ciclo que inició en el Mioceno Tardío (5.73 Ma) y terminó en el Plioceno Temprano (4.23 Ma), presentando la SMI a 4.5 Ma. Debido a la ausencia de marcadores biostratigráficos, estas últimas dos líneas de tiempo fueron inferidas en base a la paleobatimetría, las fluctuaciones en el IPM, la respuesta del registro de rayos gama y la litología reportada.

**6.-Secuencia F (4.23 Ma).**

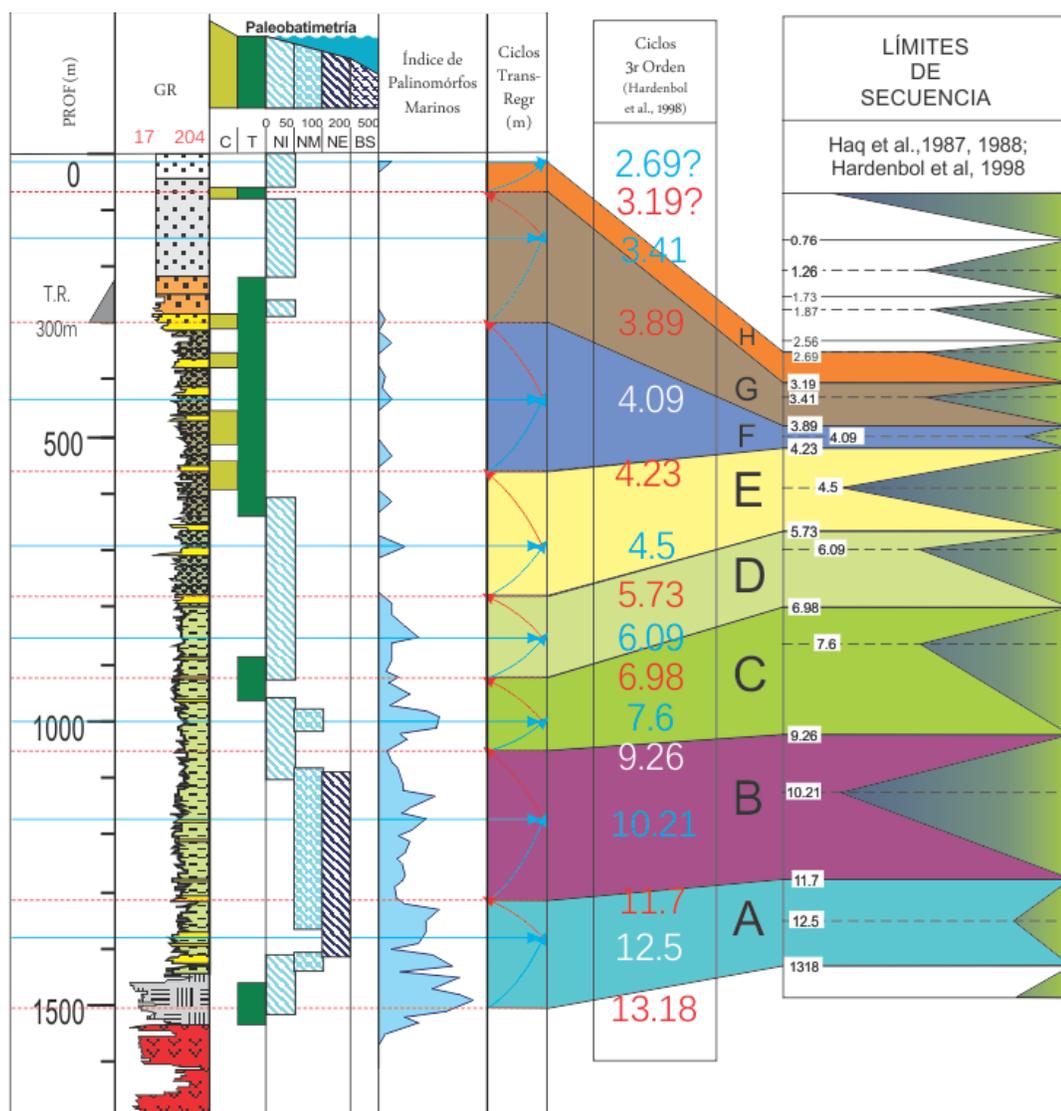
Secuencia inferida que se correlaciona con el ciclo depositado en su totalidad en el Plioceno Temprano entre los 4.23 y los 3.89 Ma, con la SMI de 4.09 Ma de edad.

**7.- Secuencia G (3.89 Ma).**

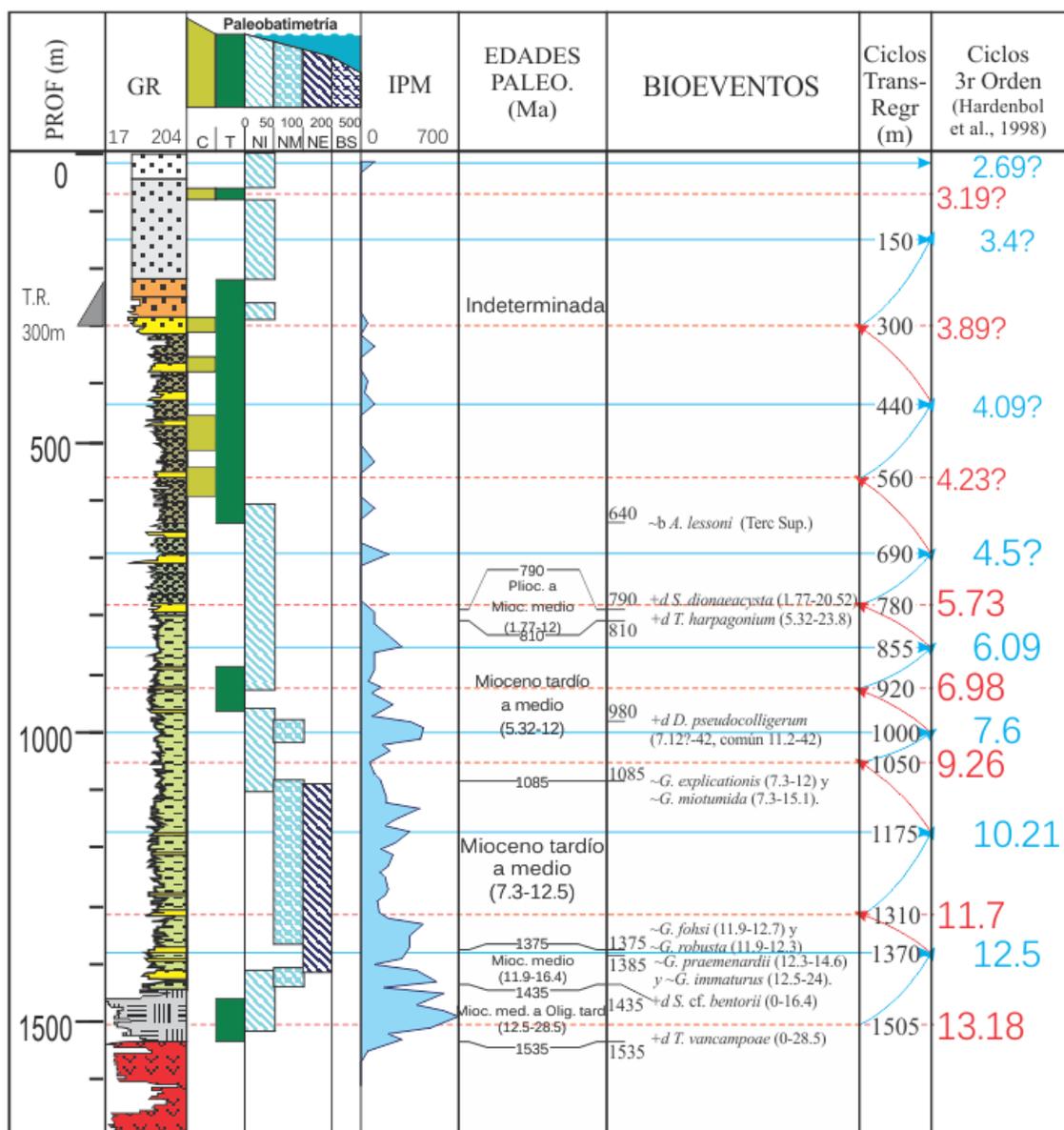
La secuencia G inició en el Plioceno Temprano y terminó en el Plioceno Tardío, se correlaciona con el ciclo de tercer orden que abarca de 3.89 a 3.19 Ma de Haq et al. (1988). Contiene la SMI a 3.41 Ma. La SMI se encuentra a los 5.32 Ma.

### 8.- Secuencia H (3.19 Ma)

De esta secuencia sólo se puede correlacionar el periodo de regresión marina de 3.19-2.69 Ma.



**Figura 6:** Correlación de Ciclos Eustáticos Globales con las secuencias sedimentarias del pozo Cajeme-1.



**Figura 7.-** Cronoestratigrafía y Secuencias Estratigráficas de Tercer Orden del pozo Cajeme-1. Correlación con los Ciclos Eustáticos de Tercer Orden propuestos en Haq et al. (1988) y calibrados con las edades de Berggren et al. (1994) y Hardenbol et al. (1998).

#### **V.4 Historia Geológica del pozo Cajeme-1**

Las rocas más antiguas encontradas en la perforación del pozo son rocas sedimentarias afectadas por metamorfismo de contacto de bajo grado, dando origen a corneanas de actinolita, cuarzo y biotita. La edad radiométrica de dichas corneanas es de  $43 \pm 2$  Ma, Eoceno Medio (2079.0-2470.8 m), indicando la edad del metamorfismo.

Sobre las corneanas se depositaron tobas, derrames basálticos y 12.0 m de lutitas sin fósiles en un ambiente continental. Se ha interpretado como de edad Oligoceno Tardío con base a la edad radiométrica de una andesita localizada aproximadamente a 135 km al NE del pozo.

En el Mioceno Medio una transgresión gradual comenzó a los 13.18 Ma, creando condiciones idóneas para la formación de evaporitas. Éstas consisten en anhidritas con intercalaciones de delgadas capas de yeso y lutita (1454-1535 m). Posteriormente se observó una regresión que finaliza a los 11.7 Ma en el intervalo Mioceno Tardío a Medio (1085-1375 m)

El mar alcanzó su más alto nivel a los 12.5 Ma, durante el Mioceno Medio (1375-1454 m) la transgresión marina fue franca originando el depósito de lutitas de color gris verdoso y gris oscuro, con areniscas de finas a medias intercaladas de color gris claro y gris verdoso en un ambiente de Nerítico externo con oscilaciones a Nerítico medio.

A partir de los 11.7 Ma se acelera la transgresión marina que culmina a los 10.21 Ma en un ambiente de Nerítico externo con oscilaciones a Nerítico medio.

El Mioceno Tardío a Medio (5.32-12 Ma) comienza a partir de los 1085 m y termina a los 810 m. Este intervalo contiene un ciclo sedimentario completo, comenzando a los 9.26 Ma con una transgresión que alcanza su SMI a los 7.6 Ma, continuando con una baja de nivel del mar cuyo punto de inflexión se data a los 6.98 Ma, en el Mioceno Tardío. La paleobatimetría muestra una tendencia hacia lo más somero, comenzando con Nerítico medio en la parte inferior del intervalo, oscilando entre Nerítico interno y transicional. Dentro de este intervalo se encuentra la línea de tiempo correspondiente a 6.09 Ma.

Posteriormente, a los 5.73 Ma, por encima de los 790 m comienza una nueva transgresión marina, que termina a los 4.5 Ma. De nuevo baja el nivel del mar hasta los 4.23 Ma donde comienza otro ciclo sedimentario con una SMI a los 4.09 Ma, el cual finaliza a los 3.89 Ma, dando lugar a otro ciclo sedimentario con SMI a los 3.41 Ma, el cual termina a los 3.19 Ma, para finalmente alcanzar la última línea de tiempo en la columna a los 3.69 Ma.

A partir de aproximadamente 4.5 Ma el mar se retira completamente dando lugar a un cambio en el ambiente de depósito de Nerítico interno a Continental (217-640m). La edad de estos sedimentos no se pudo datar debido a la carencia de fósiles.

Posterior al depósito de los sedimentos continentales el mar invade de nuevo el área dando origen a una secuencia marina de ambiente NI con abundantes foraminíferos bentónicos y sin planctónicos.

Actualmente el mar se localiza a unos 4 km al SW del pozo Cajeme-1 y en época de mareas altas se aproxima a 1 km (Informe Final Geológico del pozo Cajeme-1, PEP, 1988)

## Capítulo VI

### Conclusiones

---

El conjunto palinológico documentado en muestras de canal en el pozo Cajeme-1 es similar al reportado en otras cuencas del norte del GDC. Indica sedimentación marina en ambientes cálidos, desde el Mioceno Medio hasta el Pleistoceno. Este grupo de microfósiles resulta ser importante en la resolución de este problema, ya que ayudó a interpretar edades y paleoambientes a lo largo de la columna sedimentaria en la Cuenca Obregón.

La integración de la información paleoambiental y bioestratigráfica de foraminíferos y palinomorfos permite interpretar edades y ambientes sedimentarios consenso a lo largo de la columna. Estos consensos indican un marco cronoestratigráfico confiable de alta resolución con cinco líneas de tiempo confiables.

Este marco se optimizó al aplicar la estratigrafía por secuencias, la cual permitió aumentar la resolución de las edades micopaleontológicas, mediante la adición de 16 líneas de tiempo. Dividiendo a la columna del Cajeme-1 en 21 intervalos de tiempo.

## REFERENCIAS.

- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bulletin of the Geological Society of America*. 81: 3513-3536 p.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, En Winterer, E. L., Hussong, D. M., y Decker, R. W. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America, Boulder, Colorado, The Geology of North America*, 21-72 p.
- Bolli, H and Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera En: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.). (1985) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series: 155-262 p.
- Carreño, A.L. 1981. Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Universidad Nacional Autónoma de México Revista*. 5(1):55-64 p.
- Carreño, A. L. 1992. Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, Mexico. En: Alcayde-Orraca, M. y x Gómez-Caballero M. (eds.). *Calcareous Neogene microfossils of Baja California Sur, Mexico*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, *Paleontología Mexicana*, 59 (1):1–3 p.
- Carreño, A.L. y Smith, J.T. 2007. Stratigraphy and Correlation for the Ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, Mexico. *Bulletins of American Paleontology*. 371: 74-81p.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Perrilliat, M.C., 2000. Geologic reconnaissance and Miocene age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de los Ángeles, Baja California. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Gutiérrez, G., Stock, J. (eds.). *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334: 111–121 p.
- De Vernal, A., Mudie, P.J., Harland, R., Morzadec-Kerfourn, M.T., Turon, J.L. y Wrenn, J.H. 1992. Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the

- North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy. En: Head, M.J. y Wrenn, J.H. (eds.). Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: 298-328 p.
- Drugg, W.S. y Stover, L.E. 1975. Stratigraphic range charts of selected fossil dinoflagellates: Selected Cenozoic Dinoflagellates. En: Evitt, W.R.E. (ed.) Proceeding of a Forum on Dinoflagellates. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contribution Series 4: 73-90 p.
- Edwards, I.E. y Andrieu, V.A.S. 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. En: Head, M.J. y Wrenn, J.H.- Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: 159-188 p.
- Eisenack, A. 1967. Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Band I. Dinoflagellaten. 1. Ergänzungslieferung. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. 3: 241 p.
- Emery, D. y Myers, K.J. (eds.). 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science. Oxford. 297 p.
- Evitt, W.R. 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. 333 p .
- Fenby, S. S and Gastil, R. G. 1991. Geologic-Tectonic Map of the Gulf of California and Surrounding Areas. En: The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Memoir 47: 79-83.
- Fensome, R.; Gocht, H.; Stover, L. y Williams, G. 1991. The Eisenack Catalog of Fossil Dinoflagellate. New Series. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 828 p.
- Fensome, R.A., MacRae, R.A. y Williams, G.L., 2008. DINOFLAJ2, Version 1. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. Data Series: 1.

- Fensome, R.A. and Williams, G.L. 2004. The Lentin and Williams Index of fossil dinoflagellates. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions Series. 42: 909 p.
- Fensome RA, Riding JB y Taylor FJR (1996): *Dinoflagellates*. En: Jansonius J. y McGregor D.C. (eds.). Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City, 1: 107-169.
- Gastil, R.G., Neuhaus, J., Cassidy, M.E., Smith, J.T., Ingle, J.C. Jr., Krummenacher, D., 1999. Geology and paleontology of southwestern Isla Tiburon, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 16: 1–34.
- Gastil, R.G., Krummenacher, J.D., Bushee, J. Jensky, W. y Barthelmy, D. 1976. La Zona Batolítica del Sur de California y el Occidente de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 37(2): 84-90.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., y Jensky, L.W.H. 1979. Reconnaissance geology of west-central Nayarit, México: *Geological Society of America Bulletin* 90 p.
- Gómez-Ponce, M., 1971. Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el Estado de Sonora, México. *Instituto Mexicano del Petróleo Revista, Notas Técnicas*, Octubre, México: 77–78 p.
- González- León, C. 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias Cretácicas del área de Lampazos, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 7: 148-162 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. En: Wilgus, C.K.; Posamentier, H.; Ross, C.A. y Kendall, C.G. (eds.). *Sea-level changes: An integrated approach*. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 42: 71-108 p.

- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C. y Vail P.R., 1998, Cretaceous sequence chronostratigraphy. En: de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. y Farley M.B. (eds.). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Spec. Publ, 60, Tabla 4.
- Harland, R. 1982. Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Paleontology*: 26: 321-387 p.
- Helenes, J., de Guerra, C. y Vasquez, J. 1998 Palynology and Chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas area, western Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 82 (7): 1308-1328 p.
- Helenes J. y Carreño A.L. 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 12.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Esparza, M.A., Carrillo, R.M., 2005. Paleontología del Neógeno en el Golfo de California y la evolución geológica de Baja California. *Memoir VII International Meeting on the Geology of the Baja California Peninsula, Peninsular Geological Society, Ensenada, Baja California, México, Abril 3–6, Universidad Autónoma Baja California y Universidad Nacional Autónoma de México*:. 2–3 p.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Carrillo, R.M. 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology* 72: 10–25 p.
- Helenes, J., 1999. Palinología y secuencias estratigráficas del Pozo ELS-1, Laguna Salada, B.C. México. *Geotermia* 15, 47–54 p.
- Jan du Chêne, R., Masure, E., Becheler, I., Biffi, U., de Vains, G., Fauconnier, D., Ferrano, R., Foucher, J.C., Gaillard, M., Hochuli, P., Lachkar, G., Miehowr, D., Monteil, E., Moron, J.M., Rauscher, R., Raynaud, J.F., Taugourdeau, J. & Turon, J.L. 1986. Guide pratique pour la détermination de kystes de Dinoflagellés fossiles. Le complexe Gonyaulacysta. *Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, Bulletin, Mémoire*. 12 (479): 152 p.

- Jansonius, J. y McGregor, D.C. 1996. Palynology: Principles and applications. American Association Stratigraphic Palynologists Foundation. 3: 1330 p.
- Karig, D.E., Jensky, W., 1972. The Proto-Gulf of California. Earth and Planetary Science Letters. 17: 169–174 p.
- Leavitt D.H., Bezy R.L, Crandall K.A. 2007. Multi-locus DNA sequence data reveal a history of deep cryptic vicariance and habitat-driven convergence in the desert night lizard *Xantusia vigilis* species complex (Squamata: Xantusiidae). Molecular Ecology. 16: 4455–4481 p.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, D., Hussong, M y Decker, R.W. (eds.). The eastern Pacific and Hawaii, Geological Society of America, Boulder, Co., The Geology of North America. 499-521 p.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.). The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47: 8-126 p.
- López-Ramos, E. 1982. Geología de México. Conacyt. 2: 454 p.
- Martín-Barajas, A., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43: 72-83 p.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A.L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., Álvarez-Rosales, J., 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, México. Sedimentary Geology. 144: 5-35 p.
- Matsuoka, K. and Bujak, J.P., 1988: Cenozoic dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea. Nagasaki University, Faculty of Liberal Arts, Natural Science, Bulletin. 29 (1):1-147 p, pl.1-19.

- McCloy, C., 1984. Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo Trough, Baja California, Mexico. En: Frizzell Jr., V.A. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, USA: 39: 267–273 p.
- McDougall, K.M., Poore, R.Z., Matti, J., 1999. Age and paleoenvironments of the Imperial Formation near San Gorgonio Pass, Southern California. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 4–25 p.
- Miall A.D., 1997 - *The geology of stratigraphic sequences*. Springer, Berlin. 421 p.
- Miranda-Avilés, R., Beraldi, H., Puy-Alquiza, M. J ; Cartreño, A. L, 2005, Estromatolitos, Tufas y Travertinos de la sección "El Morro": Depósitos relacionados con la primera incursión marina en la Cuenca de Santa Rosalía B. C. Sur, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 22 (2): 148-158 p.
- Miranda-Martínez, A.J. 2008. Bioestratigrafía de alta resolución del Neógeno, en el pozo Sihini-1, Cuenca Tampico-Misantla, Veracruz, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada. Ensenada, Baja California. 77 p.
- Molina Garza R.S., Geissman, J.W., 1999, Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave-Sonora megashear, *Tectonics*, 18, 293-325 p.
- Molina-Garza, R., and Iriondo, A., 2005. La megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento del problema, *Boletín conmemorativo del centenario de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 57, 3: 1–26 p.
- Mora-Álvarez, G. and McDowell, F.W., 2000. Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. En: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.). *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geological Society of America Special Paper 334: 123-142 p.

- Morandi, M.T., Aragón-Arreola, M., Delgado-Argote, L.A. y González-Fernández, A., 2002. Evolución de las cuencas Yaqui y Guaymas, a partir de interpretación de sísmica de reflexión marina. Congreso Venezolano de Ingenieros Geofísicos, 17-20 noviembre, Caracas, Venezuela. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos: 4772 p.
- Müller, J., Di Giacomo, E., van Erve, A.W., 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series 19, 7–76.
- Myers, K.J. y Milton, N.J. Concepts and Principles of Sequence Stratigraphy. 1997. En: Emery, D. y Myers, K.J. (eds.) Sequence Stratigraphy. Blackwell Science. London.
- Normark, W. R., J. E. Spencer, and J. C. J. Ingle. 1987. Geology and Neogene history of the Pacific Continental Margin of Baja California Sur, Mexico. En Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Basins: Beaufort Sea to Baja California. Scholl, D. W., Grantz, A. y Vedder J. G. (eds.). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston, Texas. 449–472 p.
- Ortlieb, L., Colletta, B., 1984, Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neogeno y el Cuaternario marino de la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México. En: Malpica-Cruz, V., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J., Ortlieb, L. (eds.). Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium. Hermosillo, Sonora., abril 21-2.: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Abstractos, 242–268 p.
- Oskin, M., Stock, M. J., Martín-Barajas, A., 2001. Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*. 29: 459-463 p.
- Oskin, M., Stock, J., 2003. Marine incursions synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. *Geology*. 31: 23–26 p.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardena, J.M., Helenes, J., Segura, A., 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: implications for the history of the delta of the Colorado River and the Salton Trough. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23: 1–22 p.

- Palynodata Inc. and J.M. White, 2008. Palynodata Datafile: 2006 version, with Introduction by J. M. White. Geological Survey of Canada Open File 5793.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Sciences Series. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 427–554 p.
- Powell, A.J. 1992. *A stratigraphic index of dinoflagellates cysts* London: Chapman y Hall, 290 p.
- Roldán-Quintana, J. 2002. Caracterización geologic-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario, entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis Doctoral, 119.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004. El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21: 320–334.
- Rueda-Gaxiola, J., Reyes, T., Santillán, M., Dueñas, M.A., González, E., León, C., García, P., 1982. Estudio palinológico y geoquímico de los sedimentos del pozo Extremeño- 301. PEMEX-IMP, Reporte del Proyecto C-1125, México. 105 pp.
- Sawlan, M.G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Rift. In: Dauphin, J.P and Simoneit, B.R.T. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, pp. 301–369.
- Scott, W.R., Gonzalez-León, C., 1991, Paleontology and biostratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico. En: Pérez- Segura, E., Jacques- Ayala, C. (eds.). *Studies of Sonoran geology: Geological Society of American Special Paper* 254: 51-67.

- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. GSA Special Paper 278: 153.
- Sherwood, W., Jr., Covington, M., Ladner, B.C., and Wei, W. (compiladores), 2002. Electronic calcareous Nannofossils, International Association. Nanno-Ware, CD-Rom 1.
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to mid-Mesozoic disruption of the south-western North American craton margin: Geologic. Society of America, abstract. with program. 6.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. 8: 99–115 p.
- Stover, L.E. y Evitt, W.R. 1978. Analyses of Pre-Pleistocene Organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications. Stanford, CA. 299 p.
- Stover, L.E. y Williams, G.L. 1987. Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates 1977-1985. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Contribution Series. 18: 243 p.
- Traverse, A., 1974. Palynologic investigation of two Black Sea cores. En: Degens, E.T. and Ross, D.A. (eds). *The Black Sea: Geology, Chemistry, and Biology*. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, OK. 381-388 p.
- Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. y Perez-Cruz C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy, and sedimentology: an overview. En: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin. 617-659 p.
- Van der Hammen, T., 1954. Principios para la nomenclatura palinológica sistemática. *Boletín Geológico*. Bogota. 2(2): 21 p.
- Van Wagoner J.C., H.W. Posamentier, R.M. Mitchum, P.R. Vail, J.F. Sarg, T.S. Loutit y J. Hardenbol. 1988. An overview of the Fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C.K.; Hastings B. S.,

- Posamentier, H.; Ross, C.A., Van Wagoner J. C. y Kendall, C.G. (eds.). Sea-level changes: An integrated approach. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 42: 39-46 p.
- Victorio C., G.I. 2003. Sistema de procesamiento y graficación de datos estratigráficos, Ver.1.1. Tesis: Licenciatura. UABC, 122 p.
- Williams, G.L. y Bujak, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. En: Bolli, H.M.; Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. Plankton stratigraphy. Cambridge. Earth Science Series. 847-964 p.
- Williams, G.L., Stover, L.E. y Kidson, E.J. 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. Geological Survey of Canada. Paper 92 (10): 137 p.
- Williams, G.L., Brinkhuis, H., Fensome, R.A., Pearce, M.A. & Weegink, J.W. 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cysts compared. Index events for the Late Cretaceous-Neogene, En: Exon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J. (eds.). Proceedings of the. Ocean Drilling Program. Scientific Results. 189 p.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques — processing and microscopy. En: Jansonius, J., McGregor, D.C. (eds.). Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1: 29–50 p.
- Wrenn, J.H., Duffield, S.L., Stein, J.A. (eds.). 1986. Papers from the First Symposium on Neogene Dinoflagellate Biostratigraphy. American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 17: 169–226 p.
- Zachos, J. Pagani, M., Sloan, L., Thomas, H., Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science. 27: 686-693 p.



**MUESTRA 5 ( 90 A 95 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 6 ( 110 A 115 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 7 ( 130 A 135 M. )***Fungi* ( ? ) ( Λ )**MUESTRA 8 ( 150 A 155 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 9 ( 170 A 175 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 10 ( 190 A 195 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 11 ( 210 A 215 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 12 ( 230 A 235 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 13 ( 250 A 255 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 14 ( 260 A 265 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 15 ( 270 A 275 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 16 ( 290 A 295 M. )***Acritarca sp.* ( C ) ( Λ )*Fungi* ( C )**MUESTRA 17 ( 310 A 315 M. )**+ *Estéril* ( E )**MUESTRA 18 ( 330 A 335 M. )***Alga* ( E ) ( Λ )**MUESTRA 19 ( 350 A 355 M. )**

- + *Estéril* ( E )
- MUESTRA 20 ( 370 A 375 M. )**  
+ *Estéril* ( E )
- MUESTRA 21 ( 390 A 395 M. )**  
*Fungi* ( E )  
*Leiosphaeridia sp.* ( E ) ( Λ )
- MUESTRA 22 ( 410 A 415 M. )**  
*Alga* ( E )  
*Fungi* ( E )  
*Polen vesciculado* ( E ) ( Λ )
- MUESTRA 23 ( 430 A 435 M. )**  
*Alga* ( E )
- MUESTRA 24 ( 450 A 455 M. )**  
+ *Estéril* ( E )
- MUESTRA 25 ( 500 A 505 M. )**  
*Diatomea sp.* ( E ) ( Λ )
- MUESTRA 26 ( 530 A 535 M. )**  
*Alga* ( E )
- MUESTRA 27 ( 550 A 555 M. )**  
*Fungi* ( E )
- MUESTRA 28 ( 570 A 575 M. )**  
*Fungi* ( E )
- MUESTRA 29 ( 590 A 595 M. )**  
*Fungi* ( E )
- MUESTRA 30 ( 610 A 615 M. )**  
*Leiosphaeridia sp.* ( E )
- MUESTRA 31 ( 630 A 635 M. )**  
+ *Estéril* ( E )
- MUESTRA 32 ( 640 A 645 M. )**  
+ *Estéril* ( E )
- MUESTRA 33 ( 650 A 655 M. )**

- + Estéril (E)
- MUESTRA 34 ( 670 A 675 M. )**  
*Fungi* (R)  
*Tetrada sp.* (E) (Λ)
- MUESTRA 35 ( 690 A 695 M. )**  
*Alga* (R)  
*Leiosphaeridia sp.* (E)
- MUESTRA 36 ( 710 A 715 M. )**  
*Fungi* (M)
- MUESTRA 37 ( 730 A 735 M. )**  
+ Estéril (E)
- MUESTRA 38 ( 750 A 755 M. )**  
*Polen* (E) (Λ)
- MUESTRA 39 ( 770 A 775 M. )**  
*Bisacado* (E) (Λ)
- MUESTRA 40 ( 790 A 795 M. )**  
*Fungi* (E)  
*Selenopemphix dionaeacysta* (E) (Λ)  
*Spiniferites ramosus* (E) (Λ)
- MUESTRA 41 ( 810 A 815 M. )**  
*Foraminifero* (E) (Λ)  
*Fungi* (E)  
*Trinovantedinium harpagonium* (E) (ΛV)
- MUESTRA 42 ( 830 A 835 M. )**  
*Foraminifero* (E)  
*Foraminifero* (E)  
*Fungi* (C)  
*Spiniferites cf. pachydermus* (E) (ΛV)  
*Spiniferites sp.* (E) (Λ)
- MUESTRA 43 ( 850 A 855 M. )**  
*Foraminifero* (E)  
*Operculodinium echigoense* (E) (ΛV)  
*Spiniferites monilis* (E) (Λ)
- MUESTRA 44 ( 860 A 865 M. )**

<i>Spiniferites sp.</i>	( E )	
<b>MUESTRA 45 ( 870 A 875 M. )</b>		
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( R )	
<b>MUESTRA 46 ( 890 A 895 M. )</b>		
<i>Bisacado</i>	( M )	
<i>Bisacado</i>	( M )	
<i>Foraminifero</i>	( E )	
<i>Foraminifero</i>	( E )	
<i>Spiniferites ramosus</i>	( M )	
<b>MUESTRA 47 ( 910 A 915 M. )</b>		
<i>Bisacado</i>	( M )	
<i>Bisacado</i>	( M )	
<i>Espora granulada</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Espora granulada</i>	( E )	( V )
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Lejeunecysta globosa</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Spiniferites ramosus</i>	( E )	
<b>MUESTRA 48 ( 920 A 925 M. )</b>		
<i>Batiacasphaera sphaerica</i>	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Bisacado</i>	( C )	
<i>Bisacado</i>	( C )	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	
<i>Espora trilete</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Fungi</i>	( E )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( C )	
<i>Lejeunecysta globosa</i>	( E )	
<b>MUESTRA 49 ( 930 A 935 M. )</b>		
<i>Acritarca sp.</i>	( E )	
<i>Acritarca sp.</i>	( E )	
<i>Bisacado</i>	( E )	
<i>Fungi</i>	( A )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( A )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Polen triporado</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Polen vesciculado</i>	( E )	
<i>Spiniferites ramosus</i>	( E )	
<i>Spiniferites splendidus</i>	( E )	( $\wedge$ )
<b>MUESTRA 50 ( 950 A 955 M. )</b>		

<i>Acritarca sp.</i>	(E)	
<i>Acritarca sp.</i>	(E)	
<i>Bisacado</i>	(E)	
<i>Fungi</i>	(D)	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	(C)	
<i>Lejeunecysta globosa</i>	(M)	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		(M)
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	(C)	(Λ)
<i>Spiniferites ramosus</i>	(E)	

#### MUESTRA 51 ( 970 A 975 M. )

<i>Alga</i>	(M)	
<i>Espora baculada</i>	(R)	(ΛV)
<i>Foraminifero</i>	(C)	
<i>Fungi</i>	(A)	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	(C)	
<i>Operculodinium sp.</i>	(M)	(Λ)
<i>Polen monoporado</i>	(E)	(Λ)
<i>Polen triporado</i>	(E)	
<i>Polen vesciculado</i>	(E)	
<i>Selenopemphix cf. dionaeacysta</i>		(E) (ΛV)
<i>Spiniferites monilis</i>	(R)	(V)
<i>Tetrada sp.</i>	(E)	

#### MUESTRA 52 ( 980 A 985 M. )

<i>Acritarca sp.</i>	(E)	
<i>Alga</i>	(E)	
<i>Amiculosphaera umbracula</i>		(E) (ΛV)
<i>Batiacasphaera sp.</i>	(E)	(Λ)
<i>Dapsilidinium pseudocolligerum</i>		(E) (Λ)
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	(C)	
<i>Espora trilete</i>	(E)	(V)
<i>Foraminifero</i>	(C)	
<i>Fungi</i>	(D)	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	(D)	
<i>Lejeunecysta globosa</i>	(C)	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		(R)
<i>Operculodinium crassum</i>		(E) (Λ)
<i>Polen vesciculado</i>	(C)	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	(E)	
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>		(C)
<i>Selenopemphix nephroides</i>		(E) (Λ)
<i>Spiniferites bentori</i>	(E)	(Λ)
<i>Spiniferites membranaceus</i>		(E) (Λ)
<i>Spiniferites mirabilis</i>	(E)	(Λ)

*Spiniferites ramosus* (C)  
*Tetrada* sp. (E)

**MUESTRA 53 ( 990 A 995 M. )**

*Achomosphaera* sp. (E) (Λ)  
*Acritarca* sp. (C)  
*Bisacado* (E)  
*Cribooperidinium* sp. (?) (ΛV)  
*Dapsilidinium pseudocolligerum* (E)  
*Dinoflagelado sin diferenciar* (M)  
*Foraminifero* (E)  
*Fungi* (A)  
*Leiosphaeridia* sp. (A)  
*Nematosphaeropsis labyrinthus* (E) (Λ)  
*Operculodinium centrocarpum* (C)  
*Operculodinium crassum* (E) (V)  
*Operculodinium israelianum* (E) (Λ)  
*Polen vesciculado* (E)  
*Polysphaeridium zoharyi* (E)  
*Selenopemphix dionaeacysta* (C)  
*Spiniferites bentori* (?)  
*Spiniferites membranaceus* (E)  
*Spiniferites mirabilis* (E)  
*Spiniferites pseudofurcatus* (?) (ΛV)  
*Spiniferites ramosus* (E)

**MUESTRA 54 ( 1010 A 1015 M. )**

*Achomosphaera* sp. (E)  
*Acritarca* sp. (E)  
*Bisacado* (E)  
*Foraminifero* (R)  
*Fungi* (C)  
*Hystrichokolpoma* sp. (E) (Λ)  
*Leiosphaeridia* sp. (A)  
*Lingulodinium* sp. (E) (Λ)  
*Nematosphaeropsis* sp. (E) (Λ)  
*Operculodinium centrocarpum* (C)  
*Polysphaeridium zoharyi* (E)  
*Selenopemphix dionaeacysta* (A)  
*Spiniferites ramosus* (E)  
*Spiniferites* sp. (M)  
*Tuberculodinium vancampoe* (E) (Λ)

**MUESTRA 55 ( 1020 A 1025 M. )**

*Acritarca* sp. (E)

<i>Batiacasphaera</i> sp.	( E )	
<i>Bisacado</i>	( R )	
<i>Foraminifero</i>	( R )	
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( A )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( C )
<i>Pediastrum</i> sp.	( E )	( Λ )
<i>Polen</i>	( E )	
<i>Polen monoporado</i>	( E )	
<i>Polen triporado</i>	( M )	
<i>Polen vesciculado</i>	( E )	
<i>Selenopemphix nephroides</i>		( E )
<i>Spiniferites bentori</i>	( E )	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	( E )	
<i>Spiniferites</i> sp.	( E )	
<i>Tuberculodinium vancampoe</i>		( E )

#### **MUESTRA 56 ( 1030 A 1035 M. )**

<i>Achomosphaera</i> sp.	( E )	
<i>Acritarca</i> sp.	( E )	
<i>Bisacado</i>	( R )	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	
<i>Foraminifero</i>	( M )	
<i>Fungi</i>	( R )	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( A )	
<i>Lingulodinium</i> sp.	( E )	
<i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>		( M ) ( Λ )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( C )
<i>Pediastrum</i> sp.	( E )	
<i>Polen monocolpado</i>	( E )	( Λ )
<i>Polen triporado</i>	( E )	
<i>Polen vesciculado</i>	( R )	
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>		( E )
<i>Spiniferites bentori</i>	( E )	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	( E )	
<i>Spiniferites</i> sp.	( M )	

#### **MUESTRA 57 ( 1050 A 1055 M. )**

<i>Batiacasphaera</i> sp.	( E )	( V )
<i>Diatomea</i> sp.	( E )	
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( M )	
<i>Polen triporado</i>	( E )	

#### **MUESTRA 58 ( 1070 A 1075 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( R )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )
<i>Foraminifero</i>	( E )
<i>Fungi</i>	( M )
<i>Polen</i>	( E )
<i>Polen vesciculado</i>	( E )
<i>Spiniferites bentori</i>	( E )

**MUESTRA 59 ( 1080 A 1085 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( R )
<i>Bisacado</i>	( C )
<i>Dapsilidinium pseudocolligerum</i>	( E ) ( V )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )
<i>Foraminifero</i>	( R )
<i>Fungi</i>	( C )
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( C )
<i>Polen tricolpado equinado</i>	( E ) ( Λ )
<i>Polen vesciculado</i>	( E )
<i>Selenopemphix nephroides</i>	( E )
<i>Spiniferites ramosus</i>	( M )

**MUESTRA 60 ( 1110 A 1115 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( A )
<i>Bisacado</i>	( E )
<i>Diphyes</i>	( E ) ( Λ V )
<i>Fungi</i>	( R )
<i>Homotryblium sp.</i>	( E ) ( Λ V )
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( A )
<i>Lingulodinium sp.</i>	( E )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( C )
<i>Polen</i>	( M )
<i>Polen monocolpado</i>	( E )
<i>Polen tricolpado equinado</i>	( E )
<i>Polen vesciculado</i>	( E )
<i>Polysphaeridium sp.</i>	( E ) ( Λ )
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( M )
<i>Selenopemphix armata</i>	( ? ) ( Λ )
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>	( E )
<i>Spiniferites ramosus</i>	( C )
<i>Spiniferites sp.</i>	( E )
<i>Tuberculodinium vancampoe</i>	( E )

**MUESTRA 61 ( 1120 A 1125 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( R )
<i>Alga</i>	( E )

<i>Bisacado</i>	( R )	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	
<i>Foraminifero</i>	( E )	
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( D )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( A )	
<i>Pediastrum sp.</i>	( C )	
<i>Polen periporado</i>	( R )	( $\wedge$ V )
<i>Polen triporado</i>	( E )	
<i>Polen vesciculado</i>	( C )	
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>	( E )	
<i>Selenopemphix nephroides</i>	( E )	
<i>Spiniferites ramosus</i>	( M )	
<i>Spiniferites sp.</i>	( E )	

#### **MUESTRA 62 ( 1130 A 1135 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( M )	
<i>Alga</i>	( C )	
<i>Bisacado</i>	( E )	
<i>Cymatiosphaera invaginata</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Diatomea sp.</i>	( E )	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	
<i>Foraminifero enrollado</i>	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Fungi</i>	( D )	
<i>Hystrichokolpoma sp.</i>	( E )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( D )	
<i>Lingulodinium sp.</i>	( M )	
<i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>	( E )	( V )
<i>Nematosphaeropsis sp.</i>	( E )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( D )	
<i>Operculodinium janduchenei</i>	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Operculodinium sp.</i>	( E )	
<i>Pediastrum sp.</i>	( C )	
<i>Polen vesciculado</i>	( E )	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( R )	
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>	( M )	
<i>Spiniferites ramosus</i>	( C )	

#### **MUESTRA 63 ( 1150 A 1155 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>	( C )
<i>Alga</i>	( E )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )
<i>Foraminifero</i>	( C )
<i>Fungi</i>	( C )
<i>Leiosphaeridia sp.</i>	( A )

<i>Lejeunecysta globosa</i>	( E )	( V )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( M )
<i>Pediastrum sp.</i>	( C )	( V )
<i>Polen</i>	( E )	
<i>Polen monocarpado</i>		( M )
<i>Polen vesciculado</i>		( C )
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>		( E )
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>		( E )
<i>Spiniferites ramosus</i>		( R )
<i>Spiniferites sp.</i>		( E )

#### **MUESTRA 64 ( 1160 A 1165 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( E )
<i>Alga</i>	( E )	
<i>Bisacado</i>		( E )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>		( R )
<i>Foraminifero</i>		( M )
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( A )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( C )
<i>Polen triporado</i>		( E )
<i>Polen vesciculado</i>		( E )
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>		( M )
<i>Spiniferites ramosus</i>		( E )
<i>Spiniferites sp.</i>		( E )

#### **MUESTRA 65 ( 1170 A 1175 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( R )
<i>Alga</i>	( C )	
<i>Diatomea sp.</i>		( M )
<i>Foraminifero</i>		( A )
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( A )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( M )
<i>Spiniferites cf. mirabilis</i>		( E ) ( Λ )
<i>Spiniferites sp.</i>		( E )

#### **MUESTRA 66 ( 1190 A 1195 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( C )
<i>Alga</i>	( E )	
<i>Bisacado</i>		( M )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>		( M )
<i>Foraminifero</i>		( C )
<i>Fungi</i>	( A )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( D )

<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( R )
<i>Polen monocolpado</i>	( E )	
<i>Polysphaeridium sp.</i>	( R )	
<i>Spiniferites membranaceus</i>		( E )
<i>Spiniferites ramosus</i>	( E )	
<i>Spiniferites sp.</i>	( E )	

**MUESTRA 67 ( 1200 A 1205 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( M )
<i>Alga</i>	( R )	
<i>Bisacado</i>		( E )
<i>Cymatiosphaera invaginata</i>		( E )
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( E )	
<i>Espora</i>	( E )	( Λ )
<i>Foraminifero</i>		( R )
<i>Fungi</i>	( C )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( D )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( M )
<i>Polen</i>	( E )	
<i>Polen monocolpado</i>	( E )	
<i>Selenopemphix nephroides</i>		( E )
<i>Spiniferites sp.</i>	( E )	

**MUESTRA 68 ( 1210 A 1215 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( R )
<i>Alga</i>	( E )	
<i>Foraminifero</i>		( M )
<i>Fungi</i>	( R )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( C )
<i>Nematosphaeropsis sp.</i>		( E )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( E )
<i>Polen triporado</i>		( M )
<i>Spiniferites sp.</i>		( E )

**MUESTRA 69 ( 1230 A 1235 M. )**

<i>Acritarca sp.</i>		( C )
<i>Alga</i>	( E )	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	( R )	
<i>Foraminifero</i>		( C )
<i>Fungi</i>	( A )	
<i>Leiosphaeridia sp.</i>		( D )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( M )
<i>Polen monocolpado</i>	( C )	
<i>Spiniferites membranaceus</i>		( E )
<i>Spiniferites sp.</i>		( M )

*Tetrada* sp. (E) (V)

**MUESTRA 70 ( 1240 A 1245 M. )**

*Acritarca* sp. (C)  
*Alga* (R)  
*Bisacado* (E)  
*Diatomea* sp. (E)  
*Foraminifero* (C)  
*Fungi* (A)  
*Leiosphaeridia* sp. (A)  
*Lingulodinium* sp. (E)  
*Operculodinium centrocarpum* (C)  
*Polen* (E)  
*Polen monocolpado* (C)  
*Polen monoporado* (E)  
*Polen vesciculado* (M) (V)  
*Polysphaeridium zoharyi* (R)  
*Spiniferites bentori* (E) (V)  
*Spiniferites ramosus* (M)  
*Spiniferites* sp. (A)

**MUESTRA 71 ( 1250 A 1255 M. )**

*Acritarca* sp. (E)  
*Diatomea* sp. (E)  
*Dinoflagelado sin diferenciar* (M)  
*Foraminifero* (E)  
*Fungi* (A)  
*Leiosphaeridia* sp. (C)  
*Operculodinium centrocarpum* (E)  
*Polen* (M)  
*Polen triporado* (E)  
*Polysphaeridium zoharyi* (E)  
*Spiniferites* sp. (E)

**MUESTRA 72 ( 1270 A 1275 M. )**

*Acritarca* sp. (M)  
*Diatomea* sp. (R)  
*Dinoflagelado sin diferenciar* (E)  
*Foraminifero* (M)  
*Fungi* (A)  
*Leiosphaeridia* sp. (A)  
*Nematosphaeropsis aff. velata* (E) (ΛV)  
*Polen monocolpado* (E)  
*Spiniferites mirabilis* (E)

**MUESTRA 73 ( 1280 A 1285 M. )**

<i>Achomosphaera</i> sp.	( E )	
<i>Acritarca</i> sp.	( A )	
Alga	( M )	( V )
<i>Cordosphaeridium</i> sp.	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Diatomea</i> sp.	( C )	( V )
Dinoflagelado sin diferenciar	( C )	
Foraminifero	( C )	
Fungi	( D )	
<i>Inapertisporites</i> sp.	( E )	( $\wedge$ )
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( D )	
<i>Lingulodinium</i> cf. <i>macharophorum</i>	( E )	( $\wedge$ )
<i>Lingulodinium</i> sp.	( M )	
<i>Microsporonites</i> sp.	( R )	( $\wedge$ )
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	( E )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( A )	
Polen	( M )	
Polen monocolpado	( C )	
Polen monoporado	( E )	( V )
Polen tricolpado granular	( E )	( $\wedge$ V )
Polen triporado	( E )	( V )
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( E )	
<i>Spiniferites membranaceus</i>	( E )	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	( M )	
<i>Spiniferites ramosus</i>	( R )	
<i>Spiniferites</i> sp.	( A )	

**MUESTRA 74 ( 1290 A 1295 M. )**

<i>Acritarca</i> sp.	( M )	
Espora	( E )	
Foraminifero	( M )	
<i>Lingulodinium</i> cf. <i>macharophorum</i>	( E )	
Polen	( E )	
Polen monocolpado	( E )	
Polen tricolpado equinado	( E )	( V )
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( E )	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	( E )	
<i>Spiniferites</i> sp.	( E )	

**MUESTRA 75 ( 1310 A 1315 M. )**

<i>Achomosphaera</i> sp.	( E )	
Espora	( E )	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( M )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	( E )	
Polen monocolpado	( E )	( V )

*Spiniferites mirabilis* (E)

**MUESTRA 76 ( 1320 A 1325 M. )**

*Acritarca sp.* (E)  
*Foraminifero* (E)  
*Leiosphaeridia sp.* (E)  
 Polen (E)  
*Spiniferites membranaceus* (E)

**MUESTRA 77 ( 1330 A 1335 M. )**

*Acritarca sp.* (A)  
*Dinoflagelado sin diferenciar* (E)  
 Espora (E)  
*Foraminifero* (M)  
*Leiosphaeridia sp.* (M)  
*Operculodinium centrocarpum* (C)  
*Operculodinium israelianum* (E) (V)  
*Polysphaeridium zoharyi* (A)  
*Selenopemphix dionaeacysta* (E)  
*Selenopemphix nephroides* (E)

**MUESTRA 78 ( 1350 A 1355 M. )**

*Achomosphaera sp.* (R)  
*Acritarca sp.* (E)  
*Dinoflagelado sin diferenciar* (C)  
 Espora (C)  
*Leiosphaeridia sp.* (E)  
*Lingulodinium cf. macharophorum* (M)  
*Lingulodinium sp.* (E)  
*Microsporonites sp.* (E) (V)  
*Operculodinium sp.* (E)  
 Polen (E) (V)  
*Polysphaeridium sp.* (E)  
*Polysphaeridium zoharyi* (E)  
*Selenopemphix dionaeacysta* (E) (V)  
*Spiniferites membranaceus* (E)  
*Spiniferites mirabilis* (E)  
*Spiniferites sp.* (M)  
*Tuberculodinium vancampoe* (M)

**MUESTRA 79 ( 1370 A 1375 M. )**

*Dinoflagelado sin diferenciar* (M)  
 Espora (A)  
*Foraminifero* (E)  
*Kerogeno amorfo* (A)

<i>Leiosphaeridia</i> sp.	(A)	
<i>Nematosphaeropsis</i> sp.	(E)	(V)
<i>Polysphaeridium</i> sp.	(E)	
<i>Spiniferites</i> sp.	(M)	

**MUESTRA 80 ( 1390 A 1395 M. )**

<i>Acritarca</i> sp.	(E)	
<i>Cymatiosphaera invaginata</i>	(E)	(V)
<i>Dicellaesporites</i> sp.	(E)	(Λ)
<i>Foraminifero</i>	(C)	
<i>Fungi</i>	(A)	
<i>Impagidinium</i> sp.	(E)	(Λ V)
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	(D)	
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	(E)	(V)
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	(R)	
<i>Pluricellaesporites</i> sp.	(M)	(Λ V)
<i>Quadrina condita</i>	(E)	(Λ V)
<i>Spiniferites mirabilis</i>	(M)	
<i>Spiniferites ramosus</i>	(E)	
<i>Spiniferites</i> sp.	(R)	
<i>Spiniferites splendidus</i>	(E)	(V)

**MUESTRA 81 ( 1400 A 1405 M. )**

<i>Dicellaesporites</i> sp.	(E)	(V)
<i>Espora</i>	(C)	
<i>Foraminifero</i>	(C)	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	(C)	
<i>Selenopemphix armata</i>	(E)	

**MUESTRA 82 ( 1410 A 1415 M. )**

<i>Achomosphaera</i> sp.	(E)	
<i>Dinoflagelado sin diferenciar</i>	(C)	
<i>Espora</i>	(C)	
<i>Foraminifero</i>	(E)	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	(C)	
<i>Operculodinium</i> sp.	(E)	
<i>Polysphaeridium</i> sp.	(E)	
<i>Spiniferites membranaceus</i>	(E)	
<i>Spiniferites</i> sp.	(E)	

**MUESTRA 83 ( 1430 A 1435 M. )**

<i>Espora</i>	(A)	
<i>Kerogeno amorfo</i>	(A)	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	(E)	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	(C)	

<i>Polysphaeridium</i> sp.	( M )	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( R )	
<i>Selenopemphix armata</i>		( E )
<i>Selenopemphix nephroides</i>		( E )
<i>Spiniferites</i> cf. <i>bentori</i>	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Spiniferites</i> cf. <i>mirabilis</i>	( E )	( V )
<i>Spiniferites mirabilis</i>	( M )	( V )
<i>Spiniferites</i> sp.	( M )	

**MUESTRA 84 ( 1440 A 1445 M. )**

<i>Dinoflagelado</i> sin diferenciar	( E )	
<i>Espora</i>	( A )	
<i>Inapertisporites</i> sp.	( E )	( V )
<i>Kerogeno amorfo</i>	( A )	( V )
<i>Lingulodinium</i> cf. <i>macharophorum</i>	( E )	( V )
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( M )
<i>Operculodinium</i> sp.	( E )	

**MUESTRA 85 ( 1450 A 1455 M. )**

<i>Lingulodinium</i> sp.	( E )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( C )
<i>Polysphaeridium</i> sp.	( M )	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( M )	
<i>Selenopemphix armata</i>		( E ) ( V )
<i>Spiniferites</i> sp.	( M )	

**MUESTRA 86 ( 1470 A 1475 M. )**

<i>Achomosphaera ramulifera</i>		( E ) ( $\wedge$ V )
<i>Acritarca</i> sp.	( E )	
<i>Foraminifero</i>	( E )	
<i>Fungi</i>	( E )	( V )
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( A )	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	( E )	( V )
<i>Selenopemphix</i> sp.	( E )	( $\wedge$ V )
<i>Spiniferites membranaceus</i>		( E )
<i>Spiniferites</i> sp.	( E )	

**MUESTRA 87 ( 1480 A 1485 M. )**

<i>Achomosphaera</i> sp.	( E )	
<i>Acritarca</i> sp.	( E )	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	( M )	
<i>Lingulodinium</i> sp.	( E )	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		( E )
<i>Polysphaeridium</i> sp.	( M )	( V )