

107
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**MICROFOSILES DE LA FORMACION EL
CIEN, BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO**

**TESIS PROFESIONAL
PARA OBTENER EL TITULO DE:
B I O L O G O
P R E S E N T A :
S A R A L O P E Z D I A Z**



MEXICO, D. F.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1991



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

	Paginas
Agradecimientos	1
Resumen	3
Introducción	4
Antecedentes	7
Area de estudio	8
Metodología	12
Resultados y Discusión	16
Edad	16
Ambiente de depósito	19
Conclusiones	20
Apendice (Paleontología Sistemática)	22
Bibliografía	38
Laminas	43

I N T R O D U C C I O N

La Península de Baja California ocupa una situación privilegiada en la historia geológica de México, ya que en esta área han sucedido eventos tectónicos de gran magnitud, tales como la formación del Golfo de California, los cuales han dado lugar al panorama geomorfológico actual y a variaciones de los diferentes grupos biológicos.

Las contribuciones más recientes al conocimiento integral de esta extensa área, se han enfocado principalmente al estudio del origen y evolución tanto de la Península como del Golfo de California. Estas investigaciones involucran diferentes disciplinas y han dado como resultado diversas hipótesis. Una de las más recientes es la de Moore y Curray (1982), quienes proponen que la Península de Baja California se movió desde la costa de México a su posición actual, 300 kms hacia el noroeste en relación a Norte América, a través de las zonas de mayor fracturamiento del Golfo, postulando que la abertura de éste se inició hace 5.5 millones de años, lo que implica que no deben existir depósitos en el Golfo de sedimentos marinos de cuenca más antiguos que el Mioceno tardío.

Algunos trabajos han demostrado con base en el contenido paleontológico y fechamiento radiométrico la presencia de sedimentos marinos que tienen por lo menos 8 millones de años, en el Golfo de California (Gómez, 1971; Ingle, 1973a; Blair, 1978; Eberly y Stanley, 1978; y Pérez-Guzmán, 1983). Para Moore y Curray (1982), estos depósitos no pueden relacionarse con un pasaje marino largo y estrecho que se hubiera extendido hasta la latitud del actual Golfo de California, sino que representa una posible evidencia de un mar interior, cuya conexión con el Pacífico estuvo a la latitud de la actual Bahía de Los Angeles.

Algunos autores describen secuencias más antigua, situadas en la porción central-oeste de la Península, particularmente en Punta San Carlos donde Vanderhoof (1942), descubre fósiles de una vaca marina del género *Cornwallius*, cuyo hallazgo es la primera evidencia concreta de una edad oligocénica. Hausback (1984), fecha radiométricamente capas tobáceas del Arroyo San Hilario, asignándolas al Oligoceno tardío (25.5 m.a.). De esta misma secuencia Bukry (in Hausback, 1984), confirma con la presencia de *Cyclicargolithus abisectus* Müller y *Dictyococcolites bisectus* Hay, Mohler y Wade, una edad oligocénica tardía.

En el área de la Purísima, basados en el conjunto de

diatomeas, McLean, Barron y Hausback (1984), también asignan una edad oligocénica tardía a la secuencia ahí expuesta.

Applegate (1986) describe una secuencia marino-continental en el área de San Hilario-El Cien, a la que denomina formalmente Formación El Cien. Según este autor, la evidencia paleontológica (foraminíferos, moluscos y vertebrados marinos), así como las edades K-Ar (27 y 28 m.a.) confirma una edad oligocénica tardía-miocénica temprana (Zemorriano-Saucesiano).

Dada la importancia de la secuencia descrita por Applegate (1986), en el presente trabajo se lleva a cabo un estudio detallado de la microfauna, particularmente de los foraminíferos bentónicos y planctónicos así como del nannoplancton calcáreo, tratando hasta donde fue posible de establecer biozonas que permitan dar una edad confiable para estos sedimentos.

Por otra parte, se pretende contribuir al conocimiento de las asociaciones de microfósiles de Baja California, los cuales a su vez proporcionan información concerniente a su ambiente de depósito (paleobatrimetría, provincialismo, etc.), coadyuvando a la mejor comprensión sobre el origen y evolución del Golfo de California.

ANTECEDENTES

Existe confusión en la nomenclatura estratigráfica de Baja California Sur ya que los sedimentos neogénicos, especialmente los miocénicos, han sido descritos en los alrededores del área de la Purísima como pertenecientes a unidades formacionales diferentes, extendiéndose esta nomenclatura a toda la Baja California Sur. Concretamente, en el área de San Hilario, en donde los estudios son escasos o superficiales, a las secuencias aflorantes se les ha denominado con los mismos nombres formacionales que a las capas de La Purísima.

Así Heim (1915) describe unos afloramientos localizados 4 millas al oeste de San Hilario asignándolos a la Lutita Monterey, al igual que Darton (1921); mientras que para Beal (1948) los sedimentos del área de San Hilario corresponden a la Formación San Ysidro de Heim (1922). Otros autores como Mina (1957), Ojeda (1979), Reyes y Rodríguez (*in* López-Ramos, 1982) y Alatorre (*in* López-Ramos, 1982) describen secciones estratigráficas del área de San Hilario e incluso las subdividen en miembros, pero no las asignan a unidades formacionales en particular.

Por esta razón, Applegate (1986) realiza un estudio detallado de las unidades que afloran en el área de El Cien-San Hilario, y propone formalmente el nombre de Formación El Cien para esta secuencia, subdividiéndola en tres miembros que de la base a la cima son: Miembro Cerro Tierra Blanca, Miembro San Hilario y Miembro Cerro Colorado.

Existen algunos trabajos paleontológicos aislados de localidades cuyos estratos según Applegate (*op.cit.*), son referibles a la Formación El Cien, como los de Vanderhoof (1942) en Punta San Carlos, Durham (1950), Applegate y Wilson (1976) en la localidad Diez Minutos (Loc.118/IGM), Hausback (1984) y McLean, Barron y Hausback (1984) en San Hilario.

Fechamientos radiométricos han sido realizados en las inmediaciones de San Hilario-El Cien, por su importancia, solo mencionamos el de Gastil, Kruppenacher y Minch (1979) y el de Hausback (1984), cuyas dataciones radiométricas K-Ar (27 y 20 m.a.) proporcionan al trabajo de Applegate (1986) fundamentos sustantivos para sus conclusiones.

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la Península de Baja California Sur, en las coordenadas 23° 26' de latitud norte y 110° 112' de longitud oeste y tiene una extensión de 87 km² (figura 1) el acceso principal es la carretera Transpeninsular Núm. 1.

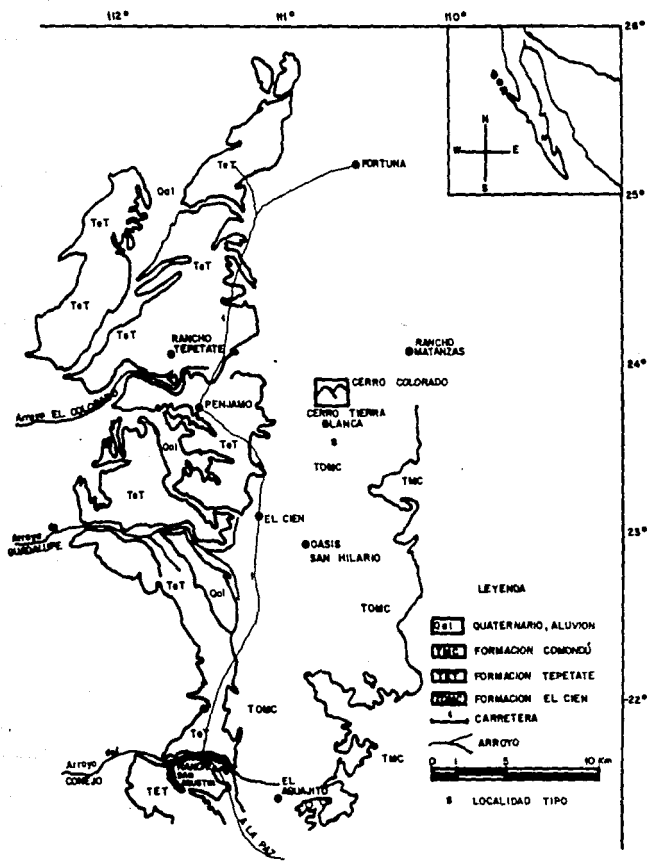
Applegate (1986) designa con el nombre de Formación El Cien, a los sedimentos neogénicos que afloran en los alrededores del poblado de El Cien situado sobre la carretera Transpeninsular Núm. 1 a 100 kms al norte de La Paz, Baja California Sur. Esta formación se extiende desde el Arroyo del Conejo en las inmediaciones del Rancho El Aguajito situado a 68 kms al norte de La Paz hasta aproximadamente 40 kms al sur del poblado de La Fortuna (figura 1).

ESTRATIGRAFIA

Los afloramientos más antiguos en el área de estudio, corresponden a la Formación Tepetate (Heim, 1922), la cual esta constituida por arenisca estratificada de color gris, arcilla verdosa a violeta y arenisca arcillosa verdosa (Lopez-Ramos, 1982) con un espesor de 1,300 m (Mina, 1957). Esta formación representa una sedimentación marina batial a nerítica, depositada discontinuamente desde el Cretácico Superior al Eoceno medio (Fulwider, 1976). El área de afloramiento se extiende desde el Arroyo El Conejo en el km 69 de la carretera La Paz-La Purísima hasta el Rancho Santa Rita en el km 157 de la misma carretera y cuya localidad tipo según Heim (1922) se ubica en el Arroyo Colorado cerca del Rancho Tepetate de donde toma el nombre esta formación.

En discordancia, sobreyace a esta formación una secuencia volcano sedimentaria a la que Applegate (1986) denomina como Formación El Cien, a la cual basado en la evidencia paleontológica (foraminíferos, moluscos y vertebrados marinos), así como edades radiométricas K-Ar (27 y 20 m.a.) les asigna una edad oligocénica tardía-miocénica temprana (Zemorriano-Saucesiano).

La Formación El Cien consiste, según Applegate (1986), de una secuencia concordante de lutita, toba, caliza, arenisca y conglomerado cuyas coloraciones varían de blanco a crema y de verde a café, sobreyacida por arenisca y roca volcánica de la Formación " Comondú ". La Formación El Cien en su localidad tipo (5 kms al noroeste del poblado de Pénjamo, figura 1), tiene un espesor de 147.96 m., se divide de la base a la cima en tres



miembros: Miembro Cerro Tierra Blanca (60.45 m), Miembro San Hilario (40.06 m) y Miembro Cerro Colorado (47.45 m).

Applegate (op.cit.) lleva a cabo una descripción litológica y paleontológica detallada de la sección tipo; en el presente trabajo sólo será incluida a detalle y con modificaciones la correspondiente al Miembro basal Cerro Tierra Blanca, ya que es de éste de donde proviene la microfauna objeto de la presente investigación. La descripción litológica de los otros dos miembros se presenta resumida y siguiendo la originalmente propuesta por Applegate (1986). La descripción litológica y el muestreo original fue llevado a cabo de la cima a la base por lo que para fines prácticos en el presente trabajo se ha invertido la numeración correspondiendo a la base el número 1 y a la cima el número 41.

Miembro Cerro Tierra Blanca: (muestras 1 a la 23), este miembro fue nombrado por la prominente colina situada al este del Cerro Colorado. La base de este miembro descansa discordante sobre una lutita de edad probable eocénica de la Formación Tepetate (figura 2). La capa basal es un conglomerado de cantos, quijarros y matatenas volcánicas con abundantes bivalvos, gasterópodos, percebes y dientes de tiburón. Hacia arriba, la sección está constituida por cinco capas arenosas, cuyo grano se hace más fino hacia la parte superior de la sección, dos de estas capas contienen gran cantidad de concreciones calcáreas. El resto de la sección consiste fundamentalmente de capas de lutitas, lutitas tobáceas y diatomitas impuras, ocasionalmente intercaladas con capas de limolita y yeso. La cima de este miembro lo constituye una caliza dura y masiva (capa conspicua local) conocida como Lajas de Palo Verde (Ojeda, 1979).

Los invertebrados en este miembro están representados por moldes de *Andara* ? sp. y *Chione* (*Lirophora*) sp. así como por *Ostrea* sp. No se encontraron microfósiles diagnósticos que permitan asignar con seguridad una edad a estas capas, la única evidencia que Applegate (1986) proporciona está basada en la evolución de dos géneros de tiburón: *Hemipristis* (Oligoceno-Plioceno) y *Galeocerdo* (Eoceno-Reciente), aduciendo por comparación con otras localidades, que por el tamaño que presentan los dientes de estas especies en este miembro debe corresponder a un período de tiempo comprendido entre el Oligoceno tardío ? y el Mioceno temprano. El único indicio que parece razonable para asignar edad a estas capas es el estudio de los microfósiles objeto de este trabajo, al menos para la porción media y superior de este miembro.

Miembro San Hilario: (muestras 24 a la 31), se encuentra suprayaciendo concordantemente al Miembro Cerro Tierra Blanca, la base de este miembro consiste de una toba calcárea ligeramente blanca con arena fina y fragmentos volcánicos de color negro. Hacia arriba, la sección está constituida por lutitas tobáceas intercaladas con capas de fosfato. La cima de este miembro corresponde a una arenisca marina la cual incluye capas de fosfato de importante interés económico.

El Miembro San Hilario en su localidad tipo no contiene fósiles, sin embargo Applegate (1986) menciona de otras localidades, que él refiere a este miembro, abundantes fósiles como dientes de tiburón, huesos de mamíferos marinos, madera silicificada y sobre todo moluscos entre los cuales los predominantes son *Anadara vanderhoofi* Durham, *Turritea* sp. cf. *Turritea ineziana bicarina* Toel y Corey y *T. ocoyana* Conrad. Esta fauna representa según Applegate (1986) un lapso comprendido entre el Oligoceno tardío y el Mioceno medio temprano y un depósito en un ambiente marino somero.

Miembro Cerro Colorado: (muestras 32 a la 41), este miembro descansa concordantemente sobre la arenisca superior del Miembro San Hilario. Básicamente este miembro está constituido por tobas, arenas volcánicas, conglomerados y lutitas silicificadas. El contenido fosilífero en esta parte de la secuencia está representado por moldes de *Anadara*?, dientes de tiburón, peces e icnofósiles.

No se encontraron fósiles diagnósticos lo cual dificulta las interpretaciones sobre la edad de esta parte de la sección, sin embargo Applegate (1986) sugiere para esta una edad del Mioceno temprano basado en radiometría y en la posible correlación de estos estratos con los expuestos en Rancho Matanzas y otras áreas.

La capa superior del Miembro Cerro Colorado es una lutita silicificada verde sobre la cual se encuentran discordantemente sedimentos volcano-clásticos de la Formación "Comondú". Para este autor (op.cit.) la Formación El Cien representa un depósito marino profundo en la base (Miembro Cerro Tierra Blanca), representado por el conglomerado, el cual contiene una mezcla de dientes de tiburón de especies de aguas profundas y someras.

Hacia abajo (Miembro Cerro Tierra Blanca y San Hilario) el depósito es considerado como marino somero al igual que para el Miembro Cerro Colorado. Sin embargo, Applegate (1986) por la presencia en algunos estratos de madera fósil y de diastratificación no descarta la posibilidad de que el depósito corresponda a una laguna o un delta; de cualquier forma este autor señala la influencia de un ambiente volcánico en toda la secuencia de esta formación.

La Formación Comondú según Heim (1922), yace en discordancia angular sobre la Formación San Ysidro, (Formación El Cien en parte). Según Mina (1957), presenta un espesor de 1815 m dividida en dos unidades, la primera, compuesta de sedimentos volcánicos y rocas piroclásticas que forman el espinazo de las Sierras de San Borja y de la Garganta. Esta unidad está compuesta por la acumulación de más de 1000 m de espesor de un conjunto heterogéneo de rocas, algunas rocas intrusivas tabulares como diques y mantos, por rocas lávicas y piroclásticas de magmas basálticos, andesíticos y riolíticos así como por aglomerados. La segunda unidad se compone de conglomerados, areniscas y algunas argilitas, estas últimas probablemente fueron depositadas en aguas salobres, lagunares o

aluviales.

La posición estratigráfica de la Formación Comodú se determina sólo por su situación dentro de la columna estratigráfica local, ya que carece de fósiles. En consecuencia y en virtud de que descansa en el Área de San Ignacio en discordancia paralela sobre la Formación San Ignacio del Mioceno superior y en aparente discordancia sobre la Formación San Ysidro en el área noroeste de La Paz y de que está cubierta a su vez discordantemente por la Formación Salada del Plioceno en el Área al noroeste de La Paz y en Santa Rosalia, se considera que la Formación Comodú es del Mioceno superior o del Plioceno inferior. La localidad tipo se encuentra a lo largo del Arroyo Comodú, cerca del poblado de igual nombre.

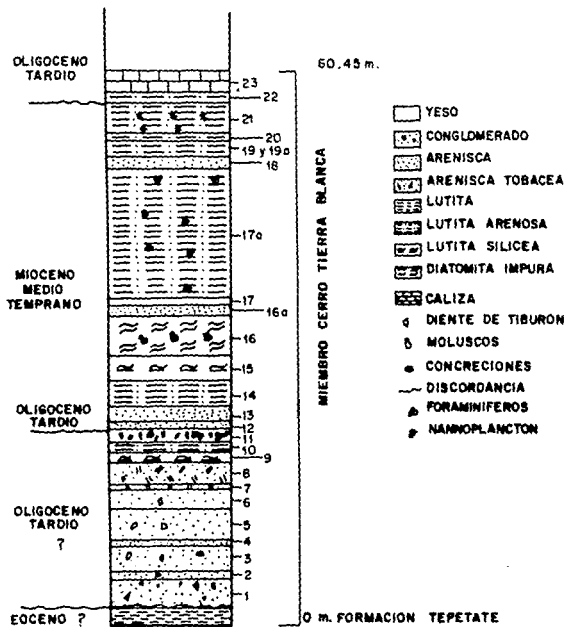


FIG. 2 COLUMNA ESTATIGRAFICA DEL MIEMBRO CERRO TIERRA BLANCA DE LA FORMACION EL CIEN, BAJA CALIFORNIA SUR, MODIFICADA DE APPLGATE (1966).

M E T O D O L O G I A

La sección tipo de la Formación El Cien fue medida y muestreada durante el verano de 1982 por el Dr. Shelton P. Applegate del Instituto de Geología. Como se mencionó en el capítulo precedente, el levantamiento geológico, la descripción litológica y el muestreo original, se encuentra detallado en Applegate (1986). Como se mencionó también, en el presente trabajo se ha invertido la numeración correspondiendo a la base el número 1 y a la cima el número 41.

Para el análisis micropaleontológico se utilizó 100 g de sedimento de cada muestra, y fueron procesadas siguiendo las técnicas descritas por Rivero y Bermúdez (1943) y Newmann (1967), las cuales consisten básicamente en lavar la muestra al chorro de agua sobre un juego de tamices de abertura de malla de 0.42 mm a 0.0625 mm. Lavada la muestra, se coloca en una cápsula de porcelana tratando de eliminar la mayor cantidad de agua y poniéndose a secar en un horno a 70° C. Todas las muestras fueron sometidas a la misma operación; como medida de precaución para evitar cualquier contaminación entre una muestra y otra después de lavar cada una se limpiaron los tamices tiñéndose los mismos con azul de metileno lo que permite reconocer el material contaminante.

En la concentración de microfósiles se utilizó como base para estimar la abundancia relativa 300 individuos (Phleger, 1960). Cuando la concentración total fue menor a 300 se contaron todos los individuos presentes en la muestra. Para valorar la presencia de las especies a través de la columna estratigráfica, se elaboró una escala en la siguiente forma: Abundante de 300 a 150 individuos por muestra; Común de 149 a 75 individuos por muestra; y Rara de 74 a 1 individuos por muestra. (Tabla 1).

Las especies identificadas (foraminíferos) se fotografiaron (Lamina 1) con un Microscopio Electrónico de Barrido Modelo JEOL-35C; para lo cual los especímenes fueron deshidratados con acetona durante 24 hrs y posteriormente montados en un porta-muestra valiéndose para tal efecto de cinta adhesiva doble. El porta-muestra se introdujo en una evaporadora JEOL-JFC-100 en donde se recubrieron con carbón para mayor conductividad. Posteriormente se recubrió con 280 Å de oro, utilizándose para la fotografía un potencial de 10 kv y una abertura final de 50. Aparte también se llevaron a cabo preparaciones fijas de sedimento con el objeto de verificar la presencia de nannoplankton calcáreo.

Para la elaboración de éstas, se siguió la técnica descrita por Bramlette y Sullivan (1961), utilizando aproximadamente 1 g de sedimento al cual se le agrega agua deionizada, se disuelve la muestra y se deja 5 minutos de asentamiento. Se introduce una pipeta en la muestra y se coloca 2 ó 3 gotas encima de un

porta-objeto y secando en una parrilla eléctrica; posteriormente se agrega una gota de bálsamo de Canadá y se coloca el cubreobjeto ejerciendo una presión para que desaparezcan las burbujas.

Los resultados obtenidos de las abundancias relativas de las especies de coccolitofóridos y discoastéridos examinados a través del microscopio óptico (a X1000) se presenta en la tabla 2 como el logaritmo de la abundancia en una preparación (Haq,1970): + 1 (más de 10 individuos por campo de vista), 0 (1 a 10 individuos por campo de vista), - 1 (1 individuo por 2 a 10 campos de vista), -2 (1 individuo por 11 a 100 campos de vista), -3 (1 individuo por 101 a 1000 campos de vista). Las especies identificadas (Lamina II) se fotografiaron con un Fotomicroscopio de luz (Karl Zeiss I) utilizando una película Ilford 125; las técnicas de iluminación que se siguieron fueron: campo claro, contraste de fase, contraste diferencial de interferencia y polarización; los filtros que se emplearon fueron azul, verde y filtros de densidad de 0.5 y 0.05; los objetivos que se utilizaron planocromática, pol y ph (X40 y X100).

Muestras	1-10	11	12-15	16	17	17a	18	19-21	22	23
Especies										
<i>Baggina subinaequalis</i>	XXX		XXXXX	R			C	XXXXX		XX
<i>Bolivina advena</i>	XXX		XXXXX		C			R XXXXX	A	XX
<i>B. marginata adelaidana</i>	XXX		XXXXX					R XXXXX	C	XX
<i>Bulinella curta</i>	XXX		XXXXX		C			A XXXXX	A	XX
<i>B. subfusiformis</i>	XXX	C	XXXXX					A XXXXX	C	XX
<i>C. chipolensis</i>	XXX		XXXXX					XXXXX	C	XX
<i>Chioguembelina sp.</i>	XXX		XXXXX					XXXXX	R	XX
<i>Dentalina sp.</i>	XXX		XXXXX					R XXXXX		XX
<i>Eponides frizzellii</i>	XXX	A	XXXXX					A XXXXX	A	XX
<i>F. californiensis</i>	XXX		XXXXX					XXXXX	R	XX
<i>F. sp. cf. dibollensis</i>	XXX		XXXXX					R XXXXX	R	XX
<i>Gg. ouachitaensis s.l.</i>	XXX		XXXXX					XXXXX	R	XX
<i>Gg. praebulloides s.l.</i>	XXX		XXXXX					XXXXX	R	XX
<i>Gyroidina sp.</i>	XXX		XXXXX		C			C XXXXX		XX
<i>Lenticulina limbosa</i>	XXX	R	XXXXX	R				R XXXXX		XX
<i>L. mayi</i>	XXX	R	XXXXX					R XXXXX	R	XX
<i>L. aff. L. mayi</i>	XXX		XXXXX					R XXXXX		XX
<i>L. simplex</i>	XXX		XXXXX	R				XXXXX		XX
<i>Monion costiferus</i>	XXX	A	XXXXX	A				A XXXXX		XX
<i>N. incisum</i>	XXX	C	XXXXX					XXXXX	C	XX
<i>N. aff. N. incisum</i>	XXX		XXXXX					R XXXXX		XX
<i>U. californica ornata</i>	XXX		XXXXX	R				C XXXXX		XX
<i>U. obesa</i>	XXX		XXXXX	R				C XXXXX	R	XX
<i>Uvigerina subpergrina</i>	XXX		XXXXX	A				R XXXXX	R	XX
<i>Valvulineria miocena</i>	XXX		XXXXX	C	R		C	C XXXXX	R	XX

C. *Cassigerinella* F. *Fursenkoina* Gg. *Globigerina*
U. *Uvigerinella*

A = Abundante C = Común R = Rara X = Sin fósiles

Tabla 1: Distribución de los foraminíferos en el Miembro Cerro Tierra Blanca, Formación El Cien, Baja California Sur, México.

Muestras	1-17a	18	19-20	21	22	23
Especies						
<i>Braarudosphaera bigelovi</i>	XXXXX	0	XXXX	-1	-1	XX
<i>Cyclicargolithus abisectus</i>	XXXXX	-1	XXXX	-1	0	XX
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	XXXXX	-1	XXXX	-1	-1	XX
<i>Discoaster barbadiensis</i>	XXXXX	-3	XXXX	-3	-3	XX
<i>Discoaster deflandrei</i>	XXXXX	-1	XXXX	-1	-1	XX

X = Sin fósiles

Tabla 2 : Logaritmo de la abundancia en una preparación del nannoplankton calcáreo (examinado a un campo de vista 1000X), en el Miembro Cerro Tierra Blanca de la Formación El Cien, Baja California Sur, México.

RESULTADOS Y DISCUSION

En términos generales, se puede decir que a través de la sección tipo de la Formación El Cien, los microfósiles están prácticamente ausentes y en donde se les encuentra (Miembro Cerro Tierra Blanca) están pobremente preservados, son poco diversos y la abundancia de individuos por especie es relativamente baja. La distribución de los microfósiles es poco constante (sólo están en las muestras 11, 16, 17, 17a, 18 y 22) lo cual aunado a la relativa abundancia de formas juveniles y de transición, dificultaron la interpretación bioestratigráfica y paleoecológica.

Edad

La tendencia original en el estudio fue establecer una edad basada en las zonificaciones propuestas para foraminíferos planctónicos; infortunadamente, estos sólo estuvieron presentes en la muestra 22. La asociación está caracterizada por formas muy cercanas a *Globigerina ouachitaensis* s.l. no se encontró ningún morfotipo claramente definido de esta especie o de alguna de las subespecie, la mayoría la constituyen formas juveniles, por lo que no es posible basarnos en este grupo para asignar edad. Otras formas planctónicas la constituyen aquellas relacionadas con el grupo de *Globigerina praebulloides* y *Cassigerinella chipolensis* esta última es la más abundante de todos los foraminíferos planctónicos estudiados.

El alcance estratigráfico de estas especies es muy amplio, sin embargo, son particularmente abundantes en el Oligoceno tardío y Mioceno temprano; aunado a esto tenemos escasos individuos de *Chiloguembelina* grupo *cubensis* característica de las asociaciones oligocénicas del Caribe y Golfo de México, por lo cual, probablemente se les pueda conceder un carácter menos miocénico a estos sedimentos.

Para los foraminíferos bentónicos se empleó la zonificación propuesta por Kleinpell (1938), derivada de estudios llevados a cabo en formaciones de California por diferentes autores.

Esta zonificación es posteriormente discutida y modificada por Kleinpell (1980), ya que entre otros problemas algunas de las localidades utilizadas para establecer las biozonas, no representaban un depósito continuo o bien los conjuntos faunísticos corresponden a facies muy restringidas. En el material de estudio esta zonificación tiene algunas limitaciones debidas fundamentalmente al carácter local de las formas bentónicas de foraminíferos, y a que es evidente la dilución y disolución ocasionada probablemente por el aporte de material terrígeno que ocasiona ausencia de algunos de los indicadores primarios de la biozona.

Se utilizó hasta donde fue posible esta zonificación de Kleinpell (1980), basándose fundamentalmente en indicadores secundarios o en conjuntos zonales y/o en la primera y/o última ocurrencia estratigráfica (FAD-LAD). Para los foraminíferos planctónicos se empleó la zonificación y los alcances propuestos por Toumarkine y Luterbacher (1985) y Bolli y Saunders (1985), mientras que para el nannoplancton calcáreo se refiere la zonificación de Martini (1971).

En las muestras que contuvieron foraminíferos bentónicos (11, 16, 17, 17a, 18 y 22), están presentes especies que tienen su primera ocurrencia estratigráfica en el Zemorriano (Oligoceno superior basal) tales como *Buliminella curta*, *B. subfusiformis* y *Nonion incisum*; sin embargo, también están presentes especies como *Bolivina advena*, *Fursenkoina californiensis*, *Nonion costiferum*, *Uvigerinella californica ornata* y *U. obesa* cuya primera ocurrencia se registra durante el Saucésiano (Oligoceno superior-Mioceno inferior).

Por otra parte *Baggina subinaequalis* y *Uvigerina subperegrina* indican una edad mínima, aproximadamente equivalente, al límite entre el Luisiano y el Mohniano (Mioceno medio) y sólo cuatro especies tienen su última ocurrencia dentro de este intervalo *Bolivina marginata adalaidana* (Saucésiano inferior), *Lenticulina mayi* (Saucésiano inferior), *L. simplex* (Saucésiano medio) y *Eponides frizzellii* (Zemorriano superior).

Por lo tanto las muestras que contienen a *Baggina subinaequalis* y *Uvigerina subperegrina* (16, 17, 17a y 18) se les asigna una edad miocénica media, mientras que las muestras 11 y 22 son consideradas oligocénicas. Los foraminíferos planctónicos presentes en la muestra 22, refuerzan la edad asignada para este nivel.

Como un elemento más de juicio para comentar la edad de los sedimentos, se analizó el nannoplancton calcáreo presente en las muestras de estudio. Infortunadamente sólo las muestras 18, 21 y 22 contuvieron ejemplares de este grupo de microfósiles, los cuales a pesar de su abundancia relativa es poco diverso y muestra evidentes signos de disolución y sobrecrecimiento. También cabe hacer notar la presencia de especies retrabajadas del Eoceno tales como *Discoaster barbadensis*.

La especie más abundante es *Braarudosphaera bigelowi*, sin embargo, ésta tiene un alcance estratigráfico muy amplio (Cretácico-Reciente) para poder asignar edad a los sedimentos. Las otras tres especies *Discoaster deflandrei*, *Cyclicargolithus floridanus* y *C. abisectus* tienen su primera aparición estratigráfica durante el Oligoceno tardío, mientras que la última ocurrencia para las dos primeras es durante el Mioceno medio y para *Cyclicargolithus abisectus* es el Mioceno temprano.

Por lo tanto, con base en esta información, sólo se puede decir que el nannoplancton calcáreo para las muestras 18, 21 y 22 asignan una edad equivalente del Oligoceno tardío hasta cuando menos al Mioceno temprano. Más aún, Bukry, Douglas, Klings y Krashennikov (1971), señalan que durante este lapso

Cyclicargolithus floridanus y *Discoaster deflandrei* son parte predominante del conjunto de nannoplancton calcáreo en el Pacífico oeste.

Ambiente de depósito

La mayoría de las especies de foraminíferos mencionados en este trabajo, constituyen según diversos autores (Kleinpell, 1938; Bandy, 1961; Phleger, 1964; e Ingle, 1973b y 1980), un conjunto característico de una biofacie nerítica.

Las formas más abundantes de foraminíferos bentónicos como *Baggina* y *Nonion* son ecotipos muy robustos que sugieren un nivel de alta energía cercana a la costa (muestras 11, 17a, 18 y 22); esto aunado a lo anterior permiten sugerir una profundidad de 50 m, aunque también hay algunas formas como *Gyroidina* que son indicativas de una profundidad mayor (muestras 16 y 17).

Por otra parte, hay que señalar que las formas planctónicas de foraminíferos frecuentes para este lapso, aún en zonas muy marginales, no están presentes y, por otro lado, otros microorganismos bentónicos como los ostrácodos, no fueron encontrados. Estos dos hechos sugieren condiciones ambientales de "estres", las cuales pudieron originarse por diferentes causas o su combinación.

El hecho de no encontrar flora planctónica de mar abierto como *Sphenolithus*, sugiere no tan solo una cercanía con la costa, sino también poca circulación entre las masa de agua; además la presencia abundante de *Braarudosphaera bigelovi*, la cual aumenta su población bajo condiciones de "estres" (Saito y Percival, 1970; Perch-Nielsen, 1977 y 1985), refuerza la interpretación de un ambiente marino somero con gran influencia de terrígenos asociado a la etapa final del vulcanismo que imperó durante el Oligoceno (Mausback, 1984), contribuyendo estos últimos factores a modificaciones continuas de las condiciones del medio.

En términos generales, el nannoplancton calcáreo presente en el Miembro Cerro Tierra Blanca, es característico de áreas tropicales-subtropicales, sobre todo por la abundancia de *Discoaster deflandrei*. Sin embargo, los niveles que contienen diatomeas, silicoflagelados y radiolarios, sugiere una asociación con una corriente fría, probablemente la paleo-corriente de California (Dra. Carreño, comunicación personal), o bien son indicativos de que las surgencias empiezan a ser relativamente importantes, pero en donde su producción primaria es dominada por plancton calcáreo más que silíceo, siguiendo un patrón similar a las áreas de bajas latitudes tropicales y subtropicales del Pacífico oriental en la actualidad (Lisitzin, 1972).

CONCLUSIONES

La base del Miembro Cerro Tierra Blanca (muestra 1 a 10), no contuvo microfósiles, por lo que con base en la información proporcionada por Applegate (1986) permanece como un depósito marino profundo de edad oligocénica tardía.

Con base en la edad asignada por los microfósiles calcáreos, se pone de manifiesto por lo menos dos discontinuidades bioestratigráficas, en contraposición con lo estipulado por Applegate (op.cit.) de que el Miembro Cerro Tierra Blanca en su estratotipo es una secuencia concordante y continua.

La primera discontinuidad se sitúa entre la muestra 11 del Oligoceno tardío y la muestra 12 del Mioceno medio; y la segunda entre la muestra 21 correspondiente a esta misma edad y la muestra 22 del Oligoceno tardío. Como la autora no tuvo la oportunidad de prospectar el área, tentativamente se propone que estas discontinuidades son el resultado probable de fallamiento en el área producto de la neotectónica asociada a la abertura del Golfo de California.

Por otra parte, muestras como 1 a 10, 12, 13, 19 y 20 no contuvieron microfósiles, por lo cual resulta difícil su interpretación dentro de la secuencia estratigráfica.

De cualquier manera las conclusiones sobre la edad de este Miembro Cerro Tierra Blanca no son definitivas, el estudio de los microfósiles silíceos presentes en las muestras y en particular, en la 15 y 16 (Dra. Ana Luisa Carreño, comunicación personal), en donde no se registraron microfósiles calcáreos, contribuirá con información valiosa para la interpretación no sólo acerca de la edad del depósito de esta secuencia sino también de su ambiente y de sus relaciones estratigráficas.

El análisis de microfósiles presentes en el Miembro Cerro Tierra Blanca, puso de manifiesto un cambio de facies de la nerítica somera, a una nerítica profunda asociada a la paleocorriente de California y/o zonas de surgencias.

Estos hechos indican, que el depósito de los sedimentos del Miembro Cerro Tierra Blanca, tienen su origen en el Pacífico, más que en un mar interno (o proto-Golfo) y que el cambio de facies está muy posiblemente relacionado con la subsidencia y las transgresiones marinas que se originaron durante el Oligoceno-Mioceno, como respuesta a la colisión inicial entre la Cordillera Pacífica Oriental y la Placa Norte Americana y la subsecuente flexión y reorganización de la margen oriental del Pacífico (Atwater, 1970 y Crouch, 1979).

Infelizmente, a escassa informação concernente a la geologia regional y sedimentologia reportada por Applegate (1986), las discontinuidades estratigráficas detectadas en este trabajo, la ausencia de microfósiles (y de otros grupos) en los miembros superiores, todo esto en la localidad tipo de la Formación El Cien, no permiten conocer las relaciones estratigráficas que estos miembros tienen entre sí en dicha localidad. Como tampoco, con afloramientos circundantes que Applegate (1986) los refiere como pertenecientes a esta formación.

A P E N D I C E

Paleontología Sistemática

Todas las especies presentes en las muestras provenientes del Miembro Cerro Tierra Blanca, han sido frecuentemente descritas por diferentes autores que han trabajado principalmente en los sedimentos terciarios de California.

Por esta razón en esta sección solo nos concretaremos a seguir el ordenamiento sistemático propuesto por Moore (1964) para los foraminíferos y el de Perch-Nielsen (1985) para el nannoplancton calcáreo. En cada caso, se incluye la referencia original de la especie o variedad, también se proporciona el alcance estratigráfico de las especies si se conoce, o se proporciona el datum de primera ó última ocurrencia estratigráfica.

En el caso de los foraminíferos bentónicos también se proporciona su distribución geográfica y ambiente de depósito. En algunos casos en que la especie es asignada con cierta reserva (cf. ó aff.) se lleva a cabo una breve descripción al igual que en el caso de las especies dejadas en nomenclatura abierta, debido a su pobre preservación y/o abundancia de formas juveniles.

Foraminíferos:

Se identificaron 21 especies de foraminíferos bentónicos y 4 especies de planctónicos. A través de la sección estudiada la fauna dominante fue la bentónica, mientras que la planctónica, sólo fue encontrada en la muestra número 22. De este conjunto, se dejó en asignación (cf. ó aff.) 3 especies: *Fursenkoina* sp. cf. *F. diboliensis*, *Lenticulina* sp. aff. *L. mayi* y *Nonion* sp. aff. *N. incisum*; y se dejó en nomenclatura abierta a 3 especies: *Dentalina* sp., *Gyroïdina* sp. y *Chiloguembelina* sp. grupo *cubensis* (Palmer).

Nannoplancton calcáreo:

La microflora del Miembro Cerro Tierra Blanca, se encuentra mal representada a través de la columna. Sólo las muestras 1B, 21 y 22, contuvieron nannoplancton, el cual es poco diverso y lo constituye dos especies de coccolitofóridos, dos de discoastéridos y una especie de *Braarudosphaera*. En términos generales, estas especies no son muy abundantes y en la mayoría de los casos están pobremente preservados. Sin embargo, se puede considerar que las especies dominantes fueron: *Braarudosphaera bigelovi* y *Discoaster deflandrei*.

aff.- affinis: afín a la especie pero no la misma.
cf. - confer: implica similitud pero no necesariamente
identica con el nombre de la especie porque la evidencia es
inadecuada o insuficiente.

FAD: por sus siglas en inglés (First Appearance Datum)
primera ocurrencia estratigráfica.

LAD: (Last Appearance Datum) última ocurrencia
estratigráfica.

Orden: Foraminifera Eichwald, 1830
Suborden: Rotaliina Delage y Herouard, 1896
Familia: Bolivinitidae Cushman, 1927
Género: *Bolivina* d'Orbigny, 1839

Bolivina advena Cushman
lám.I fig.1

Bolivina advena Cushman, 1925, Cushman Lab. Foram. Res.
Contrib., v.1, pt.2, p.29, lám.5, figs. 1a-b.

Piso: (FAD) Saucésiano inferior Edad: miocénica temprana-
reciente

Distribución geográfica: Esta especie ha sido ampliamente
mencionada en sedimentos miocénicos de California,
especialmente en la Formación Monterey (Cushman, 1925), en el
condado de Humboldt (Cushman, Stewart y Stewart, 1930), en la
Formación Temblor (Snedden, 1932) y en el Arroyo Chico Martínez
(Kleinpell, 1938).

Ambiente de depósito: Según Ingle (1973b y 1980) esta
especie es más frecuente dentro de un ambiente batial superior.
El género *Bolivina* para Bandy (1961) y Poag (1981) tiene una
distribución nerítica, mientras que Kleinpell (1938) y Phleger
(1964) amplían su distribución de un ambiente nerítico a uno
batial superior, particularmente en mares templados.

Bolivina marginata Cushman var. **adelaidana** Cushman y
Kleinpell
lám.I fig.2

Bolivina marginata Cushman var. **adelaidana** Cushman y
Kleinpell, 1934, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v.10,
pt.1, lám.10, figs.1-2.

Piso: (FAD-LAD) Saucésiano Edad: miocénica temprana
inferior

Distribución geográfica: Frecuente en California especialmente en la Lutita Rincon del Arroyo Los Sauces (Cushman y Laming, 1931) y en el Paso Robles (Cushman y Kleinpell, 1934).

Ambiente de depósito: Ingle (1973b y 1980) considera a esta especie como batial superior mientras que Bandy (1961) la considera como una forma característica de un ambiente nerítico a batial superior, mientras que Poag (1981) lo registra en un ambiente nerítico.

Familia: Turrilinidae Cushman, 1927
Subfamilia: Turrilininae Cushman, 1927
Género: **Buliminella** Cushman, 1911

Buliminella curta Cushman
lám.I fig.3

Buliminella curta Cushman, 1925, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v.1, pt.2, p.33, lám.5, fig.10.

Piso: (FAD) Zemorriano Edad: oligocénica tardía-
superior reciente

Distribución geográfica: Especie muy común en California, en el condado de San Luis Obispo (Cushman, 1925), en la Lutita Rincon del Arroyo Los Sauces (Cushman y Laming, 1931), en la Lutita Temblor del Arroyo Carneros (Snedden, 1932) y en la Formación Vaqueros (Cushman y LeRoy, 1938).

Ambiente de depósito: Ingle (1980) considera a esta especie nerítica externa mientras que Kleinpell (1938) para mares templados considera que su distribución llega a batial superior.

Buliminella subfusiformis Cushman
lám.I fig.4

Buliminella subfusiformis Cushman, 1925, Cushman Lab. Forum.
Res. Contrib., v.1, pt.2, p.33, lám.5, fig.12.

Piso: (FAD) Zemorriano Edad: oligocénica tardía-
inferior reciente

Distribución geográfica: Esta especie ha sido encontrada en el condado de San Luis Obispo (Cushman, 1925), en la Formación Temblor (Cushman y Parker, 1931), en la Lutita del Arroyo Los Sauces (Snedden, 1932), en la Formación Vaqueros (Barbat y Estorff, 1933) y en la Lutita Altamira (Woodring, Bramlette y Kleinpell, 1936).

Ambiente de depósito: Tanto Kleinpell (1936) como Ingle (1980) consideran que la distribución de esta especie va de un ambiente nerítico medio a batial superior.

Superfamilia: Nodosariaceae Ehrenberg, 1938
Subfamilia: Nodosariinae Ehrenberg, 1808
Género: **Dentalina** Risso, 1826

Dentalina sp.
lám.I fig.5

Diagnos comparativa: Esta especie fue encontrada solo en la muestra 18 y el número de ejemplares de la misma fue muy reducido. Por otra parte, solo dos ejemplares parecen estar completos y bien preservados. Por estas razones, no se le asigna un nivel específico, sin embargo esta forma esta muy relacionada con la especie descrita por Galloway y Morsy (1929), como **Nodosarella paucistriata**, sin embargo, esta última presenta estrias longitudinales solo a nivel de las suturas, mientras que en **Dentalina** sp. éstas recorren todo lo largo de cada cámara. Todas las características morfológicas de **Dentalina** sp. parecen corresponder a **Dentalina pseudoinvols** (Cushman y McGlamery, 1939), aunque, en la descripción original estos autores mencionan la presencia de una espina a nivel de las primeras cámaras, la cual no esta presente en las formas de la Formación El Cien, por lo que se prefirió dejar a esta especie en nomenclatura abierta.

Ambiente de depósito: Tanto Kleinpell (1936) como Ingle (1980) consideran que la distribución de este género va de un ambiente nerítico a batial superior.

Género: *Lenticulina* Lamarck, 1804

Lenticulina limbosa (Reuss) var. *hockleyensis* (Cushman y Applin)
lám.I fig.6

Robulus limbosus (Reuss) var. *hockleyensis* (Cushman y Applin), vide Weaver, 1962, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v.41, p.23, lám.4, figs.5.

Piso: (FAD-LAD) Nariziano Edad: eocénica tardía-
superior-Reliziano miocénica

Distribución geográfica: Esta especie ha sido mencionada en la Formación Lodo (Mallory, 1959) y en el Valle San Joaquin (Tripton, Kleinpell y Weaver, 1973).

Ambiente de depósito: Aparentemente la distribución paleobatrímica intra e inter específica se encuentra en la zona nerítica.

Lenticulina mayi (Cushman y Parker)
lám.I fig.7

Robulus mayi Cushman y Parker, 1931, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v.7, p.2, lám.1.

Piso: (FAD-LAD) Zemorriano Edad: oligocénica tardía-
-Reliziano miocénica temprana

Distribución geográfica: Esta especie ha sido registrada en la Formación Temblor (Cushman y Parker, 1931), en la Formación San Lorenzo (Cushman y Hobson, 1935) y en la Formación Vaqueros (Cushman y LeRoy, 1938).

Ambiente de depósito: ver *Lenticulina limbosa*.

Lenticulina sp. aff. *L. mayi* (Cushman y Parker)
lám.I fig.8

Diagnosis comparativa: Las características morfológicas de esta especie coinciden con la descripción original para *L. mayi*, sin embargo, las suturas son más limbadas y las cámaras son más elongadas por lo cual se le ha considerado como *affinis*.

Lenticulina simplex (d'Orbigny)
lám.I fig.9

Robulus simplex (d'Orbigny), *vide* Cushman y Laming, 1931,
Jour. Paleon., v.5, n.2, p.98, lám.110, figs.5-6.

Piso: (FAD-LAD) Zemorriano superior-Saucesiano Edad: oligocénica tardía-
miocénica temprana

Distribución geográfica: Esta especie tiene una distribución muy amplia en California, particularmente en el Arroyo Chico Martínez, en la Lutita del Arroyo Los Sauces (Cushman y Laming, 1931), en la Lutita del Arroyo Temblor de Carneros (Snedden, 1932) y en el Valle San Joaquin (Tripton, Kleinpell y Weaver, 1973).

Ambiente de depósito: Al igual que para las especies precedentes se considera que el género es característico de un ambiente nerítico externo.

Superfamilia: Discorbacea Ehrenberg, 1838
Familia: Discorbidae Ehrenberg, 1838
Subfamilia: Bagginiinae Cushman, 1927
Género: **Baggina** Cushman, 1926

Baggina subinaequalis Kleinpell
lám.I fig.10

Baggina subinaequalis Kleinpell, 1938, Am. Assoc. Petrol.
Geol. Publ., p.326, lám.19, figs.6, 9 y 12.

Piso: (FAD) Luisiano Edad: miocénica media-reciente

Distribución geográfica: Se ha reportado en la Lutita Altamira de Colina Palos Verdes (Woodring, Bramlette y Kleinpell, 1936) y en la Formación Sespe de California (Kleinpell, 1938).

Ambiente de depósito: Según Kleinpell (1938) el género **Baggina** tiene una amplia distribución pues se le considera común en un ambiente nerítico a batial superior.

Género: **Valvulineria** Cushman, 1926

Valvulineria miocenica Cushman
lám.I fig.11

Valvulineria miocenica Cushman, 1926, Cushman Lab. Foram.
Res. Contrib., v.2, pt.3, p.61, lám.8, figs.9-10.

Piso: (FAD-LAD) Reliziano superior-Luisiano superior Edad: miocénica temprana-media

Distribución geográfica: Especie característica de sedimentos neogénicos de California como la Lutita Monterey (Cushman, 1926) y en la Lutita Altamira (Woodring, Bramlette y Kleinpell, 1936).

Ambiente de depósito: Según Kleinpell (1938) e Ingle (1980) el género **Valvulineria** tiene una amplia distribución ya que se le considera común en un ambiente nerítico externo a batial superior.

Superfamilia: Orbitoidacea Schwager, 1876
Familia: Eponididae Hofker, 1951
Género: **Eponides** Montfort, 1808

Eponides frizzellii Kleinpell
lám.I fig.12

Eponides frizzellii Kleinpell, 1938, Am. Assoc. Petrol. Geol.
Publ., p.318, lám.2, figs.12, 15 y 16.

Piso: (FAD-LAD) Zemorriano-Saucesiano inferior Edad: oligocénica tardía-miocénica temprana

Distribución geográfica: Se ha reportado especialmente en la Formación Sespe de California (Kleinpell, 1938).

Ambiente de depósito: El género **Eponides** presenta un ambiente nerítico externo a batial medio según Bandy (1961), Phleger (1964) y Poag (1981).

Superfamilia: Cassidulinacea d'Orbigny, 1839
Familia: Caucasinidae N.K. Bykova, 1959
Subfamilia: Fursenkoininae Loeblich y Tappan, 1961
Género: *Fursenkoina* Loeblich y Tappan, 1961

Fursenkoina californiensis Cushman
lám. I fig. 13

Virgulina californiensis Cushman, 1925, Cushman Lab. Foram.
Res. Contrib., v. 1, pt. 2, p. 32, lám. 5, figs. 11a-c.

Piso: (FAD-LAD) Sauciano- Edad: miocénica temprana-
Delmontiano inferior tardía

Distribución geográfica: Especie típica de California, ha sido mencionada en la Formación Monterey (Cushman, 1926), en la Lutita Rincon del Arroyo Los Sauces (Cushman y Laming, 1931) y en la Lutita Maricopa (Barbat y Estorff, 1933).

Ambiente de depósito: Phleger (1964) y Poag (1981) dan un ambiente nerítico al género y Bandy (1961) e Ingle (1980) sugieren un ambiente batial superior, mientras que Kleinpell (1938) da ambos para el género.

Fursenkoina sp. cf. *F. dibollensis* Cushman y Applin
subtransversalis Bandy
lám. I fig. 14

Fursenkoina dibollensis Cushman y Applin var.
subtransversalis Bandy, 1949, Am. Paleon. Bull., v. 32,
n. 131, p. 137.

Piso: (FAD-LAD) Nariziano- Edad: eocénica tardía-
no-Zemorriano oligocénica tardía

Diagnóstico comparativa: La presencia de esta especie en El Cien es poco constante y es muy escasa, se le ha considerado cercana a *F. dibollensis subtransversalis* por que sus características morfológicas conciden, con excepción en que el ángulo de crecimiento de la espira en las formas presentes en El Cien, es considerablemente menor, y por el número de cámaras que del la especie formal es de 15 cámaras y en los ejemplares de El Cien son de 10 cámaras.

Distribución geográfica: se ha reportado en la Formación Lodo (Mallory, 1959).

Ambiente de depósito: No existe información acerca de la distribución de esta especie, sin embargo Phleger (1964) y Poag (1981) consideran al género como característico de un ambiente nerítico, Ingle (1980) sugiere un ambiente batial superior, mientras que Kleinpell (1938) lo considera distribuido desde un ambiente nerítico hasta un ambiente batial superior.

Familia: Alabaminidae Hafker, 1951
Género: **Gyroidina** d'Orbigny, 1826

Gyroidina sp.
lam. I fig. 15

Diagnosís comparativa: De la revisión bibliográfica que se llevó a cabo, ninguna de las especies previamente reportadas, parecen corresponder a la forma presente en El Cien, por lo que se dejó en nomenclatura abierta. Sin embargo **Gyroidina** sp. parece estar muy relacionada con **G. soldanii** (d'Orbigny, 1826, in Cushman, 1935) pues casi todas las características morfológicas de esta última coinciden, sin embargo la especie de El Cien tiene el área umbilical más reducida y las suturas del lado ventral son rectas. Otra especie cercanamente relacionada a **Gyroidina** sp. es **G. basicrasata** (Bermúdez, 1949), pero en esta última las suturas del lado dorsal son menos limbadas y oblicuas.

Ambiente de depósito: Según Bandy (1961) e Ingle (1973b y 1980) el género **Gyroidina** se localiza en un ambiente batial superior a abisal.

Familia: Nonionidae Schultze, 1854
Subfamilia: Nonioninae Schultze, 1854
Género: **Nonion** Montfort, 1808

Nonion costiferum (Cushman)
lám. I fig. 16

Nonionina costifera Cushman, 1926, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v. 1, n. 4, p. 90, lám. 13, figs. 2.

Piso: (FAD) Saucésiano

Edad: miocénica temprana-
reciente

Distribución geográfica: Se ha registrado en la Formación Temblor (Cushman y Parker, 1931), en el Arroyo Chico Martínez (Cushman y Laming, 1931) y en el condado de Humboldt (in Kleinpell, 1980).

Ambiente de depósito: Según Kleinpell (1938) este género se localiza en un ambiente nerítico externo a batial superior.

Nonion incisum (Cushman)
lám.I fig.17

Nonion incisum (Cushman). Cushman y Laming, 1931, Jour. Paleon., v.5, n.2, p.104, lám.11, fig.9.

Piso: (FAD-LAD) Zemorriano Edad: oligocénica tardía-
superior-Reliziano miocénica temprana

Distribución geográfica: Se ha hallado en la Formación Monterey (Cushman, 1926) y en la Formación Vaqueros (Cushman y LeRoy, 1938).

Ambiente de depósito: Este género tiene un ambiente nerítico externo a batial superior según Kleinpell (1938).

Nonion sp. aff. N. incisum (Cushman)
lám.I fig.1B

Diagnóstico comparativo: Esta especie difiere de la forma típica por que presenta la concha más comprimida; la cara apertural ligeramente convexa y en forma de corazón (como en *Nonion costiferum*, Cushman, 1926).

Distribución geográfica: ver *N. incisum*

Ambiente de depósito: ver *N. incisum*

Familia: *Uvigerinidae* Haeckel, 1894
Género: *Uvigerina* Cushman, 1927

Uvigerina subperegrina Cushman y Kleinpell
lám.I fig.19

Uvigerina subperegrina Cushman y Kleinpell, 1934, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v.10, pt.1, p.12, lám.2, figs.9-11.

Piso: (FAD-LAD) Luisiano Edad: miocénica media-tardía
inferior-Delmontiano superior

Distribución geográfica: La especie ha sido encontrada en Santa Barbara (Cushman y Kleinpell, 1934), en la Lutita Altamira de Colina Palos Verdes (Woodring, Bramlette y Kleinpell, 1938).

Ambiente de depósito: Según Kleinpell (1938) el género tiene una distribución batial, Bandy (1961) da un ambiente nerítico externo a batial medio, e Ingle (1980) da un ambiente de batial superior al género.

Género: *Uvigerinella* Cushman, 1936

Uvigerinella californica Cushman var. *ornata* Cushman
lám.1 fig.20

Uvigerina (*Uvigerinella*) *californica* Cushman var. *ornata*
Cushman, 1926, Cushman Lab. Foram. Res. Contrib., v.2, pt.3,
p.59, lám.8, figs.1a-c, 6.

Piso: (FAD-LAD) Saucésiano- Edad: miocénica temprana-
Luisiano inferior media

Distribución geográfica: La especie ha sido hallada en el Condado de Humboldt (Cushman, Stewart y Stewart, 1930), en la Lutita Rincon del Arroyo Los Sauces (Cushman y Laiming, 1931), en la Lutita Temblor de Carneros (Snedden, 1932) y en la Lutita Altamira (Woodring, Bramlette y Kleinpell, 1936).

Ambiente de depósito: Según Kleinpell (1938) el género tiene una distribución batial medio e Ingle (1980) da un ambiente para la especie de batial superior.

Uvigerinella obesa Cushman
lám.I fig.21

Uvigerina (*Uvigerinella*) *obesa* Cushman, 1926, Cushman Lab.
Foram. Res. Contrib., v.2, pt.3, p.59, lám.8, figs.3a-c.

Piso: (FAD-LAD) Saucésiano- Edad: miocénica temprana-
Luisiano media

Distribución geográfica: Esta especie se ha registrado en la Lutita Monterey (Cushman, 1926) y en la Formación Temblor (Cushman y Laiming, 1931).

Ambiente de depósito: Este género se localiza en un ambiente batial superior a inferior según Kleinpell (1938) y para Bandy (1961) tiene un ambiente nerítico externo a batial medio e Ingle (1980) encontró la especie en un ambiente batial superior.

Superfamilia: Globigerinacea Carpenter, Parker y Jones, 1862
Familia: Hantkeninidae Cushman, 1927
Subfamilia: Cassegerinella Bolli, Loeblich y Tappan, 1957
Género: *Cassigerinella* Pokorny, 1955

Cassigerinella chipolensis (Cushman y Ponton)
lám. II fig. 1

Cassidulina chipolensis Cushman y Ponton, 1932, Geol. Surv.
Bull., 9, p. 98, lám. 15, figs. 2a-c.

Biozona: *Cassigerinella chipolensis*/ Edad: oligocénica tem-
Pseudohastigerina micra-Globorota- prana-miocénica media.
lla mayeri.

Distribución geográfica: cosmopolita.

Familia: Globigerinidae Carpenter, Parker y Jones, 1862
Subfamilia: Globigerininae Carpenter, Parker y Jones, 1862
Género: *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Globigerina ouachitaensis s.l. Howe y Wallace
lám. II fig. 2a-b

Globigerina ouachitaensis Howe y Wallace, 1932, Geol. Bull.
Dep. Conserv. Louisiana, 2.

Biozona: *Globigerinatheka seminvolu-* Edad: eocénica tardía-
ta-Globorotalia opima opima. oligocénica media.

Diagnos comparativa: se dejó en s.l. por que la mayoría de los organismos son formas juveniles y de transición lo cual dificultó la identificación de la especie.

Distribución geográfica: cosmopolita.

Globigerina praebulloides s.l. Blow y Banner
lám.II fig.3a-b

Globigerina praebulloides Blow y Banner, 1962, Cambridge
Univ. Press, p.93, lám.9, fig.R-W.

Biozona: **Orbulinoides beckmanni-** Edad: eocénica media-
Globorotalia foshi foshi. miocénica media.

Diagnosis comparativa: ver **Globigerina ouachitaensis.**
Distribución geográfica: cosmopolita.

Familia: **Heterohelicidae** Cushman, 1927
Género: **Chiloguembelina** Loeblich y Tappan, 1956

Chiloguembelina sp. grupo **cubensis** (Palmer)
lám.II fig.4a-b

Guembelina cubensis Palmer, 1934, Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.,
v.8, p.74, texto-figs. 1-6

Biozona: **Porticulasphaera mexicana-** Edad: eocénica media-
Globorotalia opima opima. oligocénica temprana.

Distribución geográfica: cosmopolita.

Nannoplancton calcáreo

División: Chrysophyta Pasher, 1914
Clase: Coccolithophyceae Rothmaler, 1951
Orden: Heliolithae Deflandre, 1952
Familia: Prinsiaceae Hay y Mohler, 1967
Género: *Cyclicargolithus* Bukry, 1971

***Cyclicargolithus abisectus* Müller**
lám.II fig.5

Cyclicargolithus abisectus Müller, 1970, Geol. Bavar., v.63,
p.107-118.

Biozona: *Sphenolithus ciperensis*/ Edad: oligocénica tardía-
Discoaster druggii. miocénica temprana.

***Cyclicargolithus floridanus* Roth y Hay**
lám.II fig.6

Cyclicargolithus floridanus Roth y Hay, 1967, Trans. Gulf
Coast Assoc. Geol. Soc., v.17, p.428-480.

Biozona: *Sphenolithus ciperensis*/ Edad: oligocénica tardía
Coccolithus miopelagicus. -miocénica media.

Orden: Otholithae Deflandre, 1950
Familia: Braarudosphaerae Deflandre, 1947
Género: *Braarudosphaera* Deflandre, 1947

***Braarudosphaera bigelowi* (Gran y Braarud)**
lám.II fig.7

Pontosphaera bigelowi Gran y Braarud, 1935, Jour. Biol. Board
Canada, v.1, p.389, fig.67.

Edad: cretácica-reciente.

Familia: Discoasteraceae Tan, 1927

Género: *Discoaster* Tan, 1927

Discoaster barbadiensis Tan

lám. II fig. 8

Discoaster barbadiensis Tan, 1927, Jaarb. van Het Mijnwezen
in Ned Odst-Indië, 1926, pls. 16.

Biozona: *Tribracliatum orthostylus* / Edad: eocénica tardía-
Ericsonia subdisticha. oligocénica temprana.

Discoaster deflandrei Bramlette y Riedel

lám. II fig. 9

Discoaster deflandrei Bramlette y Riedel, 1954, Jour. Paleon.,
v. 28, p. 399, láms. 39, fig. 6.

Biozona: *Sphenolithus distentus* / Edad: oligocénica tardía-
Coccolithus miopelagicus. miocénica temprana.

B I B L I O G R A F I A

- Applegatt, S.P., 1986. The El Cien Formation, strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur, México: Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v.6, n.2, p.137-145.
- y Wilson, E.C., 1976. Correlation of Fossiliferous upper Oligocene or lower Miocene sections at San Telmo Point and Arroyo Guadalupe, Baja California Sur, México, and possible new phosphate source; in II Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, Gro., México: Univ. Nac. Autón. México Inst. Geología Resúmenes, 6 pp.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of North America: Geol. Soc. Am. Bull., v.81, p.3513-3556.
- Bandy, L.O., 1961. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California: Micropaleontology, v.7, n.1, 26 pp.
- Barbat, W.F. y Estorff, F.E., 1933. Lower Miocene foraminifera from the Southern San Joaquin Valley, California: Jour. Paleontology, v.7, n.2, p.164-174.
- Beal, C.H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: Geol. Soc. Am. Mem. 31, 138 pp.
- Bermúdez, P.J., 1949. Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic: Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 25, 233 pp.
- Blair, W.N., 1978. Gulf of California in Lake Mead area of Arizona and Nevada during late Miocene time: Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., v.62, p.1159-1170.
- Blow, W.H. y Banner, F.T., 1962. The Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae; Part 2; in Eames, F. E., et al, eds. Fundamentals in mid tertiary stratigraphical correlation, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.61-151.
- Bolli, H.M. y Saunders, B.J., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera: in Bolli, H.M. et al, eds. Plankton Stratigraphy: Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.155-262.
- Bramlette, N.M. y Riedel, R.W., 1954. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent Coccolithophores: Jour. Paleontology, v.28, n.4, p.385-403.

- y Sullivan, R.F., 1961. Coccolithophorids y related Nannoplankton of the early Tertiary in California: *Micropaleontology*, v.7, n.2, p.129-188.
- Bukry, D., Douglas, R.G., Klings, S.A. y Krasheninnikov, V., 1971. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean; in Fisher, A.G., Heezen, B.C., *etal.* 1971. *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, v.6, pp.1253.
- Crouch, J.K., 1979. Neogene tectonic evolution of the California Continental bordeland and western transverse ranges: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.90, p.338-345.
- Cushman, J.A., 1925. Some Textulariidae from the Miocene of California: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.1, pt.2, p.29-35.
- , 1926. Foraminifera of the typical Monterey of California: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.2, pt.3, p.53-66.
- , 1935. Upper Eocene foraminifera of the Southeastern United States: *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, n.181, p.1-88.
- y Hobson, H.D., 1935. A foraminiferal faunule from the type San Lorenzo Formation, Santa County, California: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.11, pt.3, p.53-64.
- y Kleinpell, R.M., 1934. New unrecorded foraminifera from the California Miocene: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.10, pt.1, p.1-23.
- y Laiming, B., 1931. Miocene foraminifera from the Saucos Creek, Ventura County, California: *Jour. Paleontology*, v.5, n.2, p.79-120.
- y LeRoy, W.L., 1938. A microfauna from the Vaqueros Formation, lower Miocene, Simi Valley, Ventura County, California: *Jour. Paleontology*, v.12, n.2, p.117-126.
- y McGlamery, W., 1939. New species of foraminifera from the lower Oligocene of Alabama: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.15, pt.3, p.36-45.
- y Parker, L.F., 1931. Miocene foraminifera from the Temblor of the east side the San Joaquin Valley, California: *Contrib. Cushman Lab. Foram. Res.*, v.7, pt.1, p.1-16.
- y Ponton, G.M., 1932. The foraminifera of the upper middle and part of the lower Miocene of Florida: *Florida State Geol. Survey Bull.*, v.9, p.1-10.
- , Stewart, R.E. y Stewart, K.C., 1930. Tertiary foraminifera from Humboldt County, California: *Trans. San Diego Soc. Nat. Hist.*, v.6, p.41-94.
- Darton, N.H., 1921. *Geologic reconnaissance in Baja*

California: Jour. Geol., v. 29, p. 720-748.

Durham, J.W., 1950. 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California Part II, Megascopic Paleontology and marine stratigraphy: Geol. Soc. Am. Mem. 43, part II, 216 pp.

Eberly, L.D. y Stanley, T.B. Jr., 1978. Cenozoic stratigraphy and geology history of southwestern Arizona: Bull. Geol. Soc. Am., v. 89, p. 921-940.

Fulwider, W.R., 1976. Biostratigraphy of the Tepetate Formation Baja California del Sur, Tesis de maestría en Ciencias. Univ. of Southern California. 86 pp.

Galloway, J.J. y Morey, M., 1929. A lower Tertiary foraminiferal fauna from Manta, Ecuador: Bull. Paleontology, v. 15, n. 55, p. 7-56.

Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Minch, J.A., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geol. Soc. Am. Bull., v. 90, pt. 1, p. 839-857.

Gómez, J., 1971. Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el estado de Sonora, México: Rev. Inst. Mex. Pet., v. 3, n. 2, p. 77-78.

Haq, W.W., 1970. Calcium carbonate compensation; in Bader, R., etal, eds. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office), v. 4, p. 450-455.

Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México: in Frizzell, V.A. Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula, Pacific Section S.E.P.M., v. 39, p. 219-236.

Heim, A., 1915. Sur la géologie de la partie méridionale de la Basse California: Comptes Rendus Acad. Soc. Paris, 161, 419 pp.

-----, 1922. Notes on the Tertiary of Southern lower California, México: Geol. Mag., v. 59, p. 529-547.

Ingle, J.C. Jr., 1973a. Neogene marine history of the Gulf of California: Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, v. 3, 62 pp.

-----, 1973b. Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean: in Kuim, L.D., etal; eds. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office), v. 18, p. 949-960.

-----, 1980. Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California Continental borderland: Cushman Found. Spec. Publ., n. 19, p. 163-195.

Kleinpell, R.M., 1938. Miocene stratigraphy of California: Am. Assoc. Petrol. Geol.: Tulsa, Oklahoma, 450 pp.

-----, 1980. The Miocene stratigraphy of California: Am. Assoc. Petrol. Geol.; Tulsa, Oklahoma, 329 pp.

Listizin, A., 1972. Sedimentation in the world ocean: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. n.17, 214 pp.

López-Ramos, E., 1982. Geología de México: eds. Tesis Resendiz, México, 454 pp.

Mallory, V.S., 1959. Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges: Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, 416 pp.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: in Farinacci, A. ed. Proc. II Planktonic Conf., Roma, v.2, p.739-785.

McLean, H., Barron, J.A. y Hausback, B.P., 1984. The San Gregorio Formation of Baja California Sur, México, is late Oligocene: Soc. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Abstracts with Programs, p.200-218.

Mina, V.F., 1957. Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California: Asoc. Mex. Geol. Petrol. Bol.9, p.139-269.

Moore, C.R., 1964. Treatise on invertebrate Paleontology: ed. Kansas Univ. Press; Geol. Soc. Am., pt.2, Protista, 900 pp.

Moore, D.G. y Curray, R.J., 1982. Geologic and tectonic history of the Gulf of California: in Curray, R.J., et al; eds. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office), v.64, p.1279-1294.

Neumann, M., 1967. Manuel de Micropaleontologie des foraminifères: Gauthier-Vierlars, Paris, p.297.

Djeda, J., 1979. Resumen de datos estratigráficos y estructurales de la Formación Monterrey que aflora en el área de San Hilario, Baja California Sur: Geomimet, n.100, p.51-83.

Perch-Nielsen, K., 1977. Albian to Pleistocene calcareous nanofossils from the western south Atlantic: in Larson, R.L., et al; eds. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office), v.39, p.699-823.

-----, 1985. Cenozoic calcareous nanofossils: in Bolli, H.M., et al; eds. Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Press, p.427-554.

Pérez-Guzmán, A.M., 1983. Biostratigraphic and Paleooceanographic reconstruction of the late Miocene in Baja

California and Tres Marias Islands, México, Tesis doctoral
Univ. Houston, Texas, 206 pp. (inédito).

Phleger, F.B., 1960. Ecology and distribution of recent
foraminifera: Baltimore, Johns Hopkins, 297 pp.

-----, 1964. Patterns of living benthonic foraminifera Gulf
of California: in Van Andel, H.T. y Shor, G.G., eds. Marine
geology of the Gulf of California: Am. Assoc. Petrol. Geol.
Mem. 3, p. 377-394.

Poag, W.C., 1981. Ecologic atlas of benthic foraminifera of
the Gulf of Mexico: Hutchinson Ross Publ. Company, 175 pp.

Rivero, P. y Bermúdez, J.P., 1963. Micropaleontología General:
GEA, Barcelona, p. 34-74.

Saito, T. y Percival, S.F. Jr., 1970. Paleontology: in Maxwell,
A.E., Herzen, P.R., Andrews, E.J., etal; eds. Init. Repts. Deep
Sea Drilling Project: Washington (U.S. Govt. Printing Office),
v. 3, p. 444-445.

Snedden, L.B., 1932. Notes on the stratigraphy and
micropaleontology of the Miocene Formations in Los Sauces
Creek, Ventura County, California: Micropaleontology, v. 3, n. 2,
p. 41-46.

Tripton, A., Kleinpell, R.M. y Weaver, D.W., 1973. Oligocene
biostratigraphy San Joaquin Valley, California: California
Univ. Pubs. Geol. Sci., v. 105, p. 81.

Toumarkine, M. y Luterbacher, H., 1985. Paleocene and Eocene
planktic foraminifera: in Bolli, H.M., etal, eds. Plankton
Stratigraphy: Cambridge Univ. Press, p. 87-154.

Vanderhoof, V.L., 1942. An occurrence of the tertiary marine
mammal *Cornwallius* in lower California: Am. Jour. Sci., v. 240,
p. 289-301.

Woodring, W.P., Bramlette, M.N. y Kleinpell, R.M., 1936.
Miocene stratigraphy and paleontology of Palos Verdes Hills,
California: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 20, n. 2, p. 125-149.

L A M I N A (I)

Figura

- 1 *Bolivina advena*, vista lateral; X 57
- 2 *B. marginata adelaidana*, vista lateral; X 69
- 3 *Buliminella curta*, vista apertural; X 99
- 4 *B. subfusiformis*, vista apertural; X 59
- 5 *Dentalina* sp., vista lateral; X 57
- 6 *Lenticulina limbosa*, vista ventral; X 59
- 7 *L. mayi*, vista ventral; X 65
- 8 *L. sp. aff. L. mayi*, vista ventral; X 52
- 9 *L. simplex*, vista ventral; X 130
- 10 *Baggina subinaequalis*, vista umbilical; X 103
- 11 *Valvulineria miocenica*, vista umbilical; X 75
- 12 *Eponides frizzellii*, vista ventral; X 83
- 13 *Fursenkoina californiensis*, vista apertural; X 64
- 14 *F. sp. cf. F. diboliensis*, vista lateral; X 58
- 15 *Gyroidina* sp., vista ventral; X 90
- 16 *Nonion costiferum*, vista umbilical; X 57
- 17 *N. incisum*, vista umbilical; X 82
- 18 *N. sp. aff. N. incisum*, vista umbilical; X 85
- 19 *Uvigerina subperegrina*, vista lateral; X 41
- 20 *Uvigerinella californica*, vista lateral; X 55
- 21 *U. obesa*, vista lateral; X 55

LAMINA No. 2



1



2a



2b



3a



3b



4a



4b



5



6



7



8



9

L A M I N A (II)

Figura

- 1 *Cassigerinella chipolensis*, vista espiral; X 102
- 2a *Globigerina ouachitaensis* s.l., vista espiral; X 116
- 2b *G. ouachitaensis* s.l., vista umbilical; X 118
- 3a *Globigerina praebulloides* s.l., vista espiral; X 109
- 3b *G. praebulloides* s.l., vista umbilical; X 96
- 4a *Chiloguembelina* sp. *Ch. cubensis*, vista lateral; X 99
- 4b *Ch. sp. Ch. cubensis*, vista lateral; X 100

Nannoplancton calcáreo

- 5 *Cyclicargolithus abisectus*, X 100
- 6 *C. floridanus*, X 100
- 7 *Braarudosphaera bigelovi*, X 40
- 8 *Discoaster barbadiensis*, X 100
- 9 *D. deflandrei*, X 40

LAMINA No. 1

