



7
zej

**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**BIOESTRATIGRAFIA GENERAL DEL TERCIARIO (PALEOGENO)
DE LA LOCALIDAD EL JOBO, TUXTLA GUTIERREZ,
CHIAPAS.**

T E S I S

Que para obtener el título de :

B I O L O G O

P r e s e n t a :

Marcelo Aguilar Piña

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

México, D. F.

1993



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

Pág.

RESUMEN	1
INTRODUCCION.....	2
OBJETIVOS.....	4
LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.....	5
METODOLOGIA.....	6
A) Metodología de Campo.....	6
B) Metodología de Laboratorio.....	8
DESCRIPCION GENERAL DEL ORDEN FORAMINIFERA	14
A) Estructura esquelética.....	14
B) Forma.....	15
PALEONTOLOGIA SISTEMATICA.....	17
DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL AREA DE ESTUDIO.....	25
ANTECEDENTES ESTRATIGRAFICOS.....	28

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LOS DEPOSITOS DEL JOBO.....	35
EDAD DE LA FAUNA.....	38
PALEDAMBIENTE.....	42
CONCLUSIONES.....	49
BIBLIOGRAFIA.....	51

RESUMEN

Se describe la presencia de un género y seis especies de macroforaminíferos bentónicos en los afloramientos del área del Jobo, Tuxtla Gutierrez, Chiapas. Con base en los alcances estratigráficos de la fauna, se determinó una edad de Eoceno Medio y Eoceno Medio basal para una parte de los afloramientos estudiados y la posibilidad de que las capas formen parte de las facies de la Formación Lonut. Se infiere un ambiente de depósito marino somero de plataforma con influencia terrígena.

INTRODUCCION

En México se han realizado grandes trabajos paleontológicos y geológicos, éstos han sido desarrollados, en mucho de los casos, bajo la prospección petrolera pues, como se sabe, nuestro país es rico en hidrocarburos. El sureste de México (Tabasco, Veracruz, Chiapas y Campeche) ha sido una de las regiones más estudiadas a este respecto.

A fines del siglo pasado se realizó uno de los primeros trabajos geológicos para el SE de México (Sapper, 1894), que consistió en una serie de levantamientos geológicos de los estados de Chiapas, Tabasco y Yucatán. Böse (1905) retoma gran parte del estudio de Sapper (op. cit.) y además incluye la orografía, hidrografía, geología y estratigrafía de dichos estados.

En 1934 Schuchert no sólo resume la información geológica y paleontológica que hasta el momento se conocía para México, sino también para el Caribe, incluyendo Trinidad y Tobago, Centroamérica y América del Sur, hasta Venezuela.

Desde entonces son numerosos los trabajos realizados en el estado de Chiapas sobre geología estructural, estratigráfica, económica (Vivar 1924; Mullerried 1944, 1957; Chubb 1959; Gibson 1936; Gil 1956, 1969; Olivares 1956; Montes de Oca 1969; Castro Mora 1972; así como numerosos informes inéditos de Petroleos

Mexicanos y del Instituto Mexicano del Petróleo), y paleontológicos (Mullerried 1931, 1934; Cushman 1919; Maldonado 1950; Gardner 1934, 1939; Ayala-Castañares 1963, 1965, entre otros).

Una buena compilación de estos trabajos se puede encontrar en López Ramos (1979). En los últimos años se encuentran trabajos (Pêcheux 1984; Michaud 1987; Quezada 1990) que resaltan por su contenido paleontológico y geológico sobre el estado de Chiapas.

Un estudio de reconocimiento paleontológico en el área de Tuxtla Gutiérrez, emprendido por el Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias, UNAM, en el año de 1989, permitió el hallazgo de una localidad hasta el momento no descrita, con fósiles de vertebrados e invertebrados bien conservados.

Es por ello que se consideró importante dar a conocer esta fauna dentro de un contexto litoestratigráfico y cronoeestratigráfico, para lo cual se desarrolla el estudio sistemático de los macroforaminíferos bentónicos del terciario, con algunas indicaciones generales sobre la fauna acompañante.

De acuerdo con lo anterior, se presenta el siguiente trabajo bajo los objetivos que a continuación se enlistan:

OBJETIVOS

Describir las características de las unidades líticas de los depósitos que afloran en el área del Jobo, situándolos en un contexto regional.

Realizar el estudio sistemático de los macroforaminíferos bentónicos presentes en la localidad.

Con base en lo anterior se busca determinar la edad de los sedimentos y, hasta donde sea posible, establecer la distribución estratigráfica de la fauna.

Analizar los conjuntos de macroforaminíferos bentónicos para establecer el posible ambiente de depósito.

LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El estado de Chiapas está situado en el suroeste de México, colinda hacia el oeste con Oaxaca y Veracruz, al norte con Tabasco, al oriente y sureste con Guatemala; está limitado al suroeste por el Océano Pacífico. Se encuentra entre los $14^{\circ}31'$ y los $18^{\circ}05'$ de latitud norte y entre los 5° y los $8^{\circ}35'$ de longitud este de los meridianos de México ($90^{\circ}23'$ y $94^{\circ}8'$ al O. de Greenwich).

La superficie del estado de Chiapas es de 70,254 km², con una altura sobre el nivel del mar de más de 4000m, como consecuencia se deja reconocer determinada distribución de llanuras, sierras y altiplanicies.

De acuerdo con Mullerried (1957), Fig.1, el área de trabajo pertenece fisiográficamente a la Depresión Central de Chiapas.

El área de estudio se localiza en las cercanías de la capital del estado de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez, en la colonia conocida como el Jobo, entre los $16^{\circ}40'$ y $16^{\circ}45'$ latitud N. y $90^{\circ}15'$ y $93^{\circ}10'$ longitud W de los meridianos de Greenwich, (fig. 2). Para llegar al sitio se toma la carretera que va de Tuxtla Gutiérrez a Villa Flores; 5 km adelante de Tuxtla encontramos la colonia el Jobo, dentro de cuyo perímetro se encuentran los afloramientos estudiados.

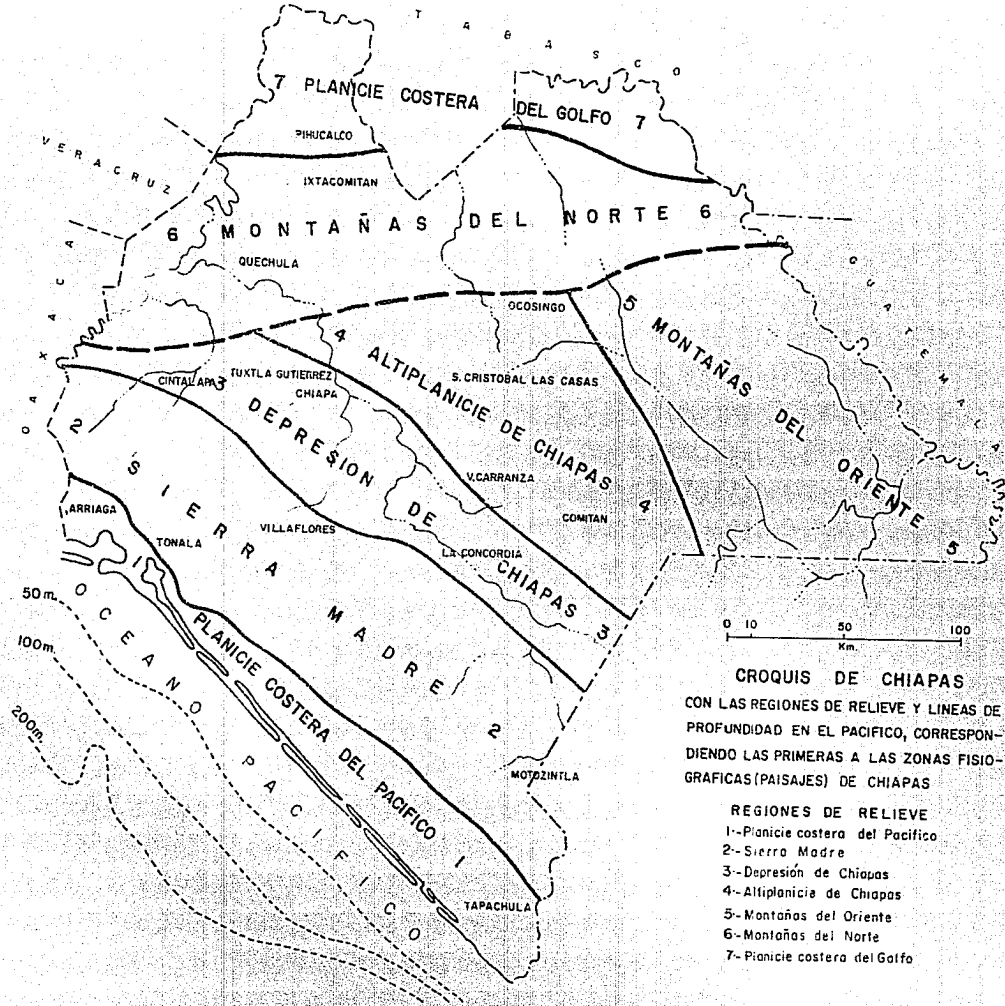


Fig.1 Zonas Fisiograficas de Chiapas Tomadas de Mullerried 1957

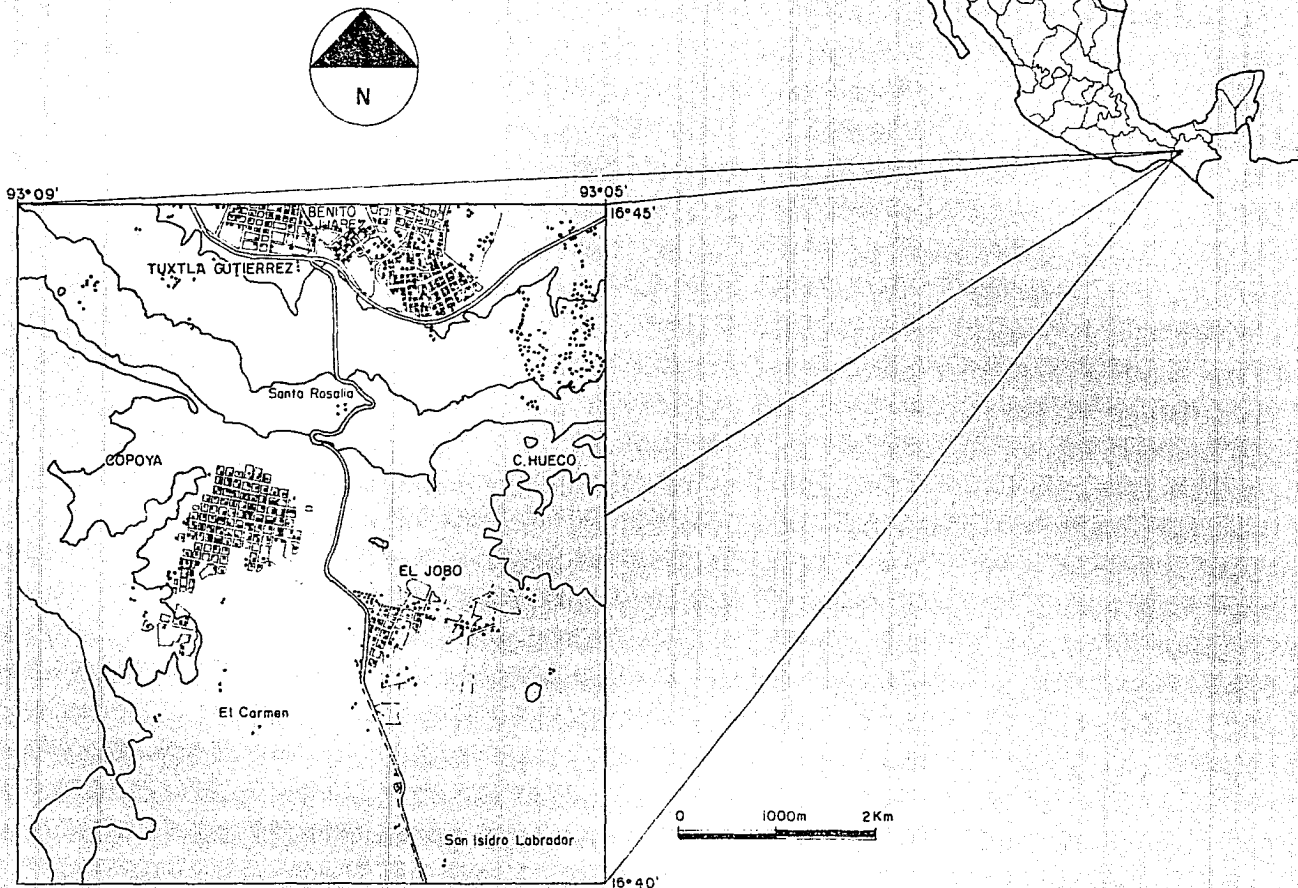


Fig. 2 EL JOBO TUXTLA GUTIERREZ CHIAPAS

METODOLOGIA

Para la elaboración del presente estudio, se trabajó tanto en el campo como en el laboratorio, por lo que, para mayor facilidad, se divide la metodología en dos partes; por un lado la que corresponde al trabajo de campo y, por el otro, la que corresponde al trabajo de laboratorio.

A) Metodología de Campo.

El trabajo de campo está fundamentado en la necesidad de conocer las características generales y particulares del área de estudio así como la obtención de material de primera mano.

En primer lugar, se ubicó el área de estudio en la carta topográfica E 15C67, escala 1:50 000 de Tuxtla Gutiérrez, perteneciente a la Secretaría de Programación y Presupuesto. Asimismo, nos apoyamos en una línea de 3 fotografías aéreas (31A-R560 19-23, 20-23 y 21-23.) con una escala aproximada de 1:50 000, correspondientes al lugar de trabajo. Posteriormente se realizaron tres salidas de campo.

En la primera salida (Diciembre de 1989) se realizó un caminamiento de la localidad, para reconocer los accesos a esta y conocer la extensión de los depósitos.

En la segunda salida (Febrero de 1990) se procedió a tomar medidas correspondientes a los espesores de los afloramientos.

Posteriormente se llevó a cabo la localización de las capas fosilíferas. También se colectó el material, haciendo la descripción de las características de los afloramientos.

La tercera salida tuvo como objetivo recolectar la mayor cantidad de material posible y tomar las placas fotográficas que ilustran los afloramiento del área de estudio.

En la recolección de material se trató de obtener muestras con abundancia de organismos y, a la vez, que contuvieran la mayor cantidad de fauna representativa del lugar, o al menos de la que se podía observar. Se fotografiaron diferentes aspectos de los organismos fósiles, como su arreglo, orientación, abundancia y su relación con la roca en donde estaban contenidos.

Otros aspectos que se documentaron tanto en la fotografía como en anotaciones fueron la posición estratigráfica de las diferentes capas, características como coloración, grosor y tipo de roca; con ello lo que se busca es dar a conocer las características del lugar y la localidad en donde se realizaron los muestreos. En total se obtuvieron 23 muestras, las cuales fueron tratadas por diferentes métodos de laboratorio que a continuación se explican.

El material colectado e ilustrado en este trabajo está depositado en el Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias de la UNAM, con las siglas FCMP I y un subíndice que indica la localidad, seguido del número progresivo de cada lámina.

B) Metodología de Laboratorio

De las 23 muestras, 6 de ellas (M-4 a la M-9) se trataron por el método de lavado. las restantes (M-1 a la M-4 y de M-10 a la M-23) fueron procesadas por el método de lámina delgada. A algunas muestras de la parte superior de la columna se les aplicó la metodología de superficie pulida e impresión en acetato.

La preparación del material en el laboratorio tiene como objetivo obtener la presentación y una mayor claridad de los detalles morfológicos y estructurales de los fósiles observados.

Para la identificación detallada de los macroforaminíferos bentónicos tenemos que ayudarnos de los microscopios compuesto y estereoscópico, así como de claves de identificación, de ahí la necesidad de realizar técnicas que nos permiten una mejor observación e identificación de los ejemplares. A continuación se explican las principales metodologías que se utilizaron para la obtención de los microfósiles estudiados.

1. Método de Láminas Delgadas.

Esta técnica se utiliza cuando se tienen rocas duras, nos permite ver al microscopio detalles del corte del fósil, esto es, podemos obtener una porción del área de interés de la misma roca, pudiendo a la vez conseguir también cortes de diferentes secciones y ángulos de los organismos, siendo su identificación, aparentemente, mucho más fácil y completa. La mayoría de las

muestras se trabajó por medio de este procedimiento (fig. 3).

1.- Se seleccionó la roca, colocándose en una cortadora con sierra de diamante.

2.- Se cortó un número suficiente de placas pequeñas de la roca, lo más delgado posible para poder trabajar después los cortes a través de abrasivos.

3.- Tomamos la cara de una de las láminas cortadas y se desgasta progresivamente con una serie de abrasivos (óxido de silicio) del número 120, 224, 400 y 800. Cuando se pule la lámina, esto se realiza sobre una superficie de vidrio y el último abrasivo que se utiliza es el más fino.

4.- Al terminar de pulir se obtiene una superficie homogénea, la cual se pega a un portaobjetos con bálsamo de Canadá o termoplástico previamente cocido.

5.- Ya que tenemos nuestra placa pegada, se pule con abrasivo la otra cara de la preparación, con el mismo procedimiento anterior, hasta que obtenemos una lámina translúcida, cuidando de no dañar los fósiles.

6.- Cuando tenemos nuestra lámina pulida por los dos lados, se protege con un cubre objetos, se fija con bálsamo de Canadá cocido. El exceso de bálsamo se elimina con xilol o alcohol.

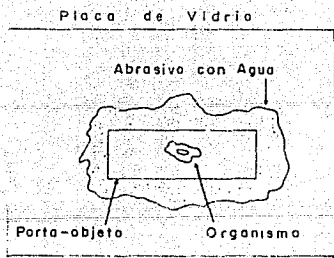
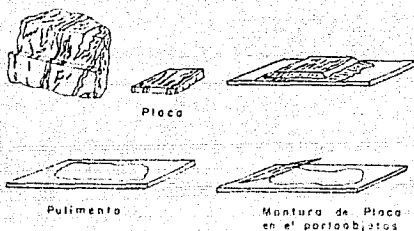


Fig. — 3 METODOLOGIA DE LAMINA DELGADA

2. Método de Superficie Pulida.

Este método se utiliza para tratar rocas duras, permitiéndonos tener una visión general del arreglo, orientación y abundancia de los fósiles en la roca, así como de los constituyentes litológicos de la misma, esto facilita hacer las observaciones al microscopio estereoscópico y nos brinda a la vez la posibilidad de complementar la información que obtenemos de la lámina delgada (fig. 4a).

1.- Se toma una roca: se corta con la sierra de diamante sobre el área de interés.

2.- Cuando se tiene el corte, la superficie obtenida se pule con los mismos abrasivos que se utilizan para las láminas delgadas. De esta forma obtenemos una superficie pulida. Algunas de las muestras fueron tratadas con este procedimiento con el fin de poder utilizar otra técnica que se describe a continuación.

3. Impresión en Acetato.

Con el acetato se obtiene una copia exacta de los componentes de la roca, en especial de la superficie pulida (fig. 4b), con la ventaja de que el acetato lo podemos observar en un microscopio de luz transmitida, obteniendo una imagen más clara y amplificada de nuestro objeto; incluso de estas impresiones se pueden tomar fotografías al microscopio.

1.- Se necesita primero una superficie pulida, la cual se pone en contacto con HCl al 10% o 5% durante 2 a 10 segundos, dependiendo del contenido de CaCO_3 que posea la roca.

2.- Posteriormente se enjuaga la muestra con agua destilada y se deja secar la superficie.

3.- A continuación se sumerge la superficie pulida en acetona. La acetona tiene que cubrirla totalmente.

4.- Inmediatamente antes de que se evapore la acetona, se cubre la superficie con una lámina de acetato (0.01mm de espesor), tratando de que no se formen burbujas de aire entre este y la roca.

5.- Se deja secar la lámina, sin quitarla de la roca, durante

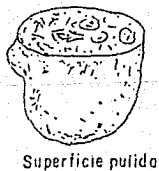
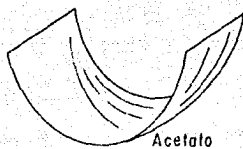
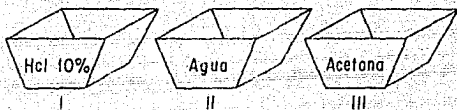
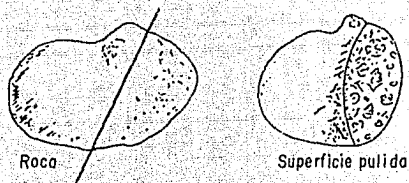


Fig. - 4A METODO DE SUPERFICIE PULIDA
4B IMPRESION EN ACETATO

15 minutos o hasta un día completo, para lograr una mejor impresión.

6.- Cuando se haya secado la lámina, se desprende el papel acetato de la superficie, y se obtiene así una copia fiel de la misma.

4. Metodo de Lavado.

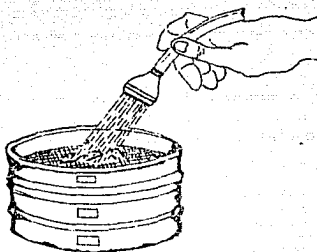
Por lo general este método se utiliza en rocas que son deleznales o semideleznales, permitiéndonos una recuperación de la mayor parte de la microfauna fósil de la muestra, cuyos ejemplares obtenemos en su mayoría completos en su estructura, lo cual facilita mejores observaciones (fig. 5).

1.- Primero se pone la muestra a remojar con agua en una charola de latón, se deja ahí durante 10 minutos e incluso un día completo, dependiendo de la dureza de la muestra.

2.- A continuación se tira casi toda el agua de la charola.

3.- Después se presiona la roca con el dedo pulgar para fragmentarla, la presión es leve y continua hasta macerar completamente la roca, en el transcurso de esta operación se le agrega agua para lavar la roca.

4.- Se le vuelve a tirar el agua para continuar machacando la muestra, ésto se repite hasta que el agua salga limpia o clara.



No. de tamiz	Abertura aproximada de la malla en milímetros
20	0.84
40	0.42
60	0.25
80	0.177
100	0.149
200	0.074
Base	Material que pasa la malla 0.074

Fig. 5 METODO DE LAVADO

5-. La charola con el material acumulado se pone sobre una estufa a baja temperatura con el fin de secar el residuo de lavado. Se deberá tener cuidado de que la temperatura no supere los 70°C.

6-. Ya seco el residuo de lavado se cuela en tamices del No. 40, 60, 80 y 100. El acumulado de cada tamiz se vierte en una charola micropaleontológica.

7-. Por último se observa el contenido al microscopio, seleccionando la fauna que sea de mayor importancia para nuestro interés.

Esta última técnica se utilizó en muy pocas muestras, principalmente las que correspondían a las intercalaciones de lutitas, donde teníamos el material más deleznable.

DESCRIPCION GENERAL DEL ORDEN FORAMINIFERIDA

A) Estructura Esqueletica.

La testa de estos organismos está dividida en dos grandes grupos de acuerdo a su origen. La testa puede ser aglutinada o arenosa, y tener como cementante pequeños granos de minerales o varias partículas exteriores, la forma de estos en su mayoría es globular, tubular o tubular ramificado. Casi una quinta parte de todos los foraminíferos son arenosos. La otra forma que agrupa a un número mayor de foraminíferos es de testa calcárea, la cual es secretada por los organismos.

Se encuentran reconocidos diferentes subtipos de testa calcárea, de los cuales las más comunes son las testas hialinas o perforadas, así nombrados por que su testa tiene aspecto vidrioso y porque tiene pequeñas perforaciones. El otro tipo de testa, que comprende a la mayoría, son los porcelanáceos o imperforados, este tipo tiene aspecto de porcelana y comúnmente carece de perforaciones.

Existen otras categorías para la clasificación, que se dan en los fusulinidos (complejos) o entre grupos pequeños de foraminíferos (quitinoso, fibroso, silicón, granular). En estos es probable que la testa calcárea sea secretada sobre un esqueleto quitinoso.

B) Forma.

Las formas simples pueden ser globulares o lenguadas. En la primera la testa resulta esférica; en las formas globulares pueden existir modificaciones simples que pueden convertirse en formas lagenoides, donde el organismo adquiere un alargamiento parecido a un cuello de botella. En el segundo caso, la forma extendida puede ser convertida en una testa tubular, la cual puede modificarse hacia una forma ramificada (arborecente) o en forma estrellada.

Por modificación de la forma más simple, lagenoide, una sucesión uniserial de testas esféricas puede ser adherida en la cámara inicial para componer una forma nodosaria, parecida a cuentas o cuerda con nudos. En éstas y todas las subsecuentes formas modificadas, la cámara inicial representa un foraminífero lagenoide el cual es llamado prolóculo. Otra forma elongada es la biserial en forma de V conocida como forma de Textularia y la triserial Tritaxiana.

En los foraminíferos de enrollamiento planispiral, la testa puede consistir de unas pocas cámaras simples (Rotaloides) o de cámaras complejas, miriadas, en un agregado lenticular (Orbitoides). En la testa de forma de eje o mazorca el enrollamiento planispiral es fusiforme. Cuando las formas de enrollamiento trocospiral comienzan a crecer a lo largo de un eje helicoidal son trocoides y, cuando son distintivamente espirales, se conocen como formas espirales.

Sin embargo las modificaciones más complejas están en los foraminíferos miliólidos, en los cuales se adhieren cámaras

espiralmente en dirección estreptospiral, de modo que la posición de las cámaras coincide con una raya imaginaria rayando desde el prolóculo, de tal manera que, si las cámaras son añadidas primero sobre un lado y luego en el lado contrario formando un ángulo de 180 grados la forma es bilocular; si forma tres ejes de 120 grados la forma es conocida como trilocular y si existen cinco ejes que se envuelven se le conoce como quinquelocular.

Finalmente, en algunos foraminíferos una o más cámaras primarias son ocultadas debajo de las últimas cámaras y la testa tiene un aspecto deforme, aunque estas son formas externamente parecidas a nodosarias o textularias.

Entre los paleontólogos es una cuestión común, al hablar de foraminíferos, referirse a formas pequeñas y grandes. Los foraminíferos pequeños consisten básicamente de relativamente pocas cámaras las cuales tienen un arreglo en secuencia simple. Así, las cámaras de los foraminíferos pequeños están arregladas linealmente o en enrollamiento planispiral o en una vuelta o en un patrón de alternancias del género Textularina; muchos foraminíferos forman parte de este grupo.

Relativamente los foraminíferos grandes están compuestos de numerosas cámaras, las cuales son producidas simultáneamente en diversas hileras o capas, resultando formas que son discoidales, globulares, cónicas y fusiformes. Este grupo de foraminíferos exceden los 2 mm de diámetro.

Además, por su forma de vida los foraminíferos son clasificados en bentónicos y planctónicos. Las formas conocidas como foraminíferos grandes pertenecen a las formas bentónicas y las formas pequeñas pueden pertenecer tanto a los bentónicos como planctónicos.

PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

La identificación de las especies estuvo basada principalmente en las descripciones de Butterlin (1981) y Loeblich y Tappan 1988, de estos mismos autores se realizó la sistemática de las especies.

Es importante mencionar que los fósiles identificados fueron los mejor conservados en las muestras colectadas; aunque no se elaboró un estudio cuantitativo, se pudo observar que *Pseudophragmina* (*Proporocyclina*) *teres* es la especie más abundante en todas las muestras, sobre todo en la parte superior de la columna.

PHYLUM SARCODINA

CLASE RHIZOPODEA

SUBCLASE GRANORETUCULOSA

ORDEN FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

FAMILIA Amphisteginidae Cushman, 1927

GENERO *Amphistegina* d'Orbigny, 1826

Amphistegina parvula (Cushman, 1919)

Lám. 1, Figs. 1-4

Diagnósis. Lámina espiral gruesa, pilares centrales fuertes y gruesos. testa trocoide, asimétrica y lenticular. no se observa sistema de canales. Sin un surco marginal en corte axial.

Observaciones: Cole (1958) considera a *Nummulites parvula*

Cushman (1919) y a *Amphistegina lopeztrigoi* Palmer (1934) en sinonimia con *A. parvula*, de hecho esta última es muy similar a la descrita por Cole (1958). El mismo autor menciona que *N. parvula* es claramente una *Amphistegina*, refiriéndose a que los especímenes de la colección de St. Bartholomew, de donde Cushman hace la descripción, y los que el mismo recolectó, son idénticos.

Cole (1971) Considera a *Amphistegina cubensis* Palmer (1934) como una especie diferente a *A. parvula*. Butterlin (1981) considera que *A. cubensis* es muy similar a *A. parvula*. Los ejemplares que se identificaron en el presente trabajo son similares a la descripción que hace este último autor por la que aceptamos la denominación de *A. parvula*.

Leoblich y Tappan (1988) consideran que *A. lopeztrigoi* y *Nummulites parvula* son sinónimos de *Euconuloides wellsi* Cole y Bermúdez 1944. Pero en la sección axial que presentan los autores el contorno de la testa se observa muy triangular y la lámina espiral delgada.

Amphistegina parvula (Cushman) 1919 está reportada en el Eoceno medio-superior. Cole (1958) reportó que en la colección Senn de St. Bartholomew de las antiguas Indias Francesas hay abundantes representantes de esta especie y los reporta sólo en el Eoceno medio de esa región.

FAMILIA Asterocyclinidae Brönniamann, 1951
GENERO Pseudophragmina Donville, 1923
Pseudophragmina (Proporocyclina) teres Cole y
Gravell, 1952

Lám. 2, Figs. 1-3; Lám. 3, Figs. 1-3

Diagnosis. En corte ecuatorial los tabiques radiales son rectos, están completos y alineados de un anillo al siguiente. En corte axial las cámaras laterales presentan paredes rectas dispuestas irregularmente. Estructura fina. Observaciones: es reportada en San Bartolomé (Antillas), en lo que antiguamente se denominaba Indias Francesas, en la localidad 13 y 14, reportadas por Cole 1958, junto con *Amphistegina parvula*.

El autor sugiere que los especímenes mexicanos son normalmente pequeños y sus testas delicadas y frágiles, los grandes y de testas robustas ocurren en medios ambientes favorables, por ejemplo en la localidad mencionada anteriormente en la Antillas.

Pseudophragmina (Proporocyclina) teres. Cole y Gravell (1952) la reportan como especie exclusiva del Eoceno medio, de la misma manera Butterlain (1981) le da la edad antes mencionada. Es importante mencionar que existe una gran abundancia de ejemplares de esta especie, siendo incluso la única especie que se observa en ciertos estratos de roca.

FAMILIA Nummulitidae Blainville, 1827

GENERO Nummulites Lamarck, 1801

Nummulites floridensis Helprin, 1885

Lám. 4, Figs. 1-3; Lám. 5, Figs. 1 y 2

Diagnosis. En corte axial la lámina espiral no presenta aspecto pectinado. Cámaras sencillas, concha involuta con cordón marginal no prominente, canales regulares y nucleoconcha no muy grande. La cámara de la última vuelta es más alta y estrecha que las anteriores, formando un reborde aplanado.

Observaciones. Se diferencia de *Nummulites cojimarensis* Palmer 1934 por que el reborde de la última cámara no está muy alto con referencia al tamaño de la concha y la parte central se observa un poco inflada (gruesa) a diferencia de *N. floridensis* donde el reborde es un poco más alto que la concha y no se ve inflado en la parte central.

Cole (1958 a) pone en sinonimia a *N. floridensis* con *Operculinoides ocalanus* (Cushman 1921), pero esta última se observa más chica e incluso Quadri (1974) no acepta esta sinonimia. Cole (1958 b), pone a *N. floridensis* en sinonimia con *Operculinoides floridensis*.

Nummulites floridensis Helprin 1885, está reportado para el Eoceno medio parte superior-Eoceno superior, Cole en 1958 la reportó para el Eoceno medio y Eoceno superior.

Nummulites striatoreticulatus Rutten, 1928

Lám. 6, Figs. 1 y 2

Diagnosis. En el corte ecuatorial, los tabiques de las cámaras no presentan un ángulo brusco hacia atrás, en su parte distal, o por lo menos esto sucede en la mayoría de ellos. Concha mediana a grande, la última vuelta no más alta que las anteriores.

Observaciones. *N. striatoreticulatus* es muy semejante a *N. willcoxi* (Heilprin 1883) y en ocasiones es difícil distinguir uno de otro, la última vuelta de *N. willcoxi* no siempre es más alta que las vueltas anteriores y *N. striatoreticulatus* tiene generalmente más vueltas sin variar su tamaño, ya que éstas son menos altas, teniendo un contorno más redondeado que *N. willcoxi*.

La especie descrita está como sinonimia, por Cole (1958 b), con *Camerina striatoreticulata*. Los ejemplares descritos por Cole tienen, en corte axial, los extremos de la última cámara aplanados, lo que nuestro ejemplar no tiene, tiene características más afines con los ejemplares descritos por Butterlain 1981.

Nummulites striatoreticulatus Butterlin (1981) le asigna un alcance estratigráfico de Eoceno medio parte superior-Eoceno superior. Cole (1958 B) reporta la especie para el Mioceno superior, así Barker (1939) hace referencia de la misma en la Formación Guayabal del Eoceno medio-superior en México.

FAMILIA *Lepidocyclinidae* Schaffner, 1932

SUBFAMILIA *Helicolepidininae*

GENERO *Helicostegina* Barker y Grimsdale, 1936

Helicostegina dimorpha Barker y Grimsdale, 1936

Lam. 7, Figs. 1-4

Diagnosis. Testa lenticular, cámaras inferiores envueltas en un enrollamiento trocospiral, algunas superiores están subdivididas en forma de pequeñas camaritas. En corte axial no se observa capa ecuatorial. En corte ecuatorial las cámaras periembrionarias que le continúan a las embrionarias son grandes.

Observaciones. El género *Helicostegina* es clasificado por algunos autores dentro de la familia *Amphisteginidae* en lugar de la familia *Helicolepidinidae* que Leoblich y Tappan (1988) colocan dentro de la subfamilia *Helicolepidininae*. Butterlin (1981) considera que existen mucho más afinidades entre los géneros *Helicostegina* y *Helicolepidina* que se encuentran incluidos dentro de la subfamilia *Helicolepidininae*. Esto por el número elevado de cámaras divididas en camaritas.

Helicostegina polygyralis (Barker 1932) se diferencia de *H. dimorpha* porque en la primera, la capa ecuatorial en corte axial está bien diferenciada principalmente en la región externa, esta capa en *H. dimorpha* no se observa.

Con respecto a *Helicostegina dimorpha* Butterlin (1981) la reporta con un alcance cronológico del Eoceno inferior-Eoceno medio, aunque esta la pone con interrogante. por otro lado Leoblich y Tappan (1988) le dan un alcance estratigráfico de Eoceno medio-superior, tanto en Trinidad como en México.

FAMILIA Cymbaloporidae Cushman, 1927
SUBFAMILIA Fabianinae Deloffre y Hanaoui, 1927
GENERO Eofabiana Silvestri, 1924
Eofabiana cushmani Cole y Bermúdez, 1947

Lám. B, Figs. 1-4

Diagnosis. Concha cónica. juvenarium trocoide, cámaras adultas dispuestas en series anulares superpuestas, cámaras no divididas en camaritas con dos cámaras embrionarias, la concha con un diámetro inferior a 1.2 mm menos alta que ancha, altura generalmente inferior a 0.66 mm, cámaras rectangulares en corte trasversal.

Observaciones. Deloffre y Hanaoui (1973) consideran al género Eofabiana (Küpper 1955) como sinonimia de Fabiana. Butterlin diferencia Fabiana de Eofabiana porque ésta última no tiene las cámaras divididas en camaritas y solo tiene 2 embrionarias mientras que Fabiana tiene 3 cámaras embrionarias y las cámaras periembrionarias en 2 series. Cole (1964) reporta a Fabiana cassis para Cuba, St. Bartholome y Jamaica. Hanzawa (1959) considera que el género Eofabiana es sinonimo del género Fabiana, correspondiendo a las formas jóvenes de este último género. Caudri (1974) considera el género Eofabiana como enigmático y admite que posiblemente las formas del eoceno medio pertenezcan al género Fabiana, pero no las del eoceno inferior.

Eofabiana cushmani Butterlin (op. cit.) le reporta una edad de Eoceno medio. El mismo autor cita a Bronnimann y Rigassi (1963) donde estos últimos hacen referencia que esta especie también se encuentra en el Eoceno inferior en Cuba. Cole y Bermúdez (1947) reportan que la especie tiene una edad de Eoceno medio temprano

	CRETACICO			PALEOCENO			EOCENO			OLIGOCENO			MIOCENO			
	I	M	S	I	M	S	I	M	S	I	M	S	I	M	S	
FORAMINIFEROS																
<i>Helicostegina dimorpha</i>									-----							
<i>Amphisfegina parvula</i>									-----							
<i>Pseudophragmina (Proporocyclina) teres</i>									-----							
<i>Eofabiania cushmani</i>									-----							
<i>Nummulites floridensis</i>									-----							
<i>Nummulites striatoreticulatus</i>									-----							
<i>Quinqueloculina</i> sp.									-----							

I=INFERIOR M=MEDIO S= SUPERIOR

TABLA 1. ALCANCE ESTRATIGRAFICO DE LOS FORAMINIFEROS IDENTIFICADOS.
REGION DEL "JOBO" TUXTLA GUTIERREZ, CHIAPAS.

en Cuba. Daloffre y Hamaoui (1973) reportan al género exclusivo del Eoceno; mientras que Loeblich y Tappan (op. cit.) reportan a la especie del Paleoceno superior al Eoceno superior, desde Francia, Italia, España, Turquía, India, Japón, Cuba, República Dominicana y Haití. Para el presente trabajo se toma la edad determinada por Butterlin, pues aquella está basada en especies de México y el Caribe.

FAMILIA Miliolidae Ehrenberg 1834

GENERO *Quinqueloculina* sp. d'Orbigny 1826

Lám. 9, Figs. 1 y 2

Diagnosis. Testa ovada en el contorno, cámaras primarias en la generación microsérica y megalosérica de forma quinquelocular, o puede ser cryptoquinquelocular dependiendo del grado de sobrelapamiento de las cámaras sucesivas.

Los alcances de la fauna estuvieron basados principalmente en (Butterlin 1981) y (Loeblich y Tappan 1986), lo que nos permitió establecer la edad de la localidad (tab. 1).

DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL AREA DE ESTUDIO

En la presente sección se hace la descripción de las capas sedimentarias del área de estudio y en el apartado posterior se realizara un desglosamiento de lo que otros autores establecen litológicamente en sitios cercanos al área de estudio.

Existen características que nos permiten, en gran medida, seguir una continuidad de los estratos. esto es, en la región no observamos deformaciones estructurales secundarias como fallas o plegamientos. Los estratos de rocas sedimentarias se encuentran horizontales, en una sucesión de capas que yacen una sobre otra y una alternancia por rocas diferentes, con una discordancia al principio de la columna estratigráfica (fig. 6).

Los estratos de nuestra secuencia descansan discordantemente sobre una caliza fracturada la cual no presenta estratificación, es de color blanco-cremoso, microcristalina, formada por grandes bloques. Contiene fósiles como corales coloniales, bivalvos, gasterópodos, así como algas calcáreas y equinodermos exocíclicos pequeños. Por otro lado algunas identificaciones realizadas, por la Biol. María Ornelas del Instituto Mexicano del Petróleo (comunicación personal) en muestras de las calizas anteriores, sugieren que existen algas del Cretácico superior descritas por Poignant y Michaud (1985). El contacto de éstas con la secuencia de la columna del Jobo se observa como un cambio brusco de litología.

Así, suprayaciendo discordantemente a la anterior se tiene una secuencia de arenisca deleznable con intercalaciones de lutitas con estratos horizontales, color café-amarillento, de estratificación delgada; las capas tienen de 5 cm a 10 cm de

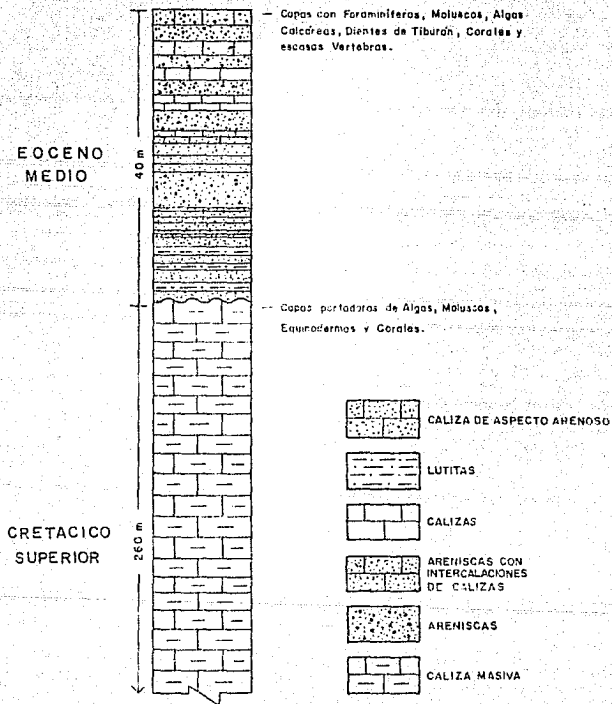


Fig 6 Columna estratigráfica compuesta obtenida durante el trabajo de campo de 1989 - 1991. Los símbolos indican las capas fosilíferas de la sección. (Aguilar y García).

espesor y toda la secuencia comprende aproximadamente 13 m de grosor. En estas capas no se encontraron fósiles.

Sobre estas últimas se encuentra una secuencia de estratos de arenisca compactada de grano medio, de capas horizontales, de color café claro con manchones blancos; cada estrato tiene un espesor aproximadamente de 60 cm a 80 cm, con un espesor total de la secuencia de 2 m. Se encontraron organismos fósiles muy escasos, principalmente grandes foraminíferos bentónicos.

Le suprayacen estratos de areniscas de grano fino, consolidadas con delgadas intercalaciones de caliza; y con un espesor de las capas de aproximadamente 12 cm; de coloración café oscuro; con gran cantidad de foraminíferos grandes, que se observan a simple vista, gasterópodos, bivalvos, corales y dientes de peces cartilaginosos. Esta secuencia tiene un espesor de 10 m aproximadamente.

En la parte más alta de la secuencia estratigráfica se encuentra una caliza-arenosa bien consolidada, de color entre gris y café, consta de 2 o 3 capas, con un espesor de aproximadamente 8 a 12 cm, de estas capas se encuentra mucho material suelto. Hay gran cantidad de fósiles muy similares a la de los estratos anteriores.

La secuencia se puede observar principalmente en dos puntos del área de estudio. Uno es en los flancos de la parte N. de la colonia el Jobo y la otra es en monte Jonapa ubicado dentro del Rancho Piedra Santa, aproximadamente a 500 m al Sur del centro de la colonia el Jobo.

La base de la columna se observa a 5 Km de la carretera Tuxtla Gutiérrez-Villa Flores, sobre el acotamiento derecho de la carretera, en el flanco N. del primer punto. Esta parte de la

sección no se encontró en el monte Jonopa. La arenisca deleznable se puede encontrar en los dos puntos y también se encuentra al Sur de la colonia Jobo, en el camino que se dirige hacia el rancho Santa Martha a 55° SE con respecto al rancho el Carrizal, lugar que se puede utilizar como referencia, por estar situado cerca de la parte más alta de la región. La misma secuencia se encuentra aflorando en el camino a Cerro Hueco, a 55° NE con respecto al rancho mencionado anteriormente. En este afloramiento se encontró mucho material suelto, esta misma secuencia de areniscas se presenta en el monte Jonopa, pero con un grado de erosión alto.

Las areniscas compactadas las encontramos del lado N del primer punto. Por lo que respecta al monte Jonopa, se observa la secuencia, pero con un espesor menor. Así, la arenisca consolidada y la caliza se encuentran en las dos localidades en la parte más alta de cada una de estas.

En la región de Copoya, camino a la Cruz, se encuentra una secuencia similar a la anterior, pero en facies distintas, con más aporte continental.

ANTECEDENTES ESTRATIGRAFICOS

Cenozoico Terciario (Eoceno Medio)

El Eoceno, según Böse (1905) lo describe en Chiapas, consta de pizarra arenosa, arenisca, pizarra arcillosa, pizarra calcárea y caliza con colores predominantemente amarillo y rojo. En ocasiones se encuentra arenisca y pizarra de color gris amarillento, gris azul y gris oscuro. El autor refiere que entre Solosuchiapa e Ixtacomitan encontró muy pocos lugares con fosiles Nummulites, señalando que la fauna del Eoceno es bastante monótona, consistiendo en lo general sólo de foraminíferos; Nummulites del genero Orbitoides, encontrando ejemplares en Santa Cruz (Chilón), Porvenir (Chilón), Tumbalá (Palenque), Triunfo-Porvenir Primavera (Palenque), Joinocpá (Palenque), Tila-Mumunil Sabanilla (Simojovel), entre Ixtacomitán y Solosuchiapa (Pichucalco), Soteapa, Tuxtla, Copainalá, Tecpatán Mescalapa). En el camino de Primavera e Hidalgo se encontró Orbitoides (Orthophragmina). En Soteapa y Copainalá, en las margas de la cuenca de San José, también fueron encontrados por Sapper (1894) foraminíferos Eocénicos.

Los afloramientos que distingue Böse (1905) se limitan en su mayoría al norte del estado de Chiapas.

Gonzalo Vivar (1924) hace referencia que el Terciario está representado por margas arcillosa y arenosa, arenisca arcillosa, arenisca micácea, caliza arenosa y conglomerado fino y grueso. Menciona que el Eoceno descansa inmediatamente sobre el Cretácico en el arroyo de las cascadas en terrenos de Acultzingo a 25 km aproximadamente al W de Teapa y en los terrenos situados entre

Ixtacomitán y Nicapa encontrándose en este último Nummulites. En la zona de Pichucalco no se puede observar la formación que soporta el Eoceno; Vivar explica que posiblemente es el Cretácico que debe estar muy profundo, a unos 800m de profundidad.

Shuchert (1934) menciona que en Chiapas y Tabasco se encuentra margas, arenisca y piedra caliza, la cual yace concordantemente sobre el Cretácico superior, siendo éstas ricas en fósiles. Tales estratos son comparados con otros muy similares que contienen Nummulites en Sepu y San Antonio Viejo en Honduras, que son identificados como de edad Eocénica.

Cerca de Tumbalá, Chiapas, aparecen margas con lignita y caliza, de las cuales se obtuvieron foraminíferos. En la región conocida como la Primavera las capas tienen Orbitoides (Orthophragmina), Textularia y Lithothamnium (Sapper 1899 in Schuchert 1934). Estos fósiles están posiblemente relacionados con formas de la Formación St. Bartolomé en las Antillas que corresponden a una edad de Eoceno Superior o probablemente Oligoceno inferior. Vaughen (1919).

En 1934 Gardner y Bowles descubren en el estado cuatro gasterópodos de corto alcance estratigráfico que están estrechamente relacionados con el Eoceno Medio. En el Valle Semi, hacia el noroeste de Los Angeles, California, se habían descubierto con anterioridad estos gasterópodos, Schuchert (1934).

Mullerried (1944) afirma que para América Central el Paleoceno se ha unido con el Eoceno porque el primero no está clasificado todavía de una manera segura. Aunque no se descarta que aflore.

Maldonado K. (1980) reporta que existen varias localidades

que contienen fósiles característicos considerados como marcadores de horizontes del Paleoceno basal, exclusivos de la Formación Midway y de la región del Golfo. El autor no aclara la ubicación de las localidades.

Gutiérrez Gil (1956) considera que el Eoceno se encuentra representado en la depresión central de Chiapas, así como en casi toda la región norte del estado, observándose en muchas ocasiones descansando discordantemente sobre las lutitas y margas del Cretácico. En la depresión Central el Eoceno está representado por unos 800m de espesor de lutita de color gris, pobremente estratificadas, siendo en algunos lugares masivas, aunque en otros muy bien estratificadas en capas delgadas que alternan con lechos de caliza de 2 a 15 cm de espesor, de color gris achocolatado o café. En los acantilados que bordean el corro de Matzumatza en la parte occidental de la meseta de Copoya, descansa sobre las lutitas una zona de arenisca de grano medio a grueso en capas de uno a varios metros de espesor, que alternan con capas de conglomerado fino, formado principalmente por gravillas de pedernal blanco y negro, también por gravilla de caliza gris, con un espesor probable de unos 70 m en total.

La lutita que rodea la meseta de Copoya contiene foraminíferos. La parte superior está formada principalmente de calizas con un espesor medio de 800m de color gris oscuro, duras, estratificadas en capas gruesas, algunas veces muy fosilíferas, con ostreas, gasterópodos, pelecípodos, corales etc. En la parte noroeste del estado estas capas cubren discordantemente a las calizas Cretácicas. En la depresión central, al E y W de Tuxtla Gutiérrez se encuentran unas calizas impuras de color gris oscuro que alternan a color crema, de

textura granular, masivas o bien estratificadas en capas muy gruesas. Se les encuentra al NE de Ocozocuautila, en discordancia sobre las areniscas del Cretácico Superior y también en la parte más alta de la meseta de Copoya, descansando sobre las lutitas del Eoceno.

En 1959 Chubb menciona que en el sistema de sinclinales Ocuilapa-Copoya se puede observar el Cretácico Superior así como los estratos terciarios. Esta serie de anticlinales y sinclinales que envuelven rocas del Terciario y Cretácico constituyen el anticlinorium del Noroeste de Chiapas, y según el autor las rocas terciarias ocupan el núcleo de ambos sinclinales, reconociendo el Eoceno en la Meseta de Copoya, describiéndolo como capas de pizarra continuada por una banda masiva de estratos de caliza posiblemente del Oligoceno.

Ayala-Castañares (1965) trabajó con algas en la región central de Chiapas, reportando el Eoceno Medio cerca de Tuxtla Gutiérrez en el camino que va hacia Villa Flores. El Eoceno Medio lo determina por algunos foraminíferos encontrados y por un género de algas característico de Eoceno.

Olivares Moisés (1965) explica que el Eoceno medio se presenta en la parte superior del sinclinorio de Tuxtla Gutiérrez, principalmente en la meseta de Copoya y en el pueblo de Suchiapa, compuesto por caliza, arenisca con delgadas intercalaciones de lutita, algunos horizontes de conglomerados formados por fragmentos de cuarzo, presentándose intercalados entre la arenisca calcárea y en ocasiones cubren a la caliza de estratificación delgada. La caliza tienen foraminíferos y moluscos abundantes.

López Ramos (1979) menciona que el Eoceno aflora al sur de

Comitán en la formación el Bosque, apareciendo en varias localidades de Chiapas, presentando rocas marinas y continentales. En la porción occidental todo el Eoceno que ahí aflora está representado por facies arcillo-arenosa constituida de lutita de color gris claro a gris oscuro en capas delgadas y medianas con buena estratificación; se pueden encontrar capas intercaladas delgadas de arenisca de grano fino gris claro y escasos conglomerados.

En la parte Oriental, en la porción inferior, se observan facies arcillosas compuestas de lutita, principalmente con intercalaciones de arenisca fina, sobre estos sedimentos en la parte sur existen unas facies continentales conocidas como los sedimentos de la formación el Bosque, representada muy ampliamente en el centro y oriente de Chiapas hasta Guatemala y en ocasiones rellena los sinclinales laramídicos que forman parte de la sierra de Chiapas, consistiendo de arenisca, conglomerado y limolita de colores rojizos con pobre estratificación y fauna ausente. En la parte norte se encuentra una facie lagunar marginal conocida como las areniscas Ixtacomitán que consiste de arenisca fina y media, estratificadas en capas medianas y gruesas generalmente separadas por cuerpos medianos de capas delgadas de lutita dura de color gris oscuro, incluyendo horizontes fosilíferos.

El espesor máximo del Eoceno señalado por López Ramos, basándose en los pozos perforados, es de 2000m, considerando que al SE del estado las rocas de esta edad descansan sobre las del paleoceno y rocas del Cretácico Superior.

Pechoux (1984) Trabajó en el Sureste de México, principalmente en Chiapas, donde realizó un trabajo

bioestratigráfico en una extensión muy amplia del Estado. Abarca desde la parte central del territorio Chiapaneco hasta la frontera con Guatemala; haciendo énfasis principalmente en el Terciario de la región. Define que a unos 15 km al Noroeste de Tuxtla Gutiérrez el grupo San Fernando muestra el Eoceno Medio que está en discordancia sobre el Albiano-Cenomaniano inferior, encontrando algunos afloramientos en el sinclinal de Copoya. Cerca de Cintalapa, hasta la cima de Copoya, al Sur de Tuxtla Gutiérrez aflora una serie continua de Triásico-Jurásico Superior al Eoceno Medio, constituido por 327.6m de sedimentos calcáreos, areniscas y conglomerados en continuidad litológica relativamente homogénea.

El mismo autor menciona que hay una secuencia de 44.5m que forman la cima de pequeñas colinas cerca de Copoya, esta secuencia, según el autor, es conocida por Capas de Nummulites por los geólogos de la región.. debido a la proliferación de Nummulites striatoreticulatus.

Quezada (1987) reconoce las Formaciones Lacandón, Tenejapa, Soyoló, Lutitas Mancilla, Bosque y Lamut como representantes del Terciario. La Lacandón está descrita como una secuencia de carbonatos, expuesta en la región Lacandón al Oeste y Sur de Peten en Guatemala. En Chiapas está expuesta en el flanco NE del anticlinal Oxchuc; a esta caliza se le asigna una edad Paleocénica. La formación Tenejapa es correspondiente al Paleoceno Inferior-Medio, está definida como facies carbonatadas, cuyas secciones más completas se encuentran a 3 Km al NE de la población de Tenejapa y a 20 Km al noreste de San Cristóbal de las Casas.

La Formación Soyoló, también asignada al Paleoceno, se

carateriza por una alternancia de lutita y arenisca con un espesor aproximado de 900 m y se le puede observar en los alrededores de la población que lleva su nombre, sobre los cortas de la carretera de Escopetazo a Pichucalco.

Lutitas Manchital, esta Formación esta compuesta de lutita y algunas areniscas de color gris oscuro, expuestas en los alrededores de la población del Cerro Manchital, Ver. En el estado de Chiapas la podemos observar en el frente norte y noreste de la Sierra de Chiapas. A la formación se le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno, aunque el autor solo estudió la parte inferior de la formación, que es de edad Paleoceno.

Formación el Bosque: compuesta principalmente de limolita, arenisca y conglomerado rojizo de ambiente continental. Descrita por primera vez en la región de Simojovel, asignándole una edad de Eoceno Inferior-Medio.

Por último menciona a la formación Lamut de edad Eoceno que se encuentra expuesta en la porción central y media Norte de la Sierra de Chiapas con sedimentos de influencia marina, con litología muy heterogénea y que a continuación describiremos.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LOS DEPOSITOS DEL JOBO

La litología del Área del Jobo es en lo general muy semejante a la Formación Lomut Ham-Wong (1979) descrita originalmente por González (1963). Estas secuencias Eocénicas se caracterizan por tener influencia marina que se exponen en la porción central y media norte de la Sierra de Chiapas. Sin embargo, el problema de esta formación es que es muy heterogénea en su litología, debido a cambios de facies tanto verticales como horizontales. Quezada (1990) expone las distintas secciones en las que ha sido medida, y las diferentes formas con las que se ha descrito.

Esta formación en su localidad tipo, en las inmediaciones de la Ranchería Lomut a 85 km al NE de Ocosingo Chiapas, está caracterizada de la siguiente manera:

Aproximadamente 900m de una alternancia de limolita arenosa gris verdosa, en partes nodulares y bentónicas, dispuestas en capas de 20 a 100 cm que gradan a arenisca de grano medio a conglomerática color gris verdoso, estratificada en capas de 10 a 200 cm; además de presentarse incluidos cuerpos de 50 a 100 cm de espesor, formados por ostreas, pelecípodos, gasterópodos y otras formas. Son comunes las intercalaciones de grainstone fosilífero, dolomitizado, café crema, dispuesto en capas de 50 a 200 cm que alternan a su vez con arenisca cuarzosa, café amarillenta, además de identificarse algunas lutitas gris verdoso, micácíferas, dispuestas en capas laminares. La fauna identificada dentro de esta formación se ubica en un rango del Eoceno Medio-Superior.

González (1963) diferencia una secuencia de esta formación muy similar a la que tenemos en el área de estudio del presente trabajo, y la describe como:

Una secuencia de arenisca gris claro de grano fino a medio, cuarzosa, con interestratificación de lutita gris verdoso y gris claro, fosilífera en conjunto con estratificación delgada, seguida por una secuencia constituida por una alternancia de lutita, arenisca y gravilla, así como caliza con marcados cambios laterales de facies; las lutitas son de color gris verdoso en partes puras y en otras arenosas, con abundantes micro y macrofauna que en ocasiones llegan a constituir verdaderos conglomerados fosilíferos de hasta 2 a 3 m de espesor, la caliza biógena de color café amarillenta y café claro, con textura que varía de fina a calcarenítica y calciruditica por lo general en capas de 30 cm alternando con lutitas, culminando en la cima de esta secuencia con calizas crema con abundante fauna.

Esta es una de las secciones con mayor similitud a la secuencia que en este trabajo se estudia, ello lo podemos observar en la descripción de las partes más altas de la columna. Sin embargo no es posible ubicar los estratos, de nuestro trabajo exactamente en alguna de las secciones descritas (López-Vega 1963; Hinojosa 1964; Sánchez M. de O. 1967; Ham-Wong 1979) para esta Formación. No obstante, por las características litológicas de estas secciones, es muy posible que los afloramientos de nuestra secuencia formen parte de la Formación Lomut.

Por lo que, en mi opinión, esta Formación requiere de una

revisión que contemple la revisión de sus características litológicas, cambios de facies y límites.

Mientras tanto, de acuerdo con la discusión previa, a los depósitos del Jobo podría considerárseles dentro de la descripción general de la Formación Lamut, apegándose más a las facies descritas por Gonzalez (op. cit.).

EDAD DE LA FAUNA

La definición que establece la Guía Estratigráfica Internacional (1980) para el concepto de zona, marca que el término, se emplea comúnmente para designar un intervalo estratigráfico menor en cualquier categoría de clasificación estratigráfica. En el mismo sentido la define la Subcomisión Internacional sobre Clasificación Estratigráfica, añadiendo que. "Así, hay muchas clases de zonas, dependiendo del carácter estratigráfico bajo consideración", esto es podemos tener: litozonas, biozonas, cronozonas, zonas minerales, zonas metamórficas, zonas de polaridad magnética, etc.

Se debe utilizar mayúsculas al inicio cuando se emplea formalmente para distinguirlo de su uso informal. Schoch (1989).

Friedrich Quenstedt en Alemania estableció que solamente con un estudio muy detallado de los estratos, elaborado esencialmente centímetro a centímetro, se puede entender totalmente la sucesión del desarrollo de la fauna. Pero es Albert Opperl quien sintetiza, expande y desarrolla las ideas de Quenstedt dentro del concepto de zona. Booggs (1987).

Albert Opperl introduce el concepto de zona en 1856 y con esto altera todo el trabajo hecho tiempo atrás en la práctica de la bioestratigrafía. Esto sucedió a partir de su trabajo con fósiles de las rocas de Jurásico en varias partes de Alemania.

Así, en la actualidad en bioestratigrafía las zonas son conocidas como biozonas. La ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification) considera que el término biozona puede ser un término alternativo para la larga frase de zona

bioestratigráfica. Siendo el prefijo bio para distinguir las zonas bioestratigráficas de otros tipos de zonas.

Como anteriormente se mencionó, en otras palabras, el término biozona es el que generalmente se emplea para designar cualquier tipo de unidad bioestratigráfica, sin embargo, hay distintas clases de biozonas, cada una de ellas con su significado propio y su utilidad propia en determinadas circunstancias.

Se emplean cuatro tipos generales de biozonas, a saber:

A) Zona de conjunto.- cuerpo de estratos que se distingue por contener un conjunto natural característico de todas las formas fósiles presentes, o de cierto tipo o tipos de formas presentes.

B) Zona de extensión.- conjunto de estratos que representa la extensión estratigráfica de algún elemento seleccionado del conjunto total de formas fósiles presentes.

C).- Zona de apogeo.- conjunto de estratos basados en la abundancia o el desarrollo de ciertas formas, sea cual fuere su asociación o extensión.

D).- Zona de intervalo.- intervalo estratigráfico comprendido entre dos biohorizontes.

Las biozonas varían notablemente en cuanto a espesor y extensión geográfica; cambian de capas locales a unidades de miles de metros de espesor o de extensión mundial.

Para poder ubicar la fauna en un contexto bioestratigráfico se utilizó la zonación elaborada por Butterlain (1981) para la región del Golfo de México y el Caribe. Dicha zonación está

basada aplicando el concepto de hemerazona concurrente (llamada anteriormente zona de extinción concurrente) en donde el traslape de la repartición estratigráfica de las especies permite una determinación de los pisos y de los subpisos. Esta se realizó para el Senoniano Superior hasta el Mioceno Medio. En la tabla 2 se presenta la distribución de las especies de macroforaminíferos de acuerdo a las biozonas de dicho autor.

De acuerdo con la distribución de macroforaminíferos a través de la columna (Tab. 3) de la muestra 4 a la 10. los sedimentos, después de tratarlos con el método de lavado, no se les encontró fauna, sin embargo para análisis de nanoplancton calcáreo de acuerdo con el Ing. Elizabeth Lara C. del I.M.P (comunicación personal) las muestras presentan escaso nanoplancton perteneciente al Eoceno, por lo que sólo es posible decir que pertenecen a dicha edad, sin poder precisar más.

Hacia arriba de la secuencia anteriormente descrita, se encuentran *Amphistegina parvula*, *Eofabiania cushmani* y *Pseudophragmina (Proporocyclina) teres*, que se distribuyen homogéneamente desde la muestra M-11 hasta la M-23. Así, *Nummulites floridensis* y *Nummulites striatoreticulatus* se encuentran distribuidos de la muestra M-14 a la M-23 y prácticamente también en la mayoría de las muestras. Ahora bien, *Helicostegina dimorpha* sólo está presente en la parte baja, de la M-11 a la M-16 encontrándose formas muy semejantes en la muestra M-17 y M-18.

En base a la zonación de Butterlain (op. cit.) este conjunto

es característico de la zona C de *Discocyclus marginata* del Eoceno Medio. Sin embargo, *Helicostegina dimorpha* especie restringida a la subzona C-1 de la porción basal del Eoceno Medio, sugiere que de la muestra M-11 a la M-16 el depósito puede corresponder a la subzona de C-1 de *Helicostegina dimorpha*.

Siguiendo la descripción y dado que la secuencia es continua, muy probablemente la parte superior (M-17 a la M-23) corresponde a la subzona C-2; sin embargo, la ausencia de *Lepidocyclus* (*Neolepidina*) *antillea*, *Lepidocyclus* (*Neolepidina*) *ariana*, *Lituonella grandicamerata* y *Lituonella floridana*, fósiles índice de las subzonas superiores, restringe o limita la asignación de éstas a los depósitos estudiados.

Por lo tanto, el área de estudio queda situada en la zona de C de *Discocyclus marginata* subzona C-1 de *Helicostegina dimorpha* del Eoceno Medio basal (49 - 47.5 M. A.).

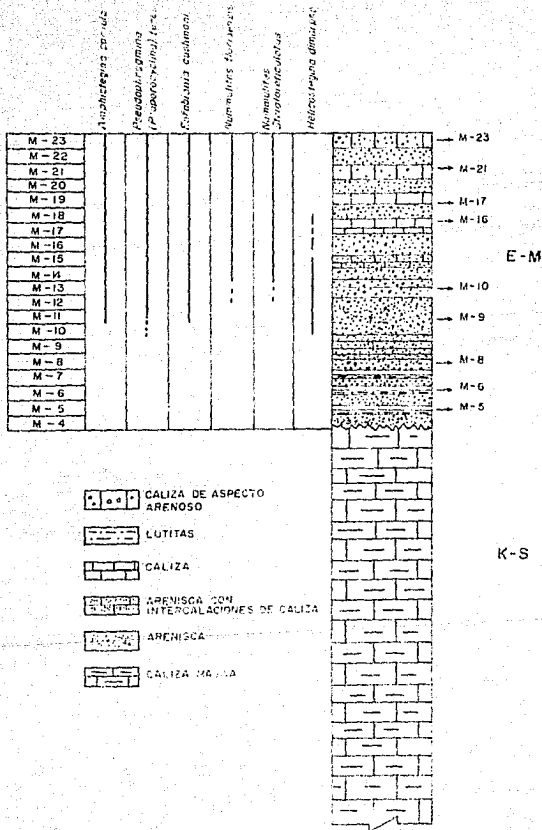


TABLA 3 MOSTRANDO LA DISTRIBUCION DE LAS ESPECIES A LO LARGO DE LA COLUMNA

PALEOAMBIENTE

Ya en 1956 Gutiérrez Gil afirmaba que el Eoceno que se encuentra en toda la parte Norte del estado correspondía a un ambiente marino de mares abiertos, en tanto que toda la depresión central y especialmente el borde de la meseta de Copoya, así como en las inmediaciones de Suchiapa parece ser de mares muy cercanos a la costa, por la presencia de material carbonoso.

Quezada (1990), en su propuesta de colocar a todos los sedimentos Eocénicos con influencia marina y continental que se encuentran en la porción central y media norte de la sierra de Chiapas, dentro de la Formación Lomut (Ham-Wong 1979), menciona que los depósitos de esta formación son producto de facies que varían de lagunares a litorales y de plataforma somera, en ocasiones alternante, relacionadas con etapas regresivas de los mares hacia el norte y occidente.

Así, en el área de estudio se pueden reconocer fósiles como gasterópodos, bivalvos, algas calcáreas, equinodermos exocíclicos pequeños, gran abundancia de macroforaminíferos bentónicos, corales y dientes de peces cartilaginosos; en algunas facies principalmente cercanas a Copoya se pueden observar algunos fragmentos de raíces y en algunas ocasiones de ramas, escasos fragmentos de vértebras y huesos largos no identificados taxonómicamente.

Se resalta que existe una gran cantidad de macroforaminíferos bentónicos en la mayoría de los estratos. Estos tienen una orientación definida dentro de la roca, encontrándolos en alternancia, donde en un mismo estrato se observó una franja horizontal con abundancia de fósiles; le continúa por debajo de

ésta otra donde desaparecen los fósiles y a continuación se presenta otra franja con foraminíferos. Esta característica de la disposición de los fósiles nos indica la presencia de energía alternante en la zona, la cual implica un transporte de material a la zona de depósito; los dientes de peces nos pueden estar indicando el transporte; por otro lado tenemos la presencia de estructuras sedimentarias primarias sin-deposicionales (Selley, 1976), esto es, encontramos en algunos estratos marcas de estratificación cruzada, de donde se puede deducir que existían cambios en la dirección de la corriente

Por otro lado tenemos la presencia de galerías tubulares perpendiculares a la estratificación. Así, las galerías nos muestran una relación directa con la profundidad del agua (Haeckel, 1972), esto es, en aguas someras observaremos más cantidad de materia orgánica, lo que significa mayor cantidad de organismos que en agua profundas, así los organismos no necesitan desplazarse sobre el fondo para obtener alimento.

De esta manera, en condiciones someras tendremos energía considerable (mareas, oleajes, entre otros.), lo que puede significar que algunos organismos tiendan a enterrarse para protegerse del arrastre de las corrientes, dándonos como resultado galerías en zonas someras.

Por lo anterior podemos deducir que los fósiles y las estructuras sedimentarias observadas nos representan medios marinos de poca profundidad, con influencia continental, como lo demuestra también la presencia de fragmentos de raíces y ramas. El medio tenía buena iluminación y suficiente oxigenación, dada la diversidad de la fauna que se puede encontrar.

Si tomamos en cuenta que tenemos, en algunos estratos, un

aporte continental, utilizando la clasificación de medios sedimentarios de Selley (1976) estamos en un medio ambiente de plataforma interna con un subambiente de costas de carbonatos y depósitos de plataforma, a lo que Corrales et al., 1977 denominan como medios costeros.

Pero los medios sedimentarios se plantean de una forma muy amplia, esto es, como sistemas que funcionan en grandes extensiones (áreas) éstos, a la vez, están caracterizados por distintos factores que controlan la distribución de sedimentos y la de los organismos (la litología y la biocenosis) del lugar. Esto le permitió a Schäfer (1972) caracterizar a los medios por facies biológicas o biofacies determinadas.

Tendríamos que entender que los substratos de origen orgánico forman la textura y estructura de una biofacie y se derivan de más de una biocenosis única, la cual existió en el fondo marino durante el tiempo de depósito de una unidad sedimentaria. Por lo anterior se admite que una biofacie es consecuencia de las biocenosis locales y que se forma a partir de éstas. De esta manera sabremos que una biofacie no es sinónimo de una biocenosis.

Así, la textura sedimentaria que caracteriza a una biofacie es o fue producida por fuerzas físicas que están afectando el suelo marino y el cuerpo de agua que se encuentra sobre el piso marino o en la atmósfera. Debido a que las corrientes de mareas, la acción de las olas, las corrientes termales verticales y las tormentas afectan a los sedimentos directa o indirectamente, usualmente éstos no son de origen local, sino que son transportados.

Las estructuras sedimentarias son parte del biotipo marino.

por lo tanto, no son elementos efectivos de una biocenosis, ellas son elementos típicos de biofacies. De esta manera, las características sedimentarias, por ellas mismas, no pueden ser contenidas como elementos de biocenosis, aunque las fuerzas por las cuales son causadas, ciertamente son elementos importantes de una biocenosis.

De lo anterior se deduce que una biocenosis es un sistema completo en el cual cada elemento está interrelacionado con todos los otros, cuestión que en una biofacie no se da. Los elementos de esta última son meramente una colección de restos corpóreos sueltos, conectados por una cierta coincidencia de eventos en espacio y tiempo.

Scháfer (op. cit.), combinando los criterios de estructura, forma y relación espacial, define 5 combinaciones, las cuales describe como los 5 mayores tipos de biofacies marinas y de transición -Biofacies dominantes de primer rango-, las cuales pueden ser subdivididas dentro de biofacies de segundo y tercer rango. Hay que tomar en cuenta que generalmente una biofacie contiene restos de organismos pertenecientes a biocenosis de lugares próximos; también ocurre que los restos fósiles hayan sufrido un desplazamiento posterior a su muerte y primer depósito, acumulándose finalmente en un lugar que no siempre presenta idénticas características a las de su habitat. Las cinco principales biofacies que cita el anterior autor son:

1.- Biofacies Estrato-Vital.- caracterizada por el material orgánico de una biocenosis permanente, sin estratificación; conocida más comunmente como facies de arrecife. Existen fuertes corrientes, por lo que las aguas están

bien oxigenadas y claras con pocas partículas en suspensión, aportando las primeras las sustancias nutritivas mas no el sedimento. Las aguas están pobladas por cardúmenes de peces, encontrándose sedimento sólo en los huecos y grietas del arrecife; el sedimento consta de fragmentos esqueléticos duros derivados de la fauna bentónica sésil local. Generalmente son medios marinos someros.

2-. Biofacies Lipostrato-Vital.- marcada por múltiples biocenosis bentónicas de fondo de corta duración, cuyas formas pueden soportar una abundante sedimentación, encontrándose estratificación en los sedimentos. El agua y el fondo marino están bastante poblados. Estos organismos se desplazan a través del sedimento, originando diversos tipos de estructuras orgánicas. En esta biofacie puede existir una gran variedad de sedimentos, así como tipos de estratificación (cruzada, ripples, etc.) que indican un medio de elevada energía producida por corrientes, olas o mareas, por lo que también son consideradas aguas bien oxigenadas. Como consecuencia de lo anterior tenemos la incorporación de restos de biocenosis próximas, como también la pérdida de parte de los elementos de la propia. Esta biocenosis caracteriza a la zona litoral, no siendo exclusiva de ésta, encontrándose también en la zona batial.

3-. Biofacies Lipostrato-Letal marcada por una variedad de tafocenosis. En contraste con una ausencia total de biocenosis de fondo, existe una fuerte agitación, con aguas bien oxigenadas, por lo cual se observan disconformidades, impidiendo el depósito de material fino, acumulándose partículas gruesas, junto con

partes duras de los organismos que pertenecieron a biocenosis bentónicas cercanas de aguas por arriba del fondo. Las estructuras que se forman son por lo general: estratificación cruzada y ripples, esta biofacie no presenta, en la mayoría de los casos, una gran extensión lateral. Es característica de zonas litorales afectadas por corrientes de marea y olas fuertes. Es posible que también se pueda desarrollar en algunas zonas del medio batial.

4-. Biofacies Pantostrato-Vital-. Los organismos de esta biofacie corresponden a biocenosis bentónicas estables del piso marino, con tafocenosis de organismos planctónicos y nectónicos, teniendo una buena conservación y una completa y continua estratificación la cual es destruida ocasionalmente por animales bentónicos. El agua es notoriamente tranquila, pero lo suficientemente oxigenada para permitir la vida bentónica.

Estas biofacies se desarrollan principalmente en el medio batial y abisal, aunque se pueden formar en alguna zonas litorales.

5-. Biofacies Pantostrato- Letal-. marcada por tafocenosis de organismos planctónicos y nectónicos y la ausencia completa de biocenosis de fondo marino. Encontraremos fundamentalmente plantas, fragmentadas o completas y organismos del plancton y del necton. la sedimentación es lenta y de grano fino, aguas completamente tranquilas, anóxicas e impropias para la vida. Continua y completa estratificación. Esta biofacie se origina en cuencas más o menos cerradas, sin circulación de fondo o en regiones a donde llega un gran aporte de material orgánico,

lo cual puede darse en cualquier profundidad.

Si tratáramos de colocar o definir las biofacies del área de estudio, probablemente estarían relacionadas o pertenecerían a un rango menor o intermedio de la biofacie Lipostrato-Letal. Así, en nuestras biofacies encontramos restos de organismos pertenecientes a diferentes biocenosis, y una estratificación variable pero continua, con estratificación cruzada; la diversidad de organismos bentónicos nos indica aguas someras y, por lo tanto, oxigenadas. La presencia de estructuras orgánicas es muy escasa y en niveles estratigráficos inferiores de la secuencia principal. Las características anteriores coinciden con las establecidas por Schäfer en su clasificación para la biofacie Lipostrato-Letal.

Por otro lado, es muy probable que los estratos de caliza sobre los que descansa la secuencia estudiada tengan un origen totalmente marino, ya que no se observa ningún tipo de influencia continental en ellos, además son bloques masivos de caliza con un gran porcentaje de carbonato de calcio. Serían medios marinos posiblemente periarrecifales.

No se trata de afirmar o establecer que el medio y sus biofacies sean exactamente los mencionados aquí, solamente se intenta ubicar los afloramientos del área estudiada en un espacio tridimensional, que es lo que nos ayudaría a entender de una manera más dinámica los depósitos fosilíferos. Posiblemente el ambiente reflejado por los sedimentos esté muy relacionado con lo que mencionaba Quezada (op. cit.).

CONCLUSIONES

El estudio sistemático de los grandes foraminíferos bentónicos nos permitió establecer un alcance cronoestratigráfico de Eoceno Medio para los afloramientos del Jobo, que se ubican dentro de la zona C de *Discocyclina marginata*. Sin embargo, por la presencia de *Helicostegina dimorpha* se propone, de forma tentativa, que parte de los estratos se incluya en la subzona C-1 del Eoceno Medio basal, de 47 a 47.5 m. a.

Se observó la existencia de un hiatus litológico entre el posible Cretácico Superior y el Eoceno Medio, no encontrándose evidencia de depósito del Paleoceno en la región. Por lo anterior, se propone realizar un estudio más detallado de la caliza en que descansa la secuencia, y de las capas inmediatas de lutita. Lo anterior se sugiere a fin de establecer con certeza la edad de la caliza y confirmar la edad de la lutita.

Se determinó la existencia de paleoambientes marinos transicionales de poca profundidad con influencia continental. La existencia de los foraminíferos bentónicos como indicadores de paleoambientes y el conjunto de los demás fósiles encontrados, permiten determinar, a nivel local, las condiciones ambientales imperantes en esa época. La litología, que desempeña un papel no menos importante en la determinación de medios de depósito, nos permite determinar, a grandes rasgos, los aspectos paleoecológicos de la región. Los bloques de carbonato de calcio

(caliza) de la base nos indican la presencia inconfundible de medio marinos, probablemente de plataforma media o interna. Por otro lado, las areniscas, lutitas y los fragmentos biógenos continentales nos estarían indicando medios con influencia continental.

Como consecuencia de lo anterior, los depósitos del área de estudio estarían comprendidos dentro de facies lagunares a litorales y de plataforma somera, en ocasiones alternante, posiblemente relacionados con una etapa regresiva de los mares, que en esa época estuvieron respondiendo a los efectos tectónicos del área, los cuales se manifestaron con la emersión de gran parte de la región de la Sierra de Chiapas.

Así, en un contexto formacional, se ubica a los afloramientos estudiados dentro de la Formación Lomut, entendiéndose que, en un contexto regional, variaron notablemente las condiciones de depósito durante el Eoceno, como consecuencia de una gran regresión hacia el norte, la cual estuvo estrechamente ligada a la fase Laramídica, por lo que los ambientes de plataforma del Paleoceno pasaron paulatinamente a litorales, hasta culminar en continentales. Así en la porción central de Chiapas fueron comunes los ambientes litorales y de plataforma que caracterizan a las facies heterogéneas de la formación Lomut.

BIBLIOGRAFIA

- Ayala-Castañares, A. y Seiglie, S. A. 1963. Sistemática y Bioestratigrafía de los Foraminíferos Grandes del Cretácico Superior (Campaniano y Maastrichtiano) de Cuba: Paleontología Mexicana, n.13.
- Ayala-Castañares, A. 1965. Estudio de Algunas Algas Calcáreas del Cretácico Superior y del Eoceno de la Región Central del Estado de Chiapas, México: Paleontología Mexicana n. 22, 15p.
- Barker, R. W. 1939. Species of the foraminiferal family Camerinidae in the Tertiary and Cretaceous of Mexico. Smiths. Instit., Vol. 86, No. 3052, p. 305-330.
- Barker, R. W. y Grimsdale, T. F. 1936. A contribution to the phylogeny of orbitoidal with descriptions of new forms the Eocene of Mexico. Journ. Paleont., Vol.10, No. 4, p. 231-247.
- Böse, H. P. 1905. Geología de Chiapas y Tabasco Instituto. Geol. de México. p.113 IMP 46019
- Butterlin, J. 1981. Clave para la determinación de Macroforaminíferos de México y del Caribe, del Cretácico superior al Mioceno medio: IMP. Subdirección de Tecnología de Exploración. México D.F.

Castro Mora, J. T. 1972. Estudio Estratigráfico de Mesozoico de la Sierra Madre del Sur (Chiapas): Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección de Tec. de Exploración. p 68.

Caudri, C. M. B. 1974. The larger Foraminifera of Punta Mosquito, Margarita island, Venezuela. Verhandl. Naturf. Gesellsch., Basel, Vol. 84, No. 1, p. 293-318. 15 láms.

Chubb, J. L. 1959. Upper Cretaceous of Central Chiapas: México. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V.43, n.4: 725-756.

Cole, W. S. 1958 a. Names and Variation in certain American larger Foraminifera, N.1: Bull. Amer. Paleont., V. 38, n. 170, : 170-213.

Cole, W. S. 1958 b. Names of and variation incertain American larger Foraminifera, particulary the Camerinds N.2: Bull. Amer. Paleont., V.38, n. 173, : 261-284.

Cole, W. S. 1971. Internal structure of theree American species of Rotaliina (Foraminifera). Journ. Foram. Res.. V. 1, No. 1 p.24-28.

Cole, W. S. and Applin, E.R. 1964. Problems of the geographic and estratigraphic distribution of American middle Eocene larger Foraminifera: Bull. Amer. Paleont., V. 47, n. 212, : 1-49.

Cole, W. S. and Bermudez, P.J. 1944. New Foraminiferal genera from the Cuba middle Eocene: Bull. Amer. Paleont. 28 : 333-344.

Cole, W. S. and Bermúdez, P. J. 1947. Eocene Discocyclinidae and other foraminifera from Cuba., Bull. Amer. Paleont. V. 31, No.125, p. 191-209.

Cole, W. S. and Gravel, D. W. 1952. Middle Eocene Foraminifera from Peñon Seep, Matanzas province, Cuba. Journ. Paleont., V. 26, No. 5, p. 708-727.

Corrales, I. Z. 1977. Estratigrafía. Ed.Rueda, Madrid España p718.

Cushman, J. A. 1919. Fossil Foraminifera from the West Indies in T.W. Vaughan. ed. Contribution to the Geology and Paleont. of the West Indies; Washington, D.C. Publications of the Carnegie Institution of Washington, n. 291 : 23-71.

Felix, J. and Lenk, H. 1895. Ueber das Vorkommen von Nummulitenschichten in México: Neues Jahrb f. Miner. Geol. u. Paleont: II bd : 208-209.

Gardner, J. 1934. Early Tertiary Species of Gasteropods from the Isthmus of Tehuantepec: J. Washington, Acad. Sc. V.24, n.6: 241-248. Figs. 1-15.

Gardner, J. 1939. Notes on Fossils from the Eocene of the Gulf Province: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. n. 193: 17-20.

Gibson, B. J. 1936. Estratigrafía y Tectónica de la zona Costera del Golfo entre los 19°34' Latitud Norte y el Río Coatzacoalcos: Ver. Bol. Soc. Mex; N.9, n.5: 271-288.

Gutiérrez Gil, R. 1956. Geología de Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del estado de Chiapas: Cong. Geol. Int. XXa Sección Guía C-15. IMP. (1347)

Gutiérrez Gil, R. 1969. Aspectos Geológicos de la Zona Sur: Seminario Sobre Exploración Petrolera; Mesa redonda, No.5 (1): 1-6 Instituto Mexicano del Petróleo.

González, A. J. 1963. Exploración Geológica del área Tumbalá-Chilón; Chiapas. Informe Geológico No. 490, Petroleos Mexicanos Zona Sur (Inédito).

Ham-Wong, J. M. 1979. Prospecto Nazareth, Chiapas. Informe Geológico No. 745, Petroleos Mexicanos, Zona Sur, p. 8-18 (Inédito)

- Hanzawa, S. 1959. The foraminiferal species *Fabiana cassis* (Oppenheim) in Japan. Contr. Cushm. Foram. Res., Vol. 10, pt. 4, p.119-122. Lams 9.
- Heckel, Ph. H. 1972. Recognition of ancient marine environments. Kansas Geological Survey. Kansas. p. 226-285.
- Heilprin, A. 1893. On the occurrence of nummulitic deposits in Florida and the association of Nummulites with a fresh water fauna. Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, pt 2 (1892), p. 189-193.
- Heilprin, A. 1895. Notes on some new Foraminifera from the nummulitic formation of Florida. Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia. p. 321-322.
- Hinojosa, G. A. 1964. Informe Geológico del área Copainalá-Ixtapa, Chiapas. Informe Geológico No. 497, Petroleos Mexicanos p. 7-18 (Inédito).
- Keenan, M. F. 1932. The Eocene Sierra Blanca Limestone at the Type Locality in Santa Barbara, California: Trans. San Diego. Soc. Nat. Hist. V.7, n. 8: 53-84.
- Laporte, F. L. 1974. Los Ambientes Antiguos. Ed Omega, España 115pp.

Loeblich, A. R. and Tappan, H. 1988. Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold. N.Y.

Loeblich, A. R. Tappan, H. 1964. Treatise on invertebrate paleontology. Part C. Protista C. The University of Kansas Press. E.U.A. Kansas

Lopez, R. E. 1979. La Geología de México. Tomo III Edición México

López, V. J. 1963. Informe Geológico del área Bochil-San Cristóbal, Chiapas. Informe Geológico No. 499. Petroleos Mexicanos, Zona Sur. p. 8-16 (Inédito).

Maldonado, M. K. 1950. Fauna del alto Cretácico Superior del Paleoceno y del Eoceno inferior y medio de Chiapas. México: Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas. V.6, n. 1-4 : 180-220

Montes de Oca, S. R. 1967. Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico de Chiapas: Seminario Sobre Exploración Petrolera Instituto Mexicano del Petróleo. Mesa Redonda No.5 (4):1-39.

Mullerried, F. K. G. 1931. Chiapasella un paquiodonto extraño en América: Anal. Inst. Biol., Mex. 2:243-254.

Mullerried, F. K. G. 1934. Sobre el hallazgo de Paquiodontos gigantes en el Cretácico de Chiapas: Anal. Inst. Biol. Mex. 5(1): 81-82.

Mullerried, F. K. G. 1944. El mapa Geológico de la América Central: Rev. Inst. Panamer. Geogr. Hist. 4(10-12): 35-64.

Mullerried, F. K. G. 1957. La Geología de Chiapas. Gobierno Constitucional del Estado de Chiapas, México. 180 pp.

Michaud, F. 1987. Stratigraphie et Paléogéographie du Mésozoïque du Chiapas (Sud-Est du Mexique). Thèse Doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 301pp.

Olivares, M. 1956. Geología a lo largo de la carretera entre Tuxtla Gutiérrez, Chiapas y México: Cong. Geol. Int. XXa sesión excursión C-15 B.

Orbigny, A. D. d' 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. Ann. Sci. Nat., Paris, ser. 1, V. 7, p. 245-314.

Palmer, O. K. 1934. Some large fossil foraminifera from Cuba: Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural, "Felipe Poey", B. :235-264.

- Pécheux, J. F. 1984. Le Senonien Supérieur-Tertiaire Du Chiapas (S.E. Mexique) et ses Macroforaminifères. Thèse Doctorat de Spécialité. Université de Nice, Paris. 148pp.
- Pettijohn, E. J. 1975. Sedimentary Rocks. 3a Edición, Harper and Row. 628pp.
- Poignant, A. F. et Michaud, F. 1985. Lithophyllum Berriozabalense et Lithothamnium Subguabairense; Deux Nouvelles Espèces de Melobesiées du Crétacé Supérieur Mexicain; Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine; 9-1 127-135, 2 fig. 2pl.
- Quayle, E. 1932. Fossil Corals of the Genus Turbinolia from the Eocene of California; Trans. San Diego. Soc. Nat. Hist. V.7, n.10: 91-110.
- Quezada, M. J. M. 1990. El Crétacico Medio-Superior y el Límite Crétacico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., Vol. 39, N. 1, p. 3-98.
- Roger, J. 1980. Paleoecología. Ed Paraninfo, Madrid. 203pp.
- Rutten, L. 1928. On Tertiary Foraminifera from Curacao. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch Amsterdam Proc. Vol. 31, No.10, p. 1061-1070.

- Sanchez, M. de O. R. 1967. Informe Geológico del Área Suchiapa-Cintalapa, Chiapas. Informe Geológico No. 520, Petroleos Mexicanos, Zona Sur, p.17-27 (Inedito).
- Sapper, C. 1894. Informe sobre la Geografía Física y la Geología del estado de Chiapas y Tabasco: Bol. Agra. Min. Mexico (187-211)
- Schäfer, W. 1972. Ecology and Palaeoecology of Marine Environments. Edit. Craig, G. Y. University of Chicago Press U.S.A. 568 p.
- Schuchert, C. 1934. Historical Geology of the Antillean-Caribbean region: Hafner publis. inc. co. U.S.A. New York 811pp.
- Selley, R. C. 1976. Medios Sedimentarios Antiguos. Blume Edi. Madrid, España. 251 p.
- Vivar, G. 1924. Conclusiones principales del informe que acerca de algunos terrenos de los estados de Chiapas y Tabasco, rindió el señor Ing. Gonzalo Vivar al departamento de Exploración y estudios Geológicos dependiente de la Secretaria de Industria, Comercio y Trabajo. Bol. del Petróleo. 17:291-295.



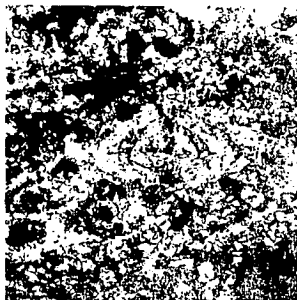
1



2



3



4

Sanchez, M. de O. R. 1967. Informe Geológico del Área Suchiapa-Cintalapa, Chiapas. Informe Geológico No. 520. Petroleos Mexicanos, Zona Sur, p.17-27 (Inedito).

Sapper, C. 1894. Informe sobre la Geografía Física y la Geología del estado de Chiapas y Tabasco: Bol. Agra. Min. Mexico (187-211)

Schäfer, W. 1972. Ecology and Palaeoecology of Marine Environments. Edit. Craig, G. Y. University of Chicago Press U.S.A. 568 p.

Schuchert, C. 1934. Historical Geology of the Antillean-Caribbean region: Hafner publis. inc. co. U.S.A. New York Blipp.

Selley, R. C. 1976. Medios Sedimentarios Antiguos. Blume Edi. Madrid. España. 251 p.

Vivar, G. 1924. Conclusiones principales del informe que acerca de algunos terrenos de los estados de Chiapas y Tabasco, rindió el señor Ing. Gonzalo Vivar al departamento de Exploración y estudios Geológicos dependiente de la Secretaria de Industria, Comercio y Trabajo. Bol. del Petróleo. 17:291-295.

LAMINA 1
AMPHISTEGINIDAE

Fig. 1.- *Amphistegina parvula* (Cushman). 37.5 X. Sección axial FCMP I M-11.

Fig. 2.- *A. parvula* (Cushman). 37.5 X. Corte axial FCMP I M-11.

Fig. 3.- *A. parvula* (Cushman). 37.5 X. Sección axial FCMP I M-15

Fig. 4.- *A. parvula* (Cushman). 37.5 X. Corte axial FCMP I M-20.



1



2



3



4

LAMINA 2
DISCOCYCLINIDAE

- Fig. 1.- *Pseudophragmina (Proporocyclina) teres*. Cole & Gravell. Composición del organismo completo, sección axial FCMP I M-13.
- Fig. 2.- *P. (P.) teres* Cole & Gravell. 37.5 X. Grupo de ejemplares en corte axial FCMP I M-18.
- Fig. 3.- *P. (P.) teres* Cole & Gravell. 37.5 X. Corte ecuatorial mostrando los canales radiales FCMP I M-23.



1



2



3

LAMINA 3
DISCOCYCLINIDAE

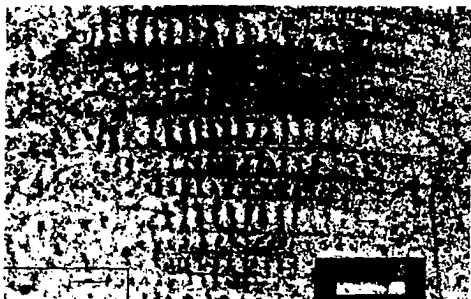
Fig. 1.- *Pseudophragma (Proporocyclina) teres*. Cole & Gravel. 37.5 X. Corte ecuatorial FCMP I M-16.

Fig. 2.- *P. (P.) teres* Cole & Gravel. 150 X. Mostrando canales radiales en forma recta y se observan los anillos ecuatoriales FCMP I M-13.

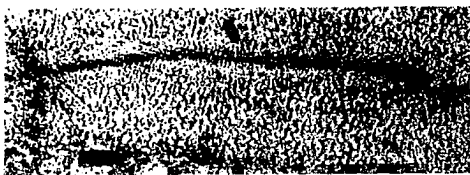
Fig. 3.- *P. (P.) teres* Cole & Gravel. 37.5 X. Sección ecuatorial FCMP I M-13.



1



2



3

LAMINA 4
NUMMULITIDAE

Fig. 1.- *Nummulites floridensis* Heilprin. 37.5 X. Corte axial en donde se observa el núcleo FCMP I M-14.

Fig. 2.- *N. floridensis* Heilprin. 37.5 X. Corte axial FCMP I M-20.

Fig. 3.- *N. floridensis* Heilprin. 37.5 X. Sección axial FCMP I M-15.



1



2

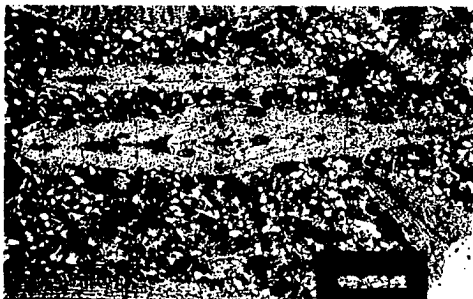


3

LAMINA 5
NUMMULITIDAE

Fig. 1.- *Nummulites floridensis* Heilprin. 37.5 X. FCMP I M-15.

Fig. 2.- *N. floridensis* Heilprin. 37.5 X. Corte axial en donde también se observan ejemplares de *Pseudophragmina* (*Proporocyclus*) *teres* en corte axial. FCMP I M-17.



1

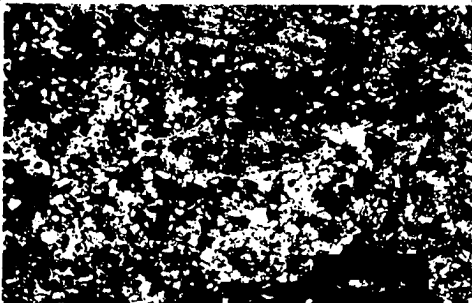


2

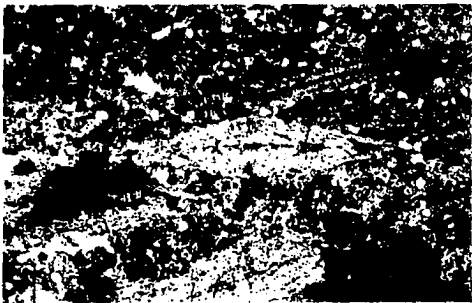
LAMINA 6
NUMMULITIDAE

Fig. 1.- *Nummulites striatoreticulatus* L. Rutten. 37.5 X. Corte
axial FCMP I M-12.

Fig. 2.- *Nummulites striatoreticulatus* L. Rutten. 37.5 X. Corte
axial FCMP I M-14.



1



2

LAMINA 7
HELICOLEPIDINIDAE

- Fig. 1.- *Helicostegina dimorpha* Barker & Grimsdale. Sección axial.
37.5 X FCMP I M-11.
- Fig. 2.- *H. dimorpha* Barker & Grimsdale. 37.5 X Corte axial. FCMP
I M-15.
- Fig. 3.- *H. dimorpha* Barker & Grimsdale. 37.5 X Corte axial. FCMP
I M-13.
- Fig. 4.- *H. dimorpha*. Barker & Grimsdale 37.5 X. Sección axial
FCMP I M-11.



1



2



3



4

LAMINA 8
CYMBALOPORIDAE

- Fig. 1.- *Eofabiania cushmani* Cole & Bermúdez. 37.5 X. Sección axial FCMP I M-17.
- Fig. 2.- *E. cushmani* Cole & Bermúdez. 37.5 X. Sección oblicua FCMP I M-19.
- Fig. 3.- *E. cushmani* Cole & Bermúdez. 37.5 X. Corte transversal FCMP I M-11.
- Fig. 4.- *E. cushmani* Cole & Bermúdez. 37.5 X. Corte transversal FCMP I M-12.



1



2



3



4

LAMINA 9
MILIOLIDAE

Fig. 1.- *Quinqueloculina* sp. d'Orbigny. 150 X. Corte axial FCMP I M-17.

FIG. 2.- *Quinqueloculina* sp. d'Orbigny. Junto con *Eofabiania* *cushmani* (abajo). Corte axial. 37.5 X FCMP I M-17.



1



2