



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

21

**“CRINOIDES (ECHINODERMATA-CRINOIDEA) DEL PALEOZOICO
TARDÍO DE LA REGIÓN DE PEMUXCO, HIDALGO:
CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS”**

T E S I S

QUE PRESENTA:

OSCAR DE JESÚS LÓPEZ LARA

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

ASESOR:

DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN SÁNCHEZ

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

México D.F., 2002



Universidad Nacional
Autónoma de México

Biblioteca Central

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-835

SR. OSCAR DE JESÚS LÓPEZ LARA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**CRINOIDES (ECHINODERMATA-CRINOIDEA) DEL PALEOZOICO TARDÍO DE LA
REGIÓN DE PEMUXCO, HIDALGO: CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y
PALEOGEOGRÁFICAS**

- I RESUMEN**
- II INTRODUCCIÓN**
- III MARCO GEOLÓGICO**
- IV PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA**
- V CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y
PALEOGEOGRÁFICAS**
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

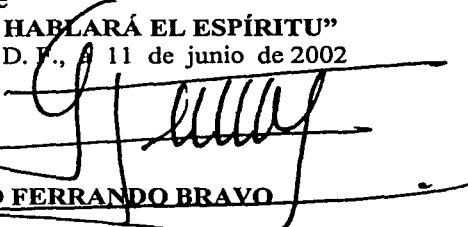
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., 11 de junio de 2002

EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



QUEDA PROHIBIDO SOLO POR HOY

*Queda prohibido llorar sin aprender,
levantarte un día sin saber qué hacer,
tener miedo a tus recuerdos.*

*Queda prohibido no sonreír a los problemas,
no luchar por lo que quieres,
abandonarlo todo por miedo,
no convertir en realidad tus sueños.*

*Queda prohibido no demostrar tu amor,
hacer que alguien pague tus dudas y mal humor,
Queda prohibido dejar a tus amigos,
no intentar comprender lo que vivieron juntos,
llamarles sólo cuando los necesitas.*

*Queda prohibido no ser tú ante la gente,
fingir ante las personas que no te importan,
hacerte el gracioso con tal de que te recuerden,
olvidar a toda la gente que te quiere.*

*Queda prohibido no hacer las cosas por ti mismo,
no creer en Diós y hacer tu destino,
tener miedo a la vida y a sus compromisos,
no vivir cada día como si fuera el último suspiro.*

*Queda prohibido echar a alguien de menos sin alegrarte,
olvidar sus ojos, su risa, todo
porque sus caminos han dejado de abrazarse,
olvidar su pasado y pagarlo con su presente.*

*Queda prohibido no intentar comprender a las personas,
pensar que sus vidas valen más que la tuya,
no saber que cada uno tiene su camino y su dicha.*

*Queda prohibido no crear tu historia,
dejar de dar las gracias a Diós por tu vida,
no tener un momento para la gente que te necesita,
no comprender que lo que la vida te da,
también te lo quita.*

*Queda prohibido no buscar tu felicidad,
no vivir tu vida con una actitud positiva y responsable,
no pensar en que podemos ser mejores,
no meditar en que tenemos todo para ganar,
no sentir que sin ti este mundo no sería igual.*

PABLO NERUDA

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, que me brindó la oportunidad de utilizar sus instalaciones: oficina y laboratorio. Al personal de las bibliotecas del Instituto de Geología y de la Facultad de Ingeniería por proporcionarme la información científica para el desarrollo de mi tesis.

A la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez como un reconocimiento a su valiosa entrega a la investigación y docencia en la Universidad Nacional Autónoma de México, durante más de 40 años. Asimismo por aceptar y dirigir el presente trabajo.

También agradezco a la Dra. Silvia Rivera Olmos por sus sugerencias en el método de trabajo y sus valiosas observaciones para el mejoramiento del mismo.

Al M. en C. Rolando de la Lata Romero y a los Ing. Geólogos Emiliano Campos Madrigal y Martín Carlos Vidal García, por el apoyo, consejos, información y crítica constructiva brindados.

A la Lic. Libia Barajas Mariscal agradezco haber tomado todas las fotografías de los fósiles aquí estudiados.

DEDICATORIA

A Diós, fiel compañero, que siempre me acompaña.

A mis padres Agustina Lara Palomec y Rosalino de Jesús López Méndez ingenieros, arquitectos, constructores, maestros, doctores y amigos de toda mi vida.

A mis hermanos Victorino y Claudia, por todo el apoyo brindado.

*A la memoria de mis abuelos Victorino y Emilia,
Andrés y Gláfira.*

**CRINOIDES (ECHINODERMATA-CRINOIDEA) DEL PALEOZOICO
TARDÍO DE LA REGIÓN DE PEMUXCO, HIDALGO:
CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS**

CONTENIDO

I RESUMEN

I.I Resumen.....	3
------------------	---

II INTRODUCCIÓN

II.I Introducción.....	4
II.II Objetivo.....	6
II.III Antecedentes.....	6
II.IV Localización geográfica.....	7
II.V Vías de comunicación.....	7
II.VI Clima.....	9
II.VII Hidrografía.....	9
II.VIII Material y método.....	10
II.IX Actividades de gabinete.....	10
II.X Actividades de laboratorio.....	11

III MARCO GEOLÓGICO

III.I Marco geológico regional.....	12
III.II Fisiografía.....	15
III.III Geología Histórica.....	17
III.IV Anticlinorio de Huayacocotla.....	19
III.V Formación Guacamaya.....	20
III.VI Estratigrafía local del área de estudio.....	22
III.VII Correlación estratigráfica entre las regiones de Ciudad Victoria, Calnali y Pemuxco.....	26
III.VII.1 Ciudad Victoria, Tamaulipas.....	26
III.VII.1I Calnali, Hidalgo.....	30

IV PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

IV.I	Sistemática de Géneros y Especies estudiados.....	38
IV.II	Paleontología sistemática.....	39
IV.III	Phylum Echinodermata.....	39
IV.IV	Clase Crinoidea.....	41
IV.V	Grupo Cyclici.....	46

V CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

V.I	Importancia de los equinodermos fósiles en bioestratigrafía.....	55
V.II	Consideraciones estratigráficas.....	57
V.III	Ambiente de depósito.....	59
V.IV	Aspectos paleoecológicos de los crinoides.....	59
V.V	Marco tectónico y consideraciones paleogeográficas.....	61
V.VI	Afinidades biogeográficas.....	70

VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VI.I	Conclusiones.....	72
VI.II	Recomendaciones.....	72
VI.III	Bibliografía Citada.....	74
VI.IV	Lámina 1.....	80
VI.IV.I	Lámina 2.....	82

RESUMEN

I.1 RESUMEN

El área de Pemuxco se localiza en una franja con rumbo sudeste-noreste y presenta sus mejores afloramientos sobre el río Tianguistengo. La columna sedimentaria tiene aproximadamente 7,000 m de espesor y está constituida por las formaciones Guacamaya, Huizachal, Huayacocotla, Xaltipa, San Andres/Tepexic, Santiago, Pimienta, Tamaulipas. Los fósiles motivo de esta investigación fueron recolectados en afloramientos de la Formación Guacamaya del Pérmico.

La Formación Guacamaya aflora en el núcleo de la megaestructura denominada Anticlinorio de Huayacocotla, que se compone de una secuencia turbidítica que varía desde un flysch de facies de plataforma, hasta un flysch pelítico arenoso de facies proximales.

El conglomerado masivo del flysch incluye bloques de coquina de fusulínidos y crinoides. La arenisca por lo general es lítica o grauvaca lítica, contiene líticos de rocas metamórficas y en algunos niveles fragmentos de rocas ígneas.

Se describen por primera vez para la región de Pemuxco, ocho especies de crinoides (*Cylindrocauliscus fiski*, *Baryschyr anous*, *Cyclocudex* cf *C. costatus*, *Cyclocaudex insaturatus*, *Cyclocaudex jucundus*, *Mooreanteris waylandensis*, *Plumemeranteris sansaba*, *Heterostelechus keithi*) del Pérmico, asociados a fusulínidos. Los crinoides corresponden a las especies índices del Paleozoico Superior de Texas, Oklahoma y Kansas, en los Estados Unidos de Norte América.

La presencia en Pemuxco del fusulínido *Skinnerella*, en el mismo nivel estratigráfico, que los crinoides antes mencionados, precisa la edad Pérmico Inferior (Leonardiano) para esa secuencia.

II INTRODUCCIÓN

II.1 INTRODUCCION

Esta investigación forma parte del proyecto internacional ECOS Francia, UNAM-CONACYT número M00U01 "Un estudio sedimentológico, micropaleontológico, y geoquímico del Paleozoico de México" 2000-2004.

Los afloramientos del Paleozoico marino y continental de México son muy escasos en relación con la extensión territorial del país, debido a que fueron cubiertos en gran parte por una gruesa secuencia de sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Existen escasos afloramientos del Paleozoico Superior (marino y/o continental) hasta ahora descubiertos en los estados de Sonora, Chihuahua, Tamaulipas, Hidalgo, Puebla, Guerrero, Oaxaca y Chiapas.

Este estudio se realizó en las rocas pérmicas de la Formación Guacamaya que aflora entre los poblados hidalguenses de Pemuxco y Jalapa, en una franja de rumbo sudeste-noreste, presentando sus mejores afloramientos sobre el río Tianguistengo. La formación fue descrita inicialmente por Carrillo Bravo (1961), quien propone como Formación Guacamaya a una secuencia rítmica de arenisca, conglomerado y lutita de color gris oscuro, gris verdoso y negro de edad pérmica que aflora en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina entre los ranchos La Guacamaya y La Peregrina, en el Cañón de La Peregrina, Tamaulipas.

Los crinoides son pelmatozoarios típicos, formados por un cáliz que se fija mediante un pedúnculo. El pedúnculo, tallo o columna está formado por placas cilíndricas o prismáticas discoidales superpuestas y perforadas en el centro. El tallo está recorrido por un canal axial donde se alojan órganos vitales y en su extremo presenta ramificaciones en forma de raíz para su anclaje al sustrato.

Las partes desarticuladas del esqueleto del crinoide son extremadamente abundantes en el registro fósil, en muchas formaciones estos fragmentos son los componentes dominantes de los depósitos y en adición su variedad es extremadamente ilimitada. Su abundancia en las rocas significa, que los crinoides en las faunas marinas del pasado geológico, fue extremadamente grande. El gran número de crinoides que habitaron los mares someros durante sucesivas épocas y periodos de la historia de la Tierra es atestiguado por el gran volumen de sus restos. La desintegración de las partes esqueléticas es debido a la carencia de un firme ligamento entre ellas. Partes individuales calcificadas de los brazos, teca y tallo que durante su vida estuvieron sostenidas y unidas por

ligamentos, tejido muscular o simplemente la epidermis constituyan materia orgánica que a la muerte del crinoide era desintegrada debido a procesos de putrefacción que propiciaban la desarticulación de las partes esqueléticas. Consecuentemente la conservación de especímenes con brazos, teca y tallo articulados es muy rara, y depende principalmente de las condiciones de depósito como en sedimentos finos y carentes de la acción de corrientes marinas. Buenos ejemplos favorables para la preservación son encontrados en afloramientos de edad misisípica del Crawfordsville, Indiana, Estados Unidos de América y en la Lutita Bundenbach del Devónico que se localiza en el oeste de Alemania.

Es bien conocido que las características que presenta el tallo son más importantes para la determinación de géneros y especies que muchas otras estructuras esqueléticas, sobre todo en todas las especies de crinoides paleozoicos y en la mayoría de las especies de los crinoides postpaleozoicos.

Por ejemplo, aproximadamente el 80% (131 de un total de 167 especies descritas en trabajos anteriores a 1935) de formas jurásicas de *Pentacrinites*, están únicamente basadas en fragmentos de tallo y más del 90% (42 de 45 especies) de especies asignadas a *Balanocrinus* son discriminadas igualmente.

En una reciente monografía de crinoides del Cretácico se reporta que algunos géneros y un gran número de especies, han sido definidas principalmente por las características de los tallos. Se puede concluir, verdaderamente que los elementos columnares desarticulados de los tallos de los crinoides son usados como fósiles índice, pues muestran variaciones en su morfología, a través del tiempo, y tienen una distribución geográfica amplia, por lo tanto son excelentes indicadores de la edad de las rocas que los contienen. Sin embargo, no es utilizable para su estudio la taxonomía tradicional por tratarse de partes desarticuladas y en este caso se utiliza una parataxonomía (Ubaghs *et al*, 1978).

II.II OBJETIVOS

Los objetivos de esta investigación son los siguientes:

1. Contribuir al conocimiento de los invertebrados del Paleozoico Superior de la región de Pemuxco, Estado de Hidalgo.
2. Precisar la edad de las unidades estratigráficas de las capas que contienen a los crinoides.
3. Contribuir al conocimiento de las paleoprovincias faunísticas del Paleozoico Superior.

II.III ANTECEDENTES

Las investigaciones sobre el Paleozoico de México son escasas, pues existen pocos afloramientos de rocas de esa edad. Particularmente, sobre la región del Anticlinorio de Huayacocotla, dentro del cual se encuentra localizado el poblado hidalguense de Pemuxco, hay algunos trabajos, entre ellos, el referente a la primera cartografía geológica que abarca la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla realizado por Von Kuegelgen (1958). No obstante, Kuegelgen solo reporta una unidad de lechos rojos, arriba de la Formación Huayacocotla y los denomina Formación Huizachal, de acuerdo con Imlay *et al.* (1948). Martínez-Pérez (1962) estudió el área de Zacualtipán-Tianguistengo, zona en la que se mencionan por primera vez la presencia de sedimentos marinos paleozoicos (Formación Guacamaya) y lechos rojos triásicos (Formación Huizachal), estos últimos subyacen a la Formación Huayacocotla. Carrillo Bravo (1965) realizó el estudio geológico del Anticlinorio de Huayacocotla, donde estableció la columna estratigráfica y describió la litología de las diferentes formaciones que afloran en el Anticlinorio de Huayacocotla. López Ramos (1979) en su publicación mencionó algunas de las observaciones hechas por otros autores sobre la región.

Con relación al Anticlinorio de Huayacocotla existen numerosas publicaciones con diversos objetivos, entre las más recientes, se tiene la de Ochoa (1996) donde se reporta la geología de la región de Molango. Vachard *et al.* (1997) describen la estratigrafía y el contenido biótico de localidades paleozoicas de la región. Ochoa-Camarillo *et al.* (1997 a,b) estudiaron las capas rojas del Anticlinorio de Huayacocotla y Arellano *et al.* (1998) analizaron aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos de la región.

II.IV LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El estado de Hidalgo limita al norte con San Luis Potosí, al sur con los estados de México y Tlaxcala, al este con Veracruz y Puebla y al oeste con Querétaro. Con una superficie total de 20,987 Km², representa el 1.06% de la superficie del país. El estado es cruzado por la Sierra Madre Oriental en la que resaltan las cumbres de los cerros de Las Ventanas, Los Organos de Actopan, Peña Alta, La Navaja, Santa Rosa Roa y La Aguja.

El área estudiada con coordenadas 98° 27' y 98° 35' de longitud oeste y 20° 36' y 20° 45' de latitud norte, se encuentra entre los poblados de Pemuxco y Jalapa, en el sector centroseptentrional de la hoja Zacualtipán, conforme a una franja de rumbo SE-NW, sus mejores afloramientos están localizados sobre los ríos Tianguistengo y Mimiaguaco (**Figura 1**).

II.V VIAS DE COMUNICACIÓN

Esta región se encuentra en la parte meridional de la Sierra Madre Oriental. Estructuralmente, pertenece a la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla, del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, en el sector noreste del estado de Hidalgo, aproximadamente a 160 Km al noreste de la Ciudad de Pachuca, Hidalgo

Para arribar al área de Pemuxco se transita por la carretera federal No. 105, conocida como carretera vía corta México-Tampico. De ésta se desprenden numerosos caminos de terracería que comunican a diferentes poblados de la serranía, algunos se encuentran parcialmente pavimentados. Los caminos de terracería por lo general son intransitables en temporada de lluvias. Muchas regiones sólo son accesibles a pie o a caballo.



Fig. 1. Mapa índice que muestra el área de estudio

II.VI CLIMA

El clima de la entidad es variable, pues existen los climas subtropical, el templado con lluvias abundantes en verano, así como el clima extremoso, seco desértico y el frío (Consejo de Recursos Minerales, 1982).

Según la síntesis geográfica del INEGI 1991, el área de Pemuxco se encuentra comprendida en una región cuyo clima queda incluido en el grupo C (fm, clima templado) de acuerdo a la clasificación de García de Miranda (1980) y se debe a los vientos cargados de humedad provenientes del Golfo de México, que al llegar a la región serrana se enfrían, condensándose el vapor de agua, ocasionando una zona con mucha neblina y lloviznas.

II.VII HIDROGRAFIA

Los principales ríos del estado son el Amajac, Meztitlan y Tula.

El río Tula se inicia en el estado de Mexico donde recibe ese nombre al unírsele el río Salado, posteriormente recibe el nombre de Moctezuma al unírsele el río San Juan y el de Pánuco al unírsele el río Tamuín.

La Subcuenca río Amajac ocupa un área de 4,031 Km², presenta una precipitación media anual entre 600 y 2,000 mm³ y un escurrimiento medió anual de 1,402.5 mm³. La Subcuenca río Meztitlan, ocupa un área de 2,576 Km², con una precipitación media anual entre 341 y 1,354 mm³ y un escurrimiento medió anual de 178.3 mm³.

Según el análisis hidrográfico realizado en el área de estudio, se tiene un sistema fluvial complejo, que está formado por corrientes permanentes e intermitentes, el parteaguas está limitado hacia el occidente por la cuenca hidrográfica del río Moctezuma, en donde sobresalen los ríos Claro, Pilapa y Jalpa; mientras que al oriente se encuentra la cuenca hidrográfica del río Tempoal. En esta cuenca destacan los ríos Quetzalzongo, Cáchala, Huachinchico, Tianguistengo y Chinameca.

II.VIII MATERIAL Y MÉTODO

Los ejemplares de crinoides que se estudiaron, fueron recolectados por la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez y por el autor, durante la prospección geológico-paleontológica que se realizó en septiembre de 2001 en la región de Pemuxco, Hidalgo. La fauna fósil fue hallada en afloramientos de la Formación Guacamaya.

II.IX ACTIVIDADES DE GABINETE

Se procedió a la recopilación de información previa, la cual permitió la conformación del marco geológico regional.

Se obtuvo la información bibliográfica sobre los aspectos geográficos, cartográficos, geológicos y paleontológicos de la región del Anticlinorio de Huayacocotla y particularmente del área de Pemuxco, la cual se estudió analizó y sintetizó. Se revisaron artículos, informes técnicos, memorias, monografías, tesis, cartas topográficas y geológicas.

Se realizó la investigación bibliográfica en referencia a los antecedentes de crinoides.

El material integrado por 38 ejemplares, se identificó utilizando la Parataxonomía y nomenclatura propuesta por Moore y Jeffords (1968).

Para identificar a los ejemplares se consideró principalmente el tipo de morfología de la superficie de las placas columnares en las que se apreciaron principalmente las características del lumen, la areola, y el crenularium.

Las fotografías se elaboraron usando una cámara "Kodak" modelo Retina Reflex III, lentes suplementarias NI, NII, R"1:3 y microscopio óptico. La película que se utilizó fue Plus X Pan "Kodak". Y Nikon FM10 con lentes suplementarias 5X y película ultra asa 400 de Kodak. Para fotografiar a los ejemplares se les cubrió con cloruro de amonio con el objeto de destacar algunas de las estructuras. Otras de las fotografías, se hicieron sin la cobertura del cloruro de amonio con la finalidad de comparar los resultados e ilustrar a los mejores ejemplares. También se utilizó microscopio óptico de tipo Tesovar para tomar fotografías de organismos cuyos tamaños son intermedios entre aquellos que tienen dimensiones en micras y centímetros.

II.X ACTIVIDADES DE LABORATORIO

La limpieza de las muestras se realizó utilizando soluciones de HCl al 5% y al 10% con objeto de disolver los sedimentos que cubrían a las placas columnares de los crinoides. Posteriormente se removió el sedimento usando un cepillo dental y en los casos que fue necesario se utilizó un cepillo con cerdas más duras.

En aquellos fósiles que estaban cubiertos por sedimentos más gruesos, se utilizaron cinceles y martillos para removerlos. En algunos casos fue necesario el uso del "Sand Blaster" y el "Moto Tool". Finalmente con ayuda de agujas de disección y exploradores odontológicos se logró la limpieza completa del material.

III MARCO GEOLÓGICO

III.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los estudios más antiguos que se conocen sobre la región corresponden al mapa geológico regional del estado, donde se muestran algunas características estratigráficas y fisiográficas. Durante la exploración del petróleo por compañías inglesas en la zona de Chicontepec, se destacan varios estudios en los que se describen las características geológicas de la región y se hacen algunas consideraciones sobre las posibilidades existentes de encontrar hidrocarburos. También se registran algunos datos sobre la existencia de fósiles en la región de Zimapán (Consejo de Recursos Minerales, 1982). Posteriormente a los trabajos antes mencionados se han escrito muchas publicaciones sobre la geología de la región, la mayoría con un enfoque minero. La región más estudiada del estado, desde el punto de vista geológico, ha sido la de Pachuca-Real del Monte.

Investigadores del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, han hecho estudios geológicos sobre la zona de Zimapán, Jacala y Huichapan. Entre ellos, Suter (1990 a,b) quién estudió la estratigrafía y geología estructural de los distritos de Zimapán y Jacala.

Los estudios geológicos demuestran que existe un basamento de rocas metamórficas de edad precámbrica el cual soporta discordantemente a una potente secuencia de rocas sedimentarias paleozoicas. A las rocas paleozoicas le sobreyacen en discordancia angular rocas sedimentarias mesozoicas del Triásico, Jurásico y Cretácico, estando éstas a su vez cubiertas por rocas del Cenozoico que en su base son marinas, cambiando hacia su cima a rocas volcánicas de composición andesítica y basáltica (Ortega Gutiérrez, 1992; Ortega Gutiérrez *et al.*, 1995).

Las rocas más antiguas del Precámbrico corresponden al gneis granulítico de color gris verdoso que aflora aproximadamente a 5 Km, en las cercanías del río Chinameca y Huiznopala (Carrillo Bravo, 1965). Fries y Orta (1965) realizaron el estudio geocronológico por métodos radiométricos de este gneis y encontraron que tienen una edad de 1210 +/- 140 millones de años. El gneis está constituido por cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, biotita, apatita, circón y granate; su origen se considera metasedimentario. Esta unidad denominada Gneis Huiznopala soporta discordantemente a la Formación Guacamaya del Pérmico.

El paquete de las rocas paleozoicas que se conocen en el estado de Hidalgo corresponde a las formaciones Vicente Guerrero, Del Monte y Guacamaya.

Particularmente los fósiles de crinoides estudiados fueron recolectados en estratos de la Formación Guacamaya. Esta unidad se ha descrito al oriente de Zacualtipán, Molango y Otongo y consta de una potente secuencia rítmica de sedimentos del Pérmico Inferior, que consisten en lutita, limolita y arenisca y en menor proporción conglomerado, así como montículos de caliza biógena (Carrillo Bravo, 1965).

En la región de Calnali, la Formación Guacamaya presenta más de 200 m. de espesor, contiene fusulínidos, braquiópodos y pelecípodos, con horizontes de abundante flora continental fósil (Silva, 1987). A esta unidad le sobreyace discordantemente la Formación Huizachal y se ha considerado que pertenece a la facies de flysch (Ochoa, 1996). El contenido de plantas fósiles indica la existencia cercana de islas o continentes (Silva, 1987). A las rocas del Paleozoico sobreyacen rocas del Triásico.

Las rocas del Triásico se encuentran representadas por los lechos rojos continentales de la Formación Huizachal, que fue descrita por Imlay *et al.* (1948) y por Carrillo Bravo (1961). La unidad consiste en una secuencia de hasta 2,000 m de espesor de lutita, lutita arenosa, arenisca y conglomerado de color rojo con flora del Triásico Superior. Estas rocas afloran en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, y en la barranca de Chipoco en el Municipio de Otongo.

El contacto superior de la Formación Guacamaya es una discordancia angular, con respecto a las rocas de la Formación Huizachal en la región de Calnali, Hidalgo, aunque en ocasiones no es observable, ya que un paquete de rocas volcánicas cubre este contacto. La parte superior también está cubierta por rocas volcánicas del Terciario (Mioceno). Los estudios de plantas fósiles indican una edad Triásico Tardío y probablemente Jurásico Temprano (Silva, 1987), (Figura 2).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

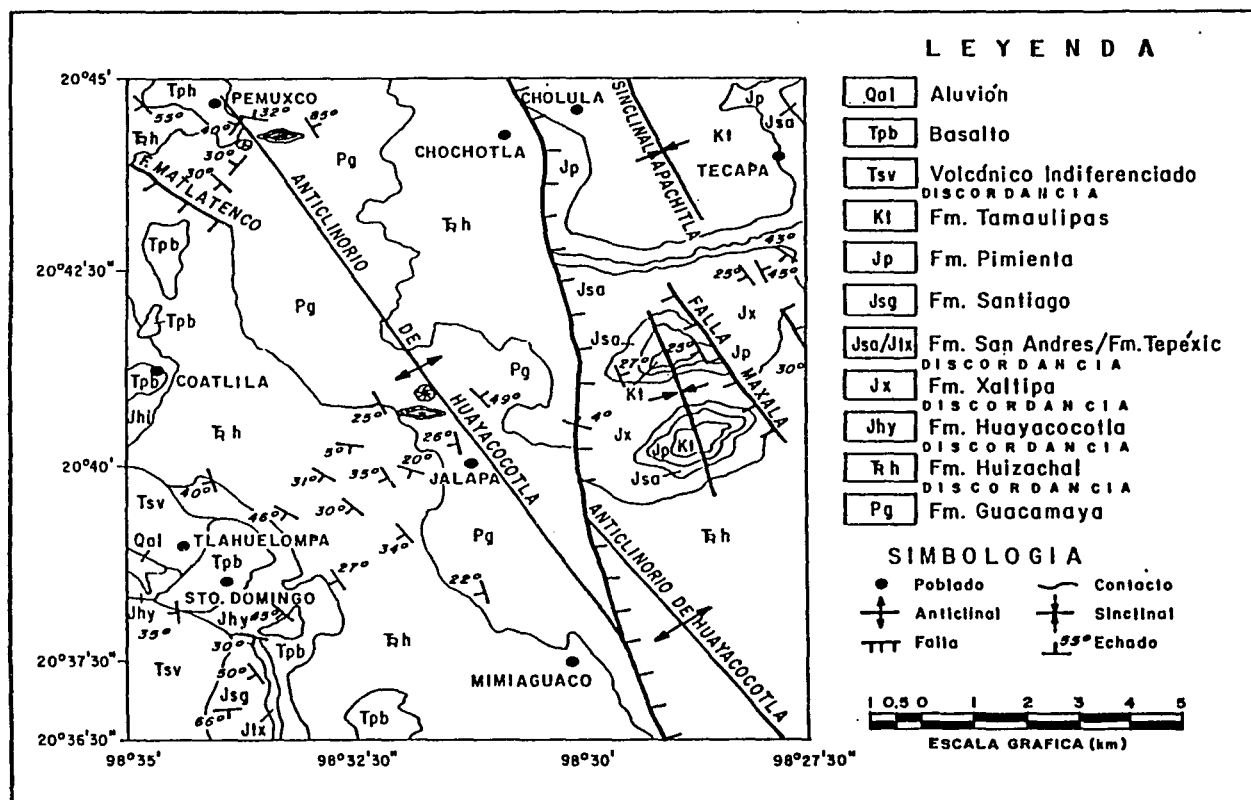


Figura 2. Mapa geol3gico del 3rea de estudio (Modificado de Arellano *et al.*, 1998).

III.II FISIOGRAFÍA

En la entidad se conocen las provincias fisiográficas, Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico, y la subprovincia Tampico-Misantla (**Figura 3**).

La provincia Sierra Madre Oriental es un sistema montañoso constituido principalmente de rocas mesozoicas sedimentarias plegadas y falladas, se extiende desde el norte de Coahuila hasta el paralelo 20° en la costa del estado de Veracruz. Aunque la estructura geológica es uniforme en la mayor parte de su extensión, el relieve presenta diferencias notables debido a las condiciones climáticas, que son gradualmente más húmedas hacia el sur. Por esto, en el norte son comunes los relieves de crestas alargadas limitadas con pedimentos o disecadas por valles intermontados, controlados por la estructura geológica. En su porción sur el relieve dominante es de crestas montañosas paralelas sobre planicies de erosión-acumulación, condicionado por la neotectónica y el clima.

La provincia fisiográfica Eje Neovolcánico constituye una franja volcánica que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20°. Se caracteriza en términos generales por la presencia de una gran cantidad de aparatos volcánicos asociados en su mayor parte a fracturas regionales, geomorfológicamente cuenta con planicies escalonadas ocupadas por montañas volcánicas y estratovolcanes cuaternarios. Sobre las rocas volcánicas se han labrado en algunos lugares cuencas endorreicas.

En la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental se encuentra la Subprovincia Tampico-Misantla, la cual se halla dentro de un enclave tectónico denominado Antefosa de Chicontepic, que comprende la parte noreste del estado de Hidalgo (López Ramos, 1980).

PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

- I PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA
- II DESIERTO SONORENSE
- III SIERRA MADRE OCCIDENTAL
- IV SIERRAS Y LLANOS DEL NORTE
- V SIERRA MADRE ORIENTAL
- VI GRAN LLANURA DE NORTEAMERICA
- VII LLANURA COSTERA DEL PACIFICO
- VIII LLANURA COSTERA DEL GOLFO NORTE
- IX MESA DEL CENTRO
- X EJE NEOVOLCANICO
- XI PENINSULA DE YUCATAN
- XII SIERRA MADRE DEL SUR
- XIII LLANURAS COSTERAS DEL GOLFO SUR
- XIV SIERRA DE CHIAPAS
- XV CORDILLERA CENTROAMERICANA

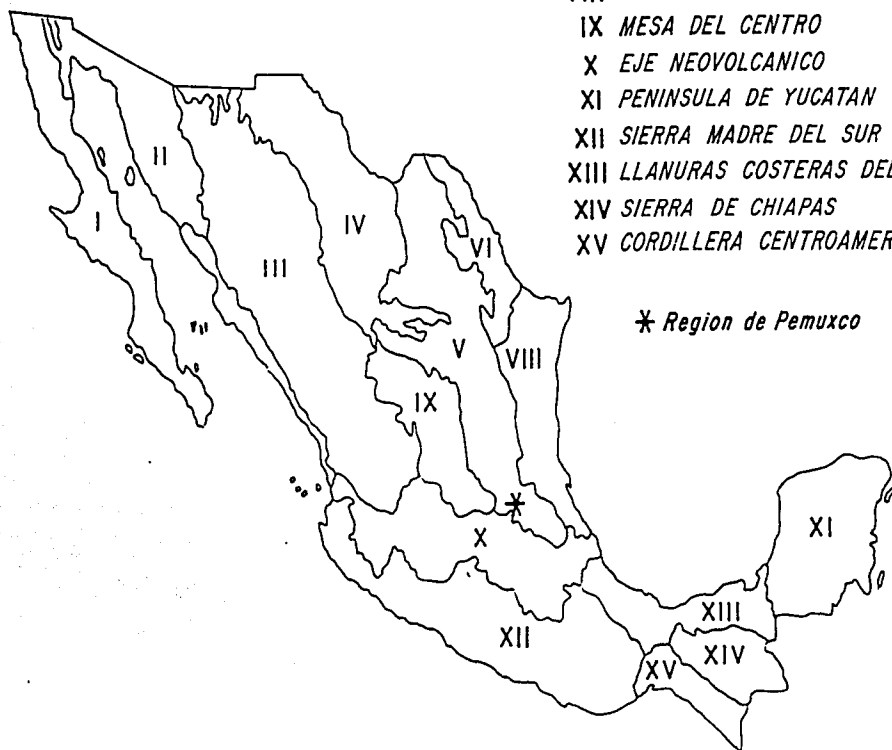


Figura 3. Provincias fisiográficas de México donde se localiza el Anticlinorio de Huayacocotla (Vinięra. 1982).

III.III GEOLOGÍA HISTÓRICA

Los mares a fines del Paleozoico tuvieron una amplia distribución cubriendo gran parte del este de México en una franja de orientación norte-sur, donde se depositaron sedimentos orogénicos de facies flysch, los cuales fueron levantados y plegados durante la Orogenia Ouachita (Viniegra, 1992).

En los pliegues paleozoicos del Anticlinorio de Huayacocotla (Sierra Madre Oriental), los esfuerzos de compresión parecen provenir del oriente, produciendo pliegues orientados norte-sur, pero con las orogenias posteriores cambian de dirección quedando finalmente orientados noroeste-sureste.

A principios del Triásico se registró un levantamiento, acompañado de un intenso periodo de erosión que produjo gran cantidad de sedimentos, constituidos por clastos que se depositaron en grandes cuencas formando gruesos espesores de arenisca y conglomerado representados en el estado de Hidalgo por la Formación Huizachal.

La segunda orogenia, al final del Triásico (Palizada) dió origen a muchas de las fosas que prevalecieron hasta el Jurásico Inferior (Liásico), donde se desarrollaron mares someros que acumularon los sedimentos de la Formación Huayacocotla de edad Sinemuriano-Pliensbachiano superior-Toarciano.

Durante el Jurásico Inferior tuvo lugar una transgresión, depositándose un potente paquete de sedimentos de facies marinas en cuencas cerradas o de circulación restringida. Al final de esta época se suscitó posiblemente un pequeño movimiento orogénico que dió lugar a movimientos ascendentes y descendentes que originaron la depositación rítmica de lutita y arenisca de la Formación Huayacocotla para posteriormente ser levantada y plegada. Durante este evento, prosiguió el levantamiento y erosión que tuvo como consecuencia la depositación de lechos rojos representados al oriente del estado por la Formación Cahuasas, (López Ramos, 1980, Ochoa, 1986).

Al principio del Jurásico Superior hubo una transgresión marina que se inicia en el Caloviano y predomina durante el Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano, que cubrió gran parte de la República Mexicana, posteriormente, durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano se formaron rocas calcarenitas con abundantes oolitas (Formación Tamán y Pimienta).

En el Cretácico Inferior persistieron los mares y se desarrollaron algunas cuencas marinas de diferentes profundidades, originando depósitos de cuenca y de agua muy somera a veces de tipo lagunar (López Ramos, 1980).

Durante el tiempo de crecimiento de los arrecifes y debido a la acción dinámica de éstos, la cuenca de depósito se hundía paulatinamente, dando lugar al depósito de sedimentos de aguas profundas (Formación Soyatal), mientras que hacia el este de estos depósitos, los sedimentos eran de agua menos profunda, de tal modo que ocasionaron el crecimiento de arrecifes como lo indican ciertas facies de la Formación Tamaulipas Superior.

En el Turoniano el litoral debió adentrarse en el mar y la cuenca de depósito debió estar en subsidencia. Durante el Maestrichtiano comienzan las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, que se manifiesta con un gran aporte de terrígenos hacia las cuencas, donde los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Soyatal-Méndez se hacen más arenosos.

A principios del Cenozoico (Terciario) toda la secuencia mesozoica es levantada y plegada, y se forman los grandes pliegues recostados y fallas inversas.

Durante el Eoceno y principios del Oligoceno ocurrió un fallamiento normal de distensión formándose grabens y horts, para quedar sometida la región a una erosión prolongada, depositándose sedimentos del Grupo Chicontepec y del Conglomerado El Morro, así como también sedimentos de origen volcánico.

En el Oligoceno-Mioceno se tiene la presencia de un arco volcánico intracontinental, es decir, se forma en esta época el Eje Neovolcánico, lo que implica que en este tiempo la actividad volcánica se intensifica, lo que dió origen a las ocho formaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Pachuca que constan de alternancias de brecha, toba, conglomerado y derrames lávicos de composición andesítica-dacítica.

Hacia fines del Mioceno y principios del Plioceno las intrusiones de grandes cuerpos plutónicos y diques asociados afectan a las rocas mesozoicas descritas, provocando metamorfismo de contacto acompañado de fracturamiento.

A fines del Plioceno y principios del Pleistoceno, se originó la emisión de lavas máficas que obstruyó el drenaje existente, formando cuencas endorreicas y pequeños lagos donde se depositaron sedimentos (Formación Tarango).

Durante el reciente ocurrió la erosión y denudación de rocas volcánicas, que originaron los depósitos de sedimentos aluviales cuaternarios (INEGI, 1984).

III.IV ANTICLINORIO DE HUAYACOCOTLA

El área de estudio se ubica en el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas en la mega estructura regional denominada Anticlinorio de Huayacocotla. El nombre de Anticlinorio de Huayacocotla fue propuesto por Erben (1956), estructuralmente está limitado al norte por el lineamiento de Tlamaya-Huichihuayán, al oriente por la cuenca de Tampico-Misantla y al occidente por las cabalgaduras del límite oriental de la Plataforma de San Luis-Valles (Suter, 1984).

El Anticlinorio de Huayacocotla es un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras. Esta complejidad fue en gran parte causada por la geometría estructural preexistente o inherente, formada por la tectónica jurásica de horst y grabens en esta región. El despegue basal de las estructuras laramídicas se encuentra en la Formación Huayacocotla. Despegues de pliegues y flats de cabalgaduras también se encuentran en las formaciones suprayacentes mecánicamente incompetentes. Otro efecto Laramídico es la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas que delimitan al horst Jurásico en su lado oriental (Ochoa, 1996).

La región estudiada se caracteriza por presentar pliegues asimétricos de primer y segundo órdenes, discordancias, y por una falla normal que disloca a la secuencia sedimentaria (Figura 2).

La secuencia estratigráfica que aflora está constituida por rocas continentales y marinas, las cuales están cubiertas, en algunas partes, por derrames de basalto y depósitos piroclásticos. La edad de toda la secuencia está comprendida entre el Leonardiano temprano y el Holoceno.

III.V FORMACIÓN GUACAMAYA

La Formación Guacamaya fue definida por Carrillo Bravo (1961), aflora en tres regiones a lo largo de la margen este-central del Golfo de México: en el cañón de La Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas, en la región de Molango, en el estado de Hidalgo, y entre los estados de Veracruz y Puebla. Campa y Coney (1983) y Rosales, *et al*, (1997) incluyen esta formación dentro del Terreno Sierra Madre.

Según estudios realizados por López Ramos (1980) se conoce con el nombre de Formación Guacamaya a una potente sección de sedimentos de edades leonardiana y wolfcampiana compuesta por una secuencia rítmica de arenisca, conglomerado y lutita de color gris oscuro, gris verdoso y negro que afloran en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina. Por correlación estratigráfica también se encuentra en el Anticlinorio de Huayacocotla.

Las rocas de la Formación Guacamaya están expuestas en la porción central del Anticlinorio de Huayacocotla, y en otros afloramientos, los cuales se encuentran en el arroyo de Chipoco, a 4 Km, al oeste de Tlanchinol, Hidalgo y en una superficie de aproximadamente 300 Km², que se extiende desde pocos kilómetros al sureste del camino Ixtlahuaco-Tlanchinol hasta el río Chinameca, en el camino Yatipán-Tianguistengo, en el río Tlahualompa y sobre el camino San Mateo-Cholula, Veracruz.

En el río Chinameca, la Formación Guacamaya está compuesta por más de 2,000 m de lutita de color negro, en capas de espesor delgado a medió, que alternan con estratos delgados, medianos y gruesos de arenisca de grano medió y grueso a conglomerático. Con frecuencia la arenisca contiene fusulínidos y crinoides, ésta intemperiza a color gris verdoso o café ligeramente rojizo, alternando ocasionalmente con bancos gruesos de conglomerado que contienen abundantes fragmentos de caliza con fusulínidos y crinoides.

En el camino de Manilita a Mecalapa, al norte del río Chinameca, se encuentran además algunas capas de caliza de color gris con abundantes fusulínidos y corales. Sobre el camino Tianguistengo-Yatipan, Hidalgo, la Formación Guacamaya está representada por el mismo tipo de sedimentos que en el río Tianguistengo; dentro de esta secuencia al oeste del Rancho Otlamalacatla, se hallan varios horizontes de caliza con fusulínidos y algunas capas de arenisca que contienen restos de tallos de plantas (Ochoa, 1996; Silva, 1987).

En el río Tlahualompa, la columna sedimentaria del Pérmico se compone de más de 2,000 m, de lutita negra, bandeada, en capas delgadas a gruesas (varían de unos 5 cm, a más de 2 m de espesor) de color negro y ocasionalmente gris verdoso que alternan con estratos delgados a medianos de arenisca de color gris oscuro y negro, que intemperiza en gris ligeramente café.

En la región de Calnali y el arroyo de Jalpa, al oeste de Tlalchinol, Hidalgo, la formación está representada por una secuencia rítmica de más de 200 m. de lutita, arenisca y algunos conglomerados de color negro (Moreno y Patiño, 1981).

El área de la Formación Guacamaya que aflora en el río Chinameca soporta en discordancia angular a las capas de la Formación Huizachal y está en contacto por falla con el gneis de edad precámbrica. Sobre el camino Yatipán-Tianguistengo, Hidalgo, al oeste del poblado de Pemuxco, las rocas pérmicas soportan discordantemente a la Formación Huizachal y al este de Otlamalacatla están cubiertas, también discordantemente, por rocas del Jurásico Superior (Ochoa, 1996).

Al norte y noroeste del área, la Formación Guacamaya, en ocasiones soporta discordantemente a rocas triásicas de la Formación Huizachal y en otros casos descansan sobre ella capas del Jurásico Superior.

El aspecto rítmico que presentan las rocas de la Formación Guacamaya, hace pensar en un ambiente de depósito batial de aguas relativamente profundas con facies de tipo flysch y en un ambiente geotectónico inestable, este último dato es sustentado por los datos conocidos de la deriva continental en este periodo geológico de la Tierra, aunque la presencia de restos de plantas, pudiera indicar la cercanía a islas o continentes.

La formación contiene abundantes fusulínidos (Brunner, 1984), briozoarios, crinoides, braquiópodos, pelecípodos y algunos trilobites; horizontes con abundante flora, así como también ignofósiles (Stinnesbeck, 1994) por lo cual no hubo problema de fijar su edad. Con base en el contenido fosilífero y la posición estratigráfica, a la Formación Guacamaya se puede asignar una edad wolfcampiana y posiblemente leonardiana en su cima. Además, por sus características litológicas es correlacionable con los sedimentos pérmicos expuestos cerca de Ciudad Victoria (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina) en Tamaulipas (Carrillo Bravo, 1965).

III.VI ESTRATIGRAFIA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

En la región de Pemuxco se encuentra expuesta una columna sedimentaria de aproximadamente 7,000 m. de espesor, constituida por las formaciones Guacamaya, Huizachal, Huayacocotla, Xaltipa, San Andrés/Tepéxic, Santiago, Pimienta y Tamaulipas. En este trabajo solamente se hace hincapié en la Formación Guacamaya, donde fue colectado el material fósil de este estudio (Figura 2).

En la región se midió, en colaboración con los investigadores participantes en el proyecto ECOS (Francia) y UNAM-CONACYT, una sección de aproximadamente 1081 m de la Formación Guacamaya, que aflora sobre el río Tianguistengo, antes de su confluencia con el río Amajac, en los alrededores del área estudiada se encuentra el Gneis Huiznopala, esta unidad presenta contacto discordante con la Formación Guacamaya y el contacto superior de esta última Formación es discordante con los lechos rojos de la Formación Huizachal.

Dentro de la secuencia sedimentaria medida se reconocieron las 14 unidades siguientes:

Unidad A: Secuencia turbidítica en estratos entre 10 y 30 cm de espesor, con secuencias bouma completas, la fracción arenosa es de color café claro y oscuro en tanto que la fracción pelítica es de color gris oscuro. La unidad presenta algunos lentes de arena, presentando la unidad un espesor total de 74.0 m.

Unidad B: Secuencia turbidítica que consiste en una alternancia de horizontes arenosos de tonos claros con estratos de 10 y 20 cm de espesor y horizontes pelíticos de tonos oscuros estos últimos presentan espesores entre 20 cm y 1 m, la unidad presenta un espesor total de 60.0 m.

Unidad C: Secuencia de lutitas que presenta horizontes finos de arenisca, dentro de los estratos de lutita se encontraron restos mal conservados de tallos de plantas, con estratos aproximados de 5 a 20 cm de espesor, el color de las lutitas son de color gris claro y gris oscuro la unidad cuenta con un espesor de 72.0 m.

Unidad D: Esta unidad presenta una Intercalación de lutita y arenisca con secuencias bouma de estratos entre 10 y 40 cm de espesor. La relación entre las fracciones de arenisca y lutita varían entre 1:1 y 2:1, presentando la unidad un espesor total de 92.0 m.

Unidad E: Secuencia flysch en estratos entre 5 y 20 cm con relación arenisca-lutita aproximada de 2:1 las areniscas presentan los horizontes A, B, C y D de la secuencia bouma, son de color gris claro adquiriendo tonos ocre debido al intemperismo; contienen pequeños cristales de pirita, las lutitas son de color gris oscuro. La unidad tiene un espesor de 32.0 m.

Unidad F: Consiste en una secuencia flysch en cuyos horizontes gruesos se observan gravas y bloques de roca ígnea, lutita y caliza; en algunos clastos calcáreos se observan crinoides y fusulínidos, en tanto que, en otros se observan nódulos de pedernal; la unidad incluye estratos turbidíticos con secuencia bouma completa. Por lo general los estratos tienen espesores entre 60 cm y 1 m., el espesor general de la unidad es de 91.5 m.

Unidad G: En la parte basal de esta unidad se presenta una secuencia turbidítica con horizontes clásticos de tonos claros y horizontes pelíticos de tonos oscuros, aumentando hacia la parte superior la proporción de areniscas, los estratos tienen espesores entre 20 cm y 1 m; la unidad incluye estratos con estructuras fláser y algunos diques de arenisca. El espesor de la unidad es de 75.5 m.

Unidad H: La unidad inicia con estratos tipo flysch con bloques de caliza con crinoides y fusulínidos. En la parte alta se observan estratos turbidíticos, con estratos aproximados entre 20 y 50 cm de color amarillo claro con secuencias bouma completas. El espesor total de la unidad es de 91.5 m.

Unidad I: Secuencia flysch con horizontes de arenas de color gris claro con estratos entre 20 y 50 cm de espesor; la parte pelítica es de color gris oscuro y estos estratos varían en espesor de 20 a 30 cm. La unidad tiene un espesor general de 111.0 m.

Unidad J: Turbiditas en estratos delgados, los horizontes de arenisca tienen estratificación gradada, son de color café amarillento y presentan espesores entre 5 y 20 cm, mientras que los de lutita son negros y sus espesores varían entre 4 y 10 cm, el espesor total de la unidad es de 78.5 m.

Unidad K: Secuencia turbidítica con horizontes gradados que incluyen una fracción conglomerática con clastos de lutita, estos horizontes tienen espesores aproximados de 60 cm, mientras que el resto de los horizontes miden entre 13 y 20 cm, la unidad es de color gris oscuro y cuenta con un espesor total de 46.5 m.

Unidad L: Secuencia flysch con horizontes arenosos de aproximadamente 20 cm de espesor y horizontes pelíticos entre 1 y 2.6 m de espesor, algunas areniscas son conglomeráticas y presentan fragmentos de crinoides. La unidad incluye lentes de arenisca y diques sedimentarios, con un espesor total de 88.0 m.

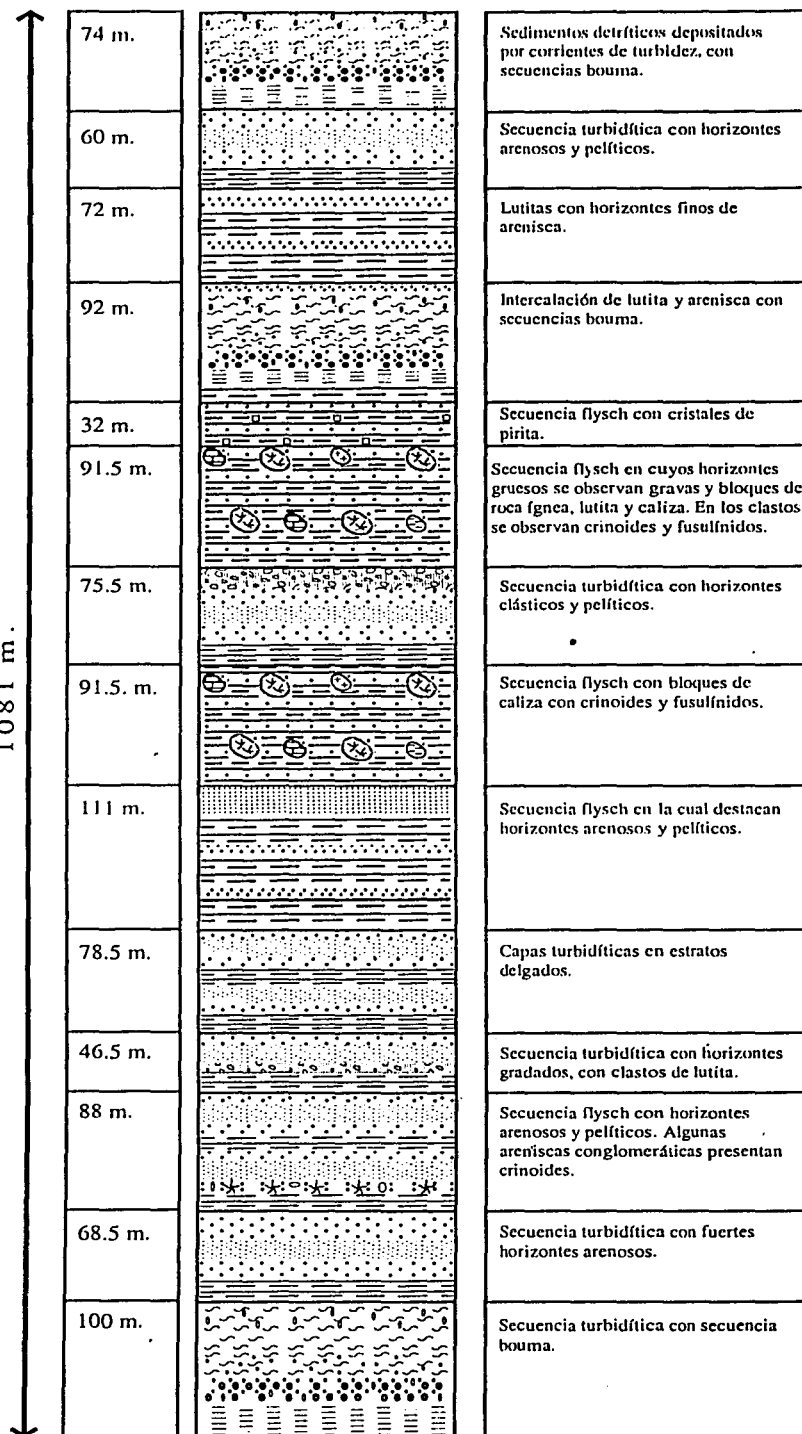
Unidad M: Secuencia compuesta de turbiditas de estratos delgados, con espesores de 10 a 15 cm, en los cuales predomina el horizonte arenoso con gradación normal, estas rocas son de color gris oscuro y la parte pelítica es de color negro, teniendo la unidad un espesor de 68.5 m.

Unidad N: Turbiditas de color gris oscuro presentando secuencias bouma completas cuyos horizontes arenosos tienen espesores entre 8 y 10 cm, en tanto que los pelíticos son de aproximadamente 30 cm, presentando un espesor de 100.0 m.

Con la información anterior se realizó la columna estratigráfica del área de Pemuxco. Se llevó a cabo la correlación entre las columnas paleozoicas marinas del Anticlinorio Huizachal Peregrina y del Anticlinorio de Huayacocotla (**Figura 4**).

PALEOZOICO
Pérmico Inferior

1081 m.



Crinoide



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig. 4 Columna estratigráfica de Pemuxco

III.VII CORRELACIÓN ESTRATIGRAFICA ENTRE LAS REGIONES DE CIUDAD VICTORIA, CALNALI Y PEMUXCO

III.VIII Ciudad Victoria, Tamaulipas

Las rocas paleozoicas de los Cañones de La Peregrina y Caballeros, Tamaulipas han sido estudiadas por varios autores (Carrillo Bravo, 1961, 1963; Ochoa, 1996; Elías *et al.*, 2002). La estratigrafía paleozoica de la región se reduce a cinco unidades (**Figura 4.1**), (**Figura 4.1.1**).

Formación Cañón de Caballeros

Definida por Carrillo-Bravo (1961) en el cañón del mismo nombre, 600 m al W del Rancho Naranjal y 10 m al S del camino que comunica a los ranchos El Naranjal con el Aserradero. También aflora en el Rancho La Yerba, 1.5 Km al NW de Vicente Guerrero en el Cañón de Peregrina.

La Formación Cañón de Caballeros es una secuencia de caliza, arenisca y lutita, dividida en tres miembros: El miembro Inferior, está constituido por cuarzo arenisca fina a gruesa y conglomerado formado por clastos de cuarzo, esta litología está interestratificada con arenisca lítica volcánica, formada por clastos de roca ígnea félsica. El miembro medió ha sido nombrado como Caliza Santa Ana, y consiste en caliza con abundantes fósiles de trilobites, braquiópodos, corales y gasterópodos del Silúrico. El miembro superior está formado por limolita y lutita con algunos estratos de arenisca muy fina, color gris a verde olivo, que también contiene abundantes fósiles. La formación en total tiene aproximadamente 60 metros de espesor. Aparentemente descansa discordantemente sobre el Gneis Huiznopala, aunque el contacto está fallado en la mayor parte de las localidades donde aflora. El contacto superior es aparentemente concordante con la Formación Vicente Guerrero.

Las características sedimentológicas y la asociación faunística que contiene, sugieren que la Formación Cañón de Caballeros se depositó en un mar somero. La presencia de clastos de roca félsica sugieren la presencia de magmatismo, sin embargo no se han encontrado evidencias de que dicho magmatismo fuera contemporáneo. Por esta razón el depósito puede tener lugar en una cuenca epicontinental, en una plataforma o en cuencas de peri-arco.

La importancia tectónica de esta unidad radica en la afinidad de sus fósiles. La mayoría de los géneros y especies de braquiópodos pertenecen a lo que se conoce como la provincia del viejo mundo, estos incluyen los géneros: *Strophoprion* sp., *Sphaerirhynchia* sp., *Delthyris* sp., *Orbiculoidea* sp., entre otros. Esta provincia faunística en reconstituciones paleogeográficas

correspondería para el Silúrico, a la porción norte de Gondwana (Sudamérica y Europa). La afinidad gondwánica de esta región, se ha tomado como una más de las evidencias que permiten proponer que el basamento de la región (Oaxaquia o Terreno Sierra Madre) es alóctono con respecto a Norteamérica (Laurentia) por lo menos hasta el Devónico y que se encontraba localizada en alguna parte del norte de Gondwana (Elías *et al.*, 2002).

Formación Vicente Guerrero

Definida por Carrillo-Bravo (1961) en el anticlinal Huizachal-Peregrina. Su localidad tipo está en el cañón de la Peregrina, cerca del Rancho Vicente Guerrero. También aflora en el rancho abandonado la Peregrina y en el cañón de Caballeros, a 150 m al NW del aserradero abandonado, cerca del rancho el Naranjal. Las rocas de esta Formación generalmente afloran por falla, restringiéndose a pequeñas áreas.

Consiste en arenisca de cuarzo de grano medió a grueso, en estratos de 20 cm a varios metros de espesor, arenisca arcillosa, con algunos lentes delgados conglomeráticos. También presenta intercalaciones delgadas de lutita. La unidad contiene abundante fauna hacia la cima. Cerca del rancho Vicente Guerrero se reporta que se midieron 160 m de espesor, que es el máximo. En otros afloramientos el espesor es menor hasta llegar a unos cuantos metros. Su contacto inferior es concordante con la Formación Cañón de Caballeros. El contacto superior es una discordancia angular con la Formación Del Monte del Pensilvánico Inferior.

La Formación Vicente Guerrero contiene abundantes braquiópodos entre los cuales destacan: *Reticularia pseudolineata*, *Spiriferina* sp., *Athyris lamelosa*, *Chonetes* sp., *Syringothiris* sp., *Tetracema* sp., *Subtrigonia* sp., de edad Misisípico Inferior.

Esta Formación aparentemente se depositó en las mismas condiciones que la Formación Cañón de Caballeros, en un mar somero y cálidos de plataforma o mar epicontinental. Sin embargo esta unidad no presenta evidencias de magmatismo contemporáneo.

La ausencia de depósito en el Misisípico Superior y la discordancia angular entre las formaciones Vicente Guerrero y Del Monte, puede sugerir un evento tectónico a fines del Misisípico Inferior que levantó y plegó a la Formación Vicente Guerrero, erosionándola en parte. Este evento se ha correlacionado con el primer evento de deformación paleozoica de las Montañas Ouachita del Misisípico Superior en los Estados Unidos de Norteamérica. Los braquiópodos que contiene la

Formación Vicente Guerrero son similares a los de la provincia central de Norteamérica, lo cual sugiere que para el Misisípico Oaxaquía ya se encontraba cercano a Laurentia.

Riolita El Aserradero

Esta unidad es un paquete de riolitas y riodacitas que originalmente fueron descritas como novaculitas por su textura en muestra de mano. Sin embargo, en lámina delgada y después de un reconocimiento detallado del área, Stewart *et al.* (1999) concluyen que se trata de un cuerpo de roca volcánica.

Fechamientos U/Pb de circones contenidos en la riolita sugieren una edad Misisípica (334 +/- 39 Ma). La complejidad estructural del área no ha permitido establecer con precisión la posición estratigráfica de esta unidad. Aparentemente se encuentra cubierta por la Formación Del Monte, aunque el contacto está afectado por fallas.

Formación Del Monte

Definida por Carrillo-Bravo (1959) en la base de la Cuchilla del Monte, 600 m al W del Rancho La Peregrina, en el cañón del mismo nombre. También aflora en el Rancho El Naranjal y al E-NW del Aserradero, en el cañón de Caballeros y en el Cañón de la Boca en la parte N del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina. Los afloramientos de esta unidad son bloques a fallados discordantes con las formaciones subyacentes.

Su localidad tipo consiste en un conglomerado basal de 4 m de espesor, formado por fragmentos subangulares de arenisca y lutita y cemento arcillo-calcáreo. Sobreyace al conglomerado un cuerpo de caliza clástica con restos de corales y crinoides, en estratos de 5 a 60 cm. Estas capas gradúan a caliza arenosa en estratos de 20 a 60 cm, que forman bancos de más de 2 m, con un total de 30 m de potencia. Descansando sobre la caliza se encuentra una secuencia de arenisca de grano medio a grueso, con fragmentos de lutita, en estratos medios a gruesos. Un cuerpo de lutita con intercalaciones de arenisca fina descansa sobre la secuencia de arenisca. El espesor de la secuencia detrítica es de 175 m. En el Cañón de Caballeros la litología es similar, únicamente disminuyen los espesores de los miembros de la unidad. En el Cañón de la Boca únicamente afloran los miembros clásticos superiores de la formación.

Su espesor real se desconoce, ya que su cima está ausente por falla en los cañones de Peregrina y Caballeros, pero se estima que debe ser superior a los 200 m si se considera que los afloramientos

del Cañón de la Boca corresponden a la parte superior de la unidad, se considera un espesor total de 400 m.

El contacto inferior se observa únicamente en el Cañón de La Peregrina y de Caballeros, consiste en una discordancia angular con rocas del Misisípico Inferor (Formación Vicente Guerrero), y Silúrico (Formación Cañón de Caballeros). El contacto superior se desconoce, aunque en la Cuchilla del Monte se observa en contacto por falla con rocas del Pérmico.

El contenido fósil de la formación no es abundante pero se observan restos de briozoarios, corales, amonoideos, fusulínidos y otros foraminíferos. Los corales que se identificaron son: *Stereospha* sp- del Derriano. En el Cañón de Caballeros se reconocieron los amonoides *Pseudoparalegoceras amotapence* y *Eoasianites* sp. Del Pensilvánico Inferior. En los cañones de Peregrina y Caballeros Thompson *et al* in Carrillo (1961), identificaron los siguientes fusulínidos: *Millerella* sp., *Fusulinella* sp., relacionada con *Fusulinella acuminata* Thompson, *Profusulina* sp., *Eostaffela* sp., igual que *Paramillerella* sp., *Staffela* cf. *S. Depresa* y *Profusulinella* sp, todos son del Pensilvánico Inferior.

Las características sedimentológicas de la unidad sugieren que la mayoría de los sedimentos que forman esta unidad fueron transportados por flujos de gravedad (turbiditas). Por lo cual, la fauna que contiene ha sido desplazada a mayor profundidad que en la que vivieron estos organismos. La composición de los clastos que forman los conglomerados sugieren que los complejos metamórficos (Esquisto Granjero y Gneis Novillo), se encontraban aflorando para el tiempo del depósito. Aún no se determina el tipo de cuenca en que se depositó dicha unidad.

Formación Guacamaya

Aflora en el Rancho Guacamaya, Cañón de La Peregrina y Cañón Huizachal-Peregrina, Tamaulipas. También aflora en los cañones de Caballeros, Arrollo Seco, Santa Lugarda, La Boca y El Olmo (Carrillo-Bravo, 1961). También se ha reportado en el pozo González No. 101, a 98 Km al NW de Tampico, Tamaulipas (Toledo, 1957).

Está constituida por lutita y arenisca con variaciones locales que forman cuerpos de espesor variable. En el Cañón La Peregrina la arenisca gradúa a calcarenita, para pasar de caliza arenosa a caliza de fusulínidos en estratos de 30 a 40 cm. En discordancia angular cubren a la caliza un conglomerado de 10 m de espesor con fragmentos subangulares de hasta 30 cm de caliza con fusulínidos, similar a la subyacente, y lutita negra carbonosa.

En el Cañón de caballeros la arenisca es de grano grueso a conglomerático con un horizonte de conglomerado fino de fragmentos angulares y subangulares de lutita negra. En el Cañón de Santa Lugarda la secuencia es de lutita y arenisca. Su espesor se estima en 800 m en el Cañón de La Peregrina, aunque no se conocen sus contactos.

El contacto inferior es por falla con formaciones paleozoicas más antiguas (Fries, 1962). El contacto superior es una discordancia angular con la Formación Huizachal del Triásico Superior y las formaciones Zuluaga y la Joya del Jurásico Superior. Contiene fusulinidos (*Schwagerina* sp., *Parafusulina Sapperi* Staff, *Triticites* sp., *Triticites* cf. *Crekensis* y *Ozawainella* sp., *Schwagerina* cf. *Diversiformis* y *Schwagerina* sp.), crinoides y plantas, que la ubica en el Pérmico (Wolfcampiano-Leonardiano).

Originalmente fue interpretada como un flysch asociado a la Orogenia Apalachiana. Sin embargo la gran abundancia de volcaniclasticos sugiere que probablemente se depositó en una cuenca asociada al arco Pérmico del oriente de México.

III.VII.II Calnali, Hidalgo

En la región de Calnali la secuencia estratigráfica está representada por las siguientes formaciones:

Formación Vicente Guerrero

La Formación Vicente Guerrero fue definida por Carrillo Bravo (1961) como: "... un conjunto de más de 160 m de espesor de arenisca de color gris oscuro y lutita negra con fauna del Misisípico Inferior que afloran en el rancho Vicente Guerrero, localizado en la margen derecha del cañón de La Peregrina, aproximadamente a 10 Km al SW del ejido La Libertad, Tamaulipas." En Tamaulipas aflora también en el cañón de Caballeros, en el antiguo rancho La Peregrina y los ranchos El Aserradero y El Naranjal.

Este sistema está constituido principalmente por arenisca metamorfozada, arenisca y lutita, brecha intraformacional y ocasionalmente, arenisca y lutita calcárea y caliza gris oscuro muy arcillosa interestratificadas. Estas rocas son fácilmente identificables en los ríos Xocontla, desde el rancho Pochula, hasta 3.5 Km antes del pueblo de Tula; y en el río Calnali, desde la pista aérea del municipio de Calnali, hasta poco más delante de la intersección de este río con la terracería que une al pueblo antes mencionado con la carretera federal No. 105.

En el río Xocontla, la parte más baja de esta secuencia está constituida por areniscas gruesas, que gradúan a areniscas de grano fino y finalmente a lutitas gris oscuro, en estratos de espesores medios a delgados. Las areniscas están constituidas principalmente por granos subredondeados a subangulosos de cuarzo y fragmentos de roca, teniendo una coloración gris verdoso. En toda la secuencia se puede identificar un moderado metamorfismo que se presenta por la sustitución, en las areniscas, de la matriz original por mineral de clorita, siendo difícil determinar si se trata de grauvacas líticas o subgrauvacas, lo que indicaría el origen de los depósitos.

Se suelen encontrar paquetes gruesos de areniscas como las anteriormente descritas, pero con bandeamientos oscuros constituidos por areniscas gruesas de grano subanguloso, en las que es mayor el contenido de fragmentos de roca; y bandas brechoides cuyos constituyentes son fragmentos de la misma arenisca gris verdoso, cuarzo y otros minerales (fragmentos de lutitas).

La parte superior está representada por areniscas y lutitas de color gris oscuro a negro poco piritizada y con laminación flaser, en estratos delgados de 15 a 20 cm cuyo mayor espesor lo componen las lutitas.

La gradación en este caso es también notable, pues en el piso de los estratos se pueden encontrar areniscas de grano grueso subredondeado y en la parte media el grano se hace más fino.

En las areniscas el material aglomerante es matriz arcillosa y cemento químico de carbonato de calcio. Dentro de esta secuencia se encuentran interestratificados, bancos gruesos de brechas de talud, constituidos por fragmentos tabulares de lutitas negras, unidas por areniscas de grano grueso y subanguloso. En la parte más alta, capas de caliza arcillosa de color negro intercaladas, presentan una regular cantidad de trilobitas que no se clasificaron.

En el río Calnali también se pudo observar esta parte superior con una litología muy parecida: arenisca gris y lutita calcárea gris oscuro, casi negra y con piritita diseminada, en estratos de 15 a 20 cm de espesor.

En estas rocas se encontraron los únicos fósiles que fue posible clasificar para éste periodo, se trata de dos braquiópodos bien conservados, *Septosyringothyris* cf. *S. demantei* y *Ilorinchus* cf. *A. heteropsis*, reportando edades del Carbonífero Inferior.

Se encontró también un grueso espesor de basalto intercalado, muy vesicular, pero también muy alterado, por lo que no se pudieron observar estructuras almohadilladas claras; estas son rocas típicamente asociada a los depósitos tipo flysch. Se encontraron fragmentos de tallos de crinoides mal conservados. El contacto inferior, de esta formación con rocas más antiguas, se desconoce por no aflorar en el área.

La parte basal de este paquete de sedimentos se encuentra en contacto anormal por falla con rocas jurásicas de la Formación Pimienta, este contacto se puede observar sobre el río Xocontla a 3.5 Km al poniente de Tula.

Por su gran semejanza litológica con las rocas misisípicas, encontradas en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina se les correlaciona con la Formación Vicente Guerrero que contiene fauna del Misisípico inferior, con la Formación Represa, descrita en el Estado de Chihuahua, Escabros y El Tigre en el Estado de Sonora.

La alternancia de lutitas y areniscas en clara gradación y delgados estratos, los bancos de brechas de talud y los basaltos espilíticos intercalados, indican que estas rocas fueron depositadas en un ambiente marino profundo, por corrientes de turbidez que erosionaron y seleccionaron los clásticos depositados en ambientes menos profundos, posiblemente la plataforma generando lo que al consolidarse sería la alternancia de sedimentos tipo flysch.

Formación Del Monte

Se ha designado al conjunto de más de 200 m de espesor de caliza, caliza arenosa y arenisca de color gris, lutita de color gris verdoso y gris oscuro, de edad Pensilvánico Inferior, que afloran en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. La localidad tipo se encuentra en la Cuchilla Del Monte, a 600 m al W del rancho La Peregrina.

El sistema Pensilvánico se encuentra representado en el Anticlinorio de Huayacocotla por un paquete de sedimentos conglomeráticos, arenisco-conglomeráticos que sobreyacen discordantes a las lutitas y areniscas donde se encontraron los fósiles misisípicos. Sobre el río Xocontla, la litología se hace presente de la siguiente manera:

La parte basal está representada por bancos gruesos de conglomerados polimícticos, constituidos por fragmentos de areniscas verdes, calcarenitas, lutitas y cuarzo, unidos por una matriz arenosa de color verde claro, de espesor grueso a fino, mal clasificados y poco redondeados, con ocasionales

interestratificaciones de lentes de areniscas gris oscuro y lutitas negras con pirita. Contiene gasterópodos que no se pudieron clasificar, conglomerado polimíctico bien redondeado y clasificado, con los mismos constituyentes que el anteriormente descrito, solo que los clásticos son más pequeños también presentan interestratificación de areniscas y lutitas en paquetes delgados y lenticulares. En ambos cuerpos, los estratos tienen poca continuidad lateral y han sufrido metamorfismo.

En el río Calnali se encuentra un conglomerado polimíctico con clásticos, de tamaños que van de guija media, al canto rodado y pocos bloques subredondeados en ocasiones bien clasificados y en otras mal clasificados de arenisca conglomerática, arenisca, lutita, igneos y gneis; unidos por una matriz gris verdosa clara de arenisca de grano medio a grueso.

También estos conglomerados se encuentran metamorfizados, por este metamorfismo, así como por su composición, se le ha correlacionado con el del río Xocontla.

Subgrauvacas de color gris claro, de grano fino a medio, de cuarzo y fragmento de roca, subredondeados con matriz arcillosa y cemento calcáreo, interestratificados con lutitas gris oscuro, con poco carbonato de calcio en estratos continuos lateralmente y delgados. Contiene horizontes fosilíferos con la siguiente fauna: braquiópodos y algas.

Los horizontes con microfauna son calcirrudíticos constituidos por fragmentos biógenos abundantes de crinoides, braquiópodos y otros indeterminables, así como fusulinidos y calcitonélidos.

Sobre estas capas se encuentran areniscas conglomeráticas constituidas por guijas de lutita negra, redondeadas, otros fragmentos como arenas gruesas y medias unidas por abundante cementante clorítico, que reflejan, han sido afectadas por cierto metamorfismo. Contiene abundante fragmentos de equinodermos, briozoarios fenestélidos y algas rodoficeas.

En el río Calnali, el contacto inferior, es discordante angularmente sobre las rocas misisípicas mientras que el contacto superior no fue posible determinarlo por tratarse de una zona cubierta por completo por la vegetación y en la que el río no ha disectado lo suficiente.

En el río Xocontla, el contacto inferior es por falla en apariencia normal sobre las rocas misisípicas y subyacen discordantemente al conglomerado que marca el inicio de la secuencia Pérmica. Fue determinante para la datación de éstas rocas, la identificación del alga *Komia* sp., del Pensilvánico

Medio, así como la constitución de las microestructuras de los fósilíferos asociados. Los tipos de rinoides reflejan edades que en las Persivánicas Medio y Persivánicas Superiores tienen clasificadas por métodos stratigráficos.

La columna persivánica del Anticlinal Huiztla-Peregrina es similar a la aquí descrita, pero en esta última no están los horizontes calcáreos que se desarrollan para esa parte de Tamaulipas, están por debajo de bancas calizas con corales, las calizas arenosas así como tampoco tienen observadas las lutitas arcillosas y el conglomerado calcáreo que se desarrollan. Entre cuerpos litológicos similares pueden corresponder edades un poco más profundas que las que se mencionan en este trabajo, constituyen la parte inferior de la secuencia. La Formación del Monte se correlaciona con las calizas de Tlaxi y Macazari del Estado de Sonora.

El medio ambiente en el que se desarrolló esta formación sugiere principalmente un ambiente marino de aguas someras que favoreció el desarrollo de organismos como los rinoides, bryozoos y algas. Más tarde se desarrolló dentro de un ambiente mixto, evidenciado por la amplia distribución de conglomerados micromatificados con lutitas oscuras finas.

Formación Guacamaya

Se le ha dado el nombre de Formación Guacamaya a una potente sección de sedimentos del Laramiense de Tamaulipas, constituida por una secuencia típica de areniscas, conglomerados y lutitas de color gris oscuro, negro y gris verdoso que afloran en el Anticlinal Huiztla-Peregrina.

La localidad tipo se halla entre el rancho La Guacamaya y el rancho La Peregrina, en el Cañón de La Peregrina y de La Pasa. En la localidad tipo, únicamente afloran sedimentos del Laramiense.

El Monte, se le llama está constituido por una gruesa secuencia de areniscas y lutitas de edad Tlaxiense-Laramiense, que son identificables en el río Xocomila a 2.4 Km aguas arriba del rancho Potula y sobre la carretera revestida que lleva del poblado Calnali a la carretera federal No. 105 en donde se encuentra muy intemperizada, por lo cual fue imposible reconocer sus contactos inferior y superior.

En la parte considerada como basal, se presenta una secuencia de conglomerados y lutitas, los conglomerados muestran mala clasificación, los clásticos subredondeados, son principalmente de

arenisca gris, gneis, roca ígnea (andesita) y pocos fragmentos tabulares de lutita gris oscuro, la matriz es arenosa. Las lutitas son de color gris oscuro casi negras, pizarrosas, en espesores gruesos y lenticulares interestratificados. En ocasiones existe flujo de material pizarroso dentro del conglomerado.

La arenisca y lutita se presenta en clara alternancia flysch, la arenisca presenta color gris claro, son de grano fino a medió, subredondeados. Los clastos de cuarzo y fragmentos de roca están unidos por una matriz arcillosa, gradúan a lutitas gris oscuro a negro que intemperizan a café rojizo, con laminación flaser, se presentan en estratos medios a finos continuos lateralmente. Esta última litología predomina en el resto de la secuencia. En ocasiones algunas variantes, areniscas de grano grueso, subanguloso, medianamente clasificado, de cuarzo y fragmentos de roca unidos por matriz arcillosa y con una coloración ligeramente verdosa, en estratos más gruesos (60 cm.) y paquetes gruesos de lutitas gris oscuro.

La posición estratigráfica de estas rocas sobre los sedimentos pensilvánicos es aparentemente discordante. El contacto superior en el río Xocontla es por discordancia angular bajo rocas triásicas de la Formación Huizachal. Sobre la carretera, la Formación Guacamaya subyace a derrames ígneos jóvenes. Uribe (1961) encontró rocas pérmicas en contacto discordante con el gneis de posible edad precámbrica conocido como gneis Huiznopala al noreste de Tlanchinol. **(Figura 4.1), (Figura 4.1.1).**

El ambiente de depósito durante este período fue de cuenca profunda, donde se desarrolla una alternancia rítmica de lutitas y de areniscas, característica de los depósitos tipo flysch. También recibe el aporte de sedimentos acarreados por corrientes de turbidez. Lo anterior se confirma con la presencia de horizontes delgados, con restos de tallos muy fragmentados de plantas continentales.

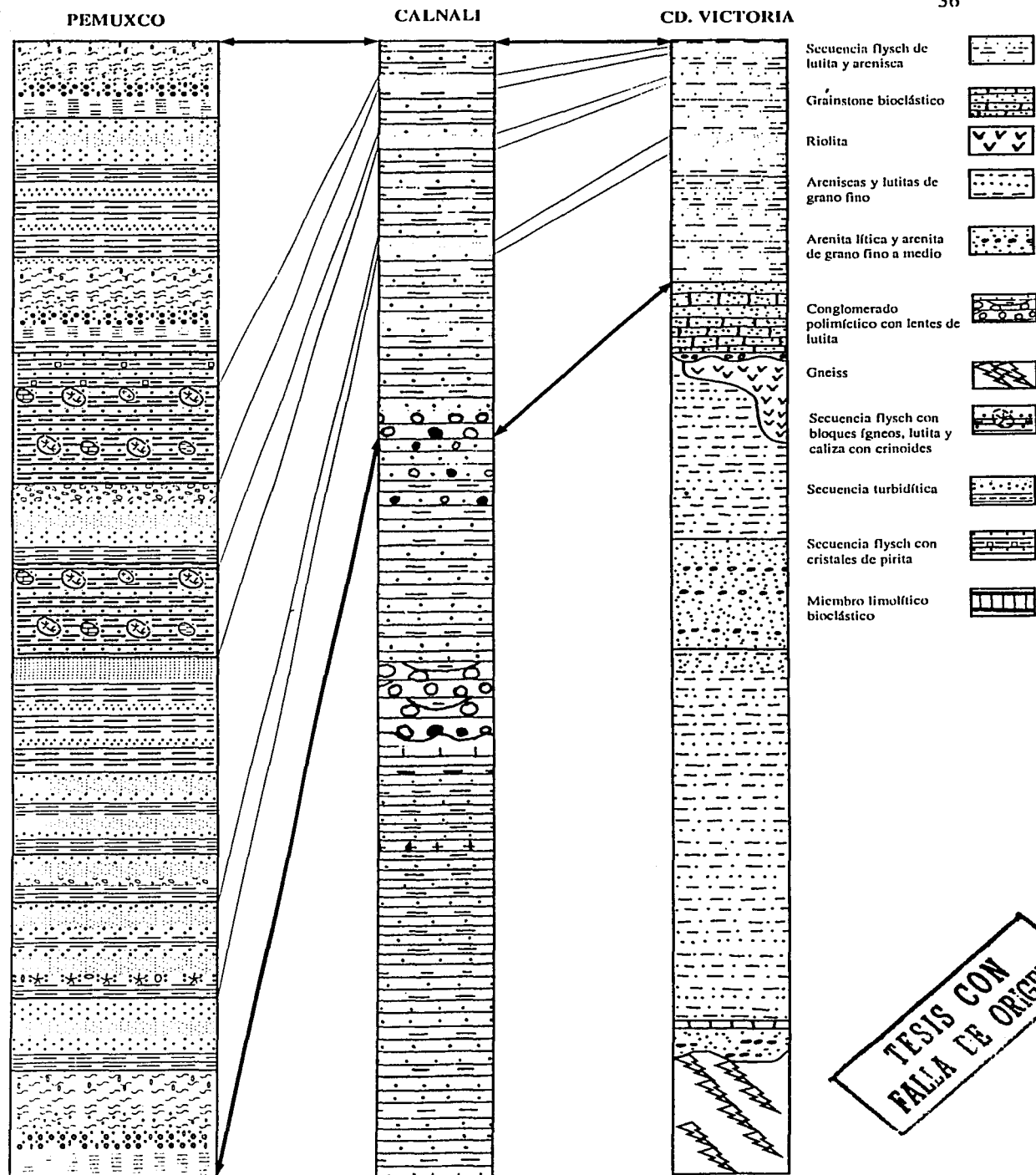


Fig. 4.1 Correlación estratigráfica de Pemuxco, Calnali y Cd. Victoria

		Unidades Cronoestratigráficas	Anticlinorio Huizachal Peregrina (Reg. De Cd. Victoria)	Anticlinorio Huayacocotla (Región de Calnali)	Anticlinorio Huayacocotla (Región de (Pemuxco)
ERA	PERIODO	EDADES	FORMACION	FORMACION	FORMACION
P A L E O Z O I C O	PERMICO	OCHOANO	?	?	
		GUADALUPANO			
		LEONARDIANO	GUACAMAYA	GUACAMAYA	GUACAMAYA
		WOLFCAMPIANO			
	PENSILVANICO		DEL MONTE	DEL MONTE	NO AFLORA
	MISSISSIPICO		VICENTE GRO.	VICENTE GRO.	
	DEVONICO		LA YERBA	NO AFLORA	
	SILURICO		CAÑON DE CABALLEROS		
	ORDOVICICO		CALIZA VICTORIA		
	CAMBRICO		CONG. NARANJAL CUARCITAS LA PRESA		
PRECAMBRICO			GNEIS	GNEIS	GNEIS

Figura 4.1.1 Correlación estratigráfica de localidades paleozoicas marinas del este de México (Modificado de Buitrón *et al.*, 1987).

IV PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

IV.1 SISTEMÁTICA DE LOS GÉNEROS Y LAS ESPECIES ESTUDIADAS

(Se sigue la clasificación propuesta por Ubaghs *et al*, 1978 y por Moore y Jeffords, 1968).

PHYLUM ECHINODERMATA de Brugiere

CLASE CRINOIDEA Miller

Subclase y Orden **Incierta**

Grupo **Cyclici**

Familia Cyclomischidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Cylindrocauliscus* Moore y Jeffords, 1968

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968

Genero *Baryschyr* Moore y Jeffords, 1968

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968

Género *Cyclocaudex* Moore y Jeffords, 1968

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968

Cyclocaudex jucundus Moore y Jeffords, 1968

Género *Mooreanteris* Miller, 1968

Mooreanteris waylandensis Miller, 1968

Familia Floricyclidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Plummeranteris* Moore y Jeffords, 1968

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968

Familia Leptocarphiidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Heterosteichus* Moore y Jeffords, 1968

Heterosteichus keithi Moore y Jeffords, 1968

IV.II PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

El material estudiado se depositará en la Colección del Museo de Paleontología del Instituto de Geología, y en la Colección Paleontológica de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán 04510, México D.F.

Al realizar la prospección geológico-paleontológica en diversas ocasiones el área de Pemuxco, se recolectó material para el presente estudio, en afloramientos de la Formación Guacamaya.

Con la finalidad de sistematizar el estudio se asignaron números provisionales del Catálogo del Instituto de Geología de la UNAM (IGM-3788, IGM-3789, IGM-3790, IGM-3791, IGM-3792, IGM-3793, IGM-3794 e IGM-3795) y de la Facultad de Ingeniería (FIC-1437, FIC-1438, FIC-1439 y FIC-1450).

IV.III PHYLUM ECHINODERMATA de Brugiere

Los equinodermos son invertebrados celomados y deuterostomados, con la piel cubierta por espinas. El grupo comprende en la actualidad aproximadamente 6,000 especies agrupadas en cinco clases: Crinoidea, Holoturoidea, Echinoidea, Asteroidea y Ophiuroidea (Buitrón, 1987).

Existen además muchos grupos extintos que desaparecieron antes del final de Paleozoico entre ellos Machaeridia, Homostelea, Stylophora, Homoiostelea, Eocrinoidea, Edrioblastoidea, Edrioasteroidea, Cyclocystoidea, Helicoplacoidea, Ophiocystioidea y Lepidocystoidea (Buitrón y Solís, 1993).

Los equinodermos son solitarios, marinos y bentónicos con excepción de algunos crinoides que pueden ser epiplanctónicos o nectónicos y las pelagoturias que son planctónicas.

En la actualidad se han recolectado en los estuarios de los ríos y en lagunas con salinidad variable (Laguna Madre de Texas) fenómeno que se interpreta como una tendencia adaptativa muy reciente, pues no se han encontrado fósiles del grupo asociados a faunas dulceacuícolas.

Tres rasgos caracterizan a los equinodermos:

1) La simetría radial secundaria en el estadio adulto, que se manifiesta principalmente en la disposición del sistema ambulacral, formado por cinco radios o ambulacros alternando con cinco interradios o interambulacros, todos ellos dispuestos alrededor de la boca. Cuando los ambulacros están arreglados según meridianos, la forma del equinodermo es globular o cilíndrica como sucede en los equinoides y holoturoideos, pero si los ambulacros se desarrollan más que los interambulacros la forma que resulta es la de una estrella típica como sucede en los asteroideos.

La simetría radial del estadio adulto es una adquisición secundaria, ya que las diferentes larvas (dipleurula, auricularia, bipinaria y pluteos) de las que proceden los equinodermos, presentan una simetría bilateral; dicha simetría se desarrolla del lado izquierdo del hidrocele, que experimenta un giro y se sitúa en un plano horizontal en lugar del vertical inicial, con el desplazamiento de la boca hasta la cara superior en que encuentra el periprocto se forman así cinco radios equidistantes, con la consecuente atrofia del lado derecho y el resultado de la simetría radial secundaria, que presentan los equinodermos actuales y la mayoría de los fósiles (Black, 1982).

2) La presencia de un endoesqueleto de origen mesodérmico que consiste en un conjunto de placas, espinas, espículas o cualquier osículo de calcita cristalina (estereoma) depositados en una red mesenquimatosa orgánica (estroma), formada por tejido no celular amorfo o fibroso con células conectivas y numerosas fibras nucleadas.

La existencia del estereoma en los equinodermos le confiere cierta unidad al grupo, ya que se adquiere cualidades distintivas que consisten en una microestructura y propiedades cristalográficas particulares, por las que cada elemento se comporta como un cristal de calcita, fácilmente distinguible al microscopio, aun en fragmentos muy pequeños, debido a la exfoliación espática, romboédrica que caracteriza a este mineral. El esqueleto esta cubierto por el ectodermo (Camacho, 1965).

3) La posesión de un sistema vascular acuífero llamado comúnmente sistema ambulacral o hidrocele, único en este grupo, formado por un conjunto de canales que terminan en una serie de tubos eréctiles derivados del celoma, denominados pies ambulacrales por donde circula agua. Las funciones del sistema ambulacral son variadas, entre ellas, la locomoción,

respiración, captura del alimento, formación de corrientes y como órganos sensoriales. Esta estructura se refleja en el endoesqueleto de los fósiles (Brunner, 1984).

IV.IV CLASE CRINOIDEA Miller, 1821

La clase crinoidea comprende un grupo grande, diversificado y bien caracterizado dentro de los pelmatozoarios. Comenzaron en el Cámbrico y los hay en la actualidad, aun cuando su máximo desarrollo ocurrió en el Paleozoico, la mayor parte se extinguió a fines de esa Era.

Son habitantes de aguas profundas (batiales) y de zonas arrecifales, miden desde unos cuantos centímetros hasta 18 m en algunas especies fósiles, presentan pedúnculo con el que se fijan formando verdaderos "jardines marinos", también llamados lilas de mar, aun cuando hay formas libres como las estrellas plumosas.

El pedúnculo de los crinoides está formado por discos calcáreos de contorno circular, pentagonal o poligonal, en cuya superficie hay estrías que permiten un perfecto acoplamiento entre dos placas; la parte central del pedúnculo es hueca (lumen) y en ella se alojan órganos vitales (Buitrón, 1989; Camacho, 1965). El organismo esta protegido por una teca, formada por dos partes, el cáliz y el tegmen. El cáliz está constituido por placas calcáreas poligonales o rectangulares (**Figura 5, 5.1, 5.2**).

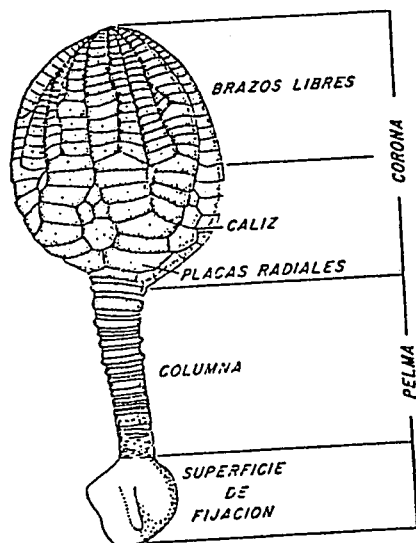


Figura 5. Morfología de un crinoide donde se muestran las partes principales del cuerpo.

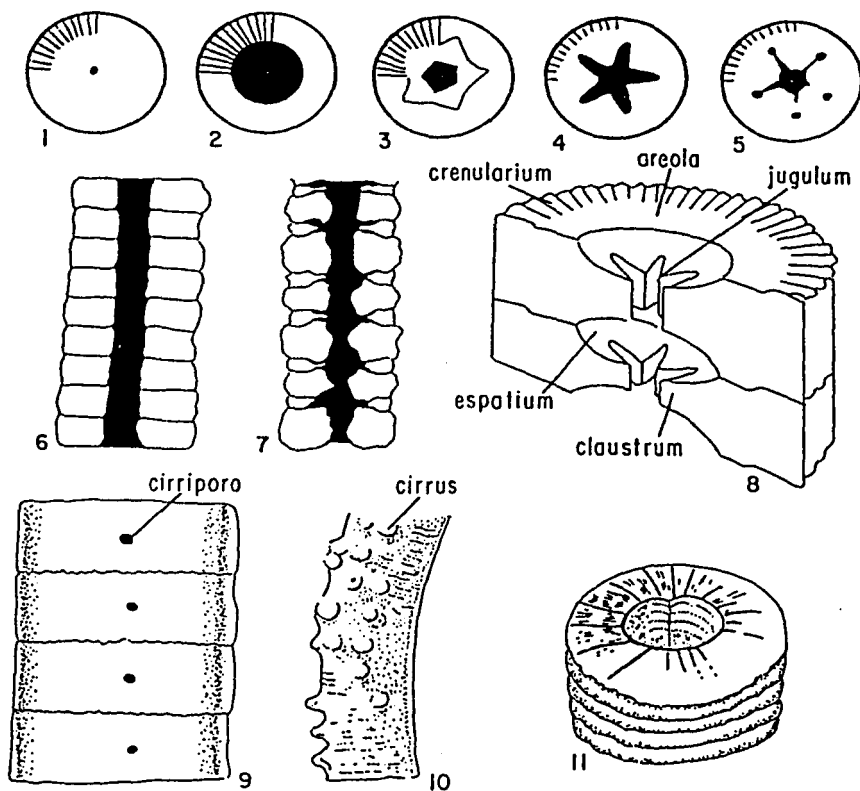


Figura 5.1, Morfología de la vista lateral de las columnas, del crenularium y el lumen en las placas articulares de los crinoides. 1-5.- Vista de la faceta que ilustra la diversidad en la superficie y el tamaño relativo del lumen. 6.- Sección longitudinal media de la pluricolumna con canal axial simple X 2. 7.- Sección longitudinal media con canal axial complejo X 2. 8.- Vista diagramática oblicua de una sección de la columna que ilustra los caracteres morfológicos del canal axial. 9.- Vista lateral de la pluricolumna con cirriporos X 8. 10.- Vista lateral de una pluricolumna con cirrus abortivos. 11.- Vista diagramática oblicua de una pluricolumna mostrando surcos radiales en la faceta articular y sus aberturas en el canal axial X 13 (Modificado de Ubagh, *et al.*, 1978).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

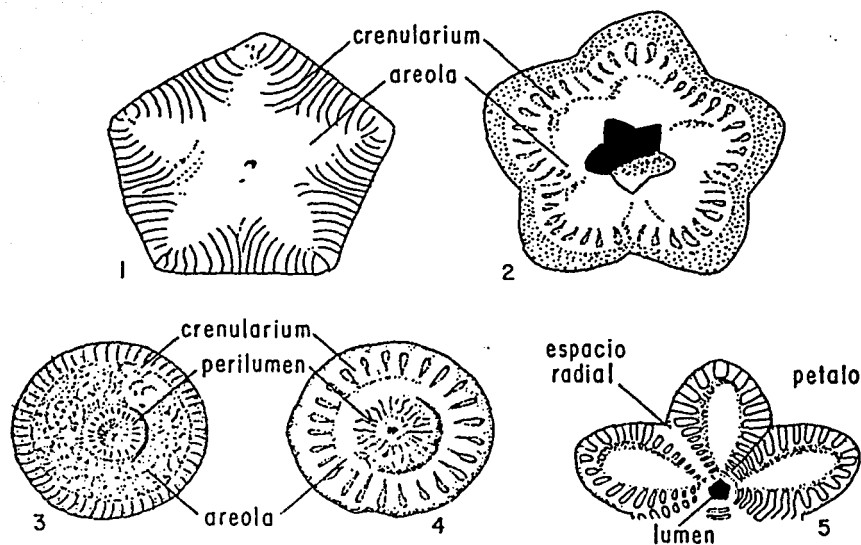


Figura 5.2, Morfología de la superficie articular de diferentes tipos de placas que forman la columna del crinoide. 1.- Articulación con crenularium petaloide, areola y lumen pequeño circular X 8.5 2.- Articulación con crenularium estrecho, areola petaloide y lumen grande y estelar X 8.5 3.- Articulación con crenulario estrecho con areola ancha y perilumen X 3.5 4.- Articulación con crenularium ancho, areola estrecha y perilumen prominente X 3.5 5.- Diagrama internodal con tres sectores de articulación, lumen pentagonal X 3.5 (Modificado de Ubagh, *et al.*, 1978).

Los crinoides se clasifican en cinco subclases: Echmatocrina, Inadunata, Flexibilia, Camerata y Articulata que fundamentalmente se diferencian por la estructura del cáliz. El alcance estratigráfico del grupo queda comprendido entre el Ordovícico y el Reciente.

El primer resto de crinoide es del Ordovícico, y fueron los equinodermos más comunes durante el Paleozoico. En el Pérmico, su número disminuye considerablemente, pero resurgieron en el Mesozoico, aunque sin alcanzar el apogeo que tuvieron en el Paleozoico.

Los crinoides son fósiles muy abundantes en el Silúrico, y siguieron siendo numerosos en el Devónico y en el Carbonífero. Son típicos de las rocas calcáreas, por ejemplo, en las calizas del Silúrico medío o en los arrecifes calizos del Carbonífero. Un cáliz completo es raro de encontrar, pero las placas separadas (sobre todo las columnares) pueden ser abundantes e incluso constituir la mayor parte de la roca, que se llama entonces "caliza de crinoides"

Ninguno de los grupos de crinoides paleozoicos sobrevivió al Mesozoico, y aunque los crinoides mesozoicos debieron derivar de formas anteriores, el parentesco entre ellos no es claro. Los crinoides del Mesozoico inferior fueron principalmente formas con tallo, pero posteriormente en el Cretácico, las formas sin tallo predominaron, y lo siguen haciendo hoy en día. (Black, 1982; Buitrón, 1989).

El material fósil recolectado en la región de Pemuxco, Hidalgo consiste en numerosas placas desarticuladas del tallo incluidas en la roca, por tal motivo se utilizaron procedimientos parataxonómicos, para su clasificación. No se recolectaron cálices.

IV.V GRUPO CYCLICI

Subclase y Orden incierta

Grupo Cyclici

Diagnosis.- Los crinoides que presentan el cáliz completo se clasifican bajo el orden Inadunata.

Familia Cyclomischidae Moore y Jeffords, 1968

Diagnosis.- Crinoides que generalmente presentan la columna heteromórfica, algunos la presentan homeomórfica. Las facetas articulares tienen un crenularium ancho, el lumen es circular pero en algunos casos es pentalobado Carecen de areola o perilumen o es insignificante.

Género *Cylindrocauliscus* Moore y Jeffords, 1968

Diagnosis.- Tallo heteromórfico con una o más cicatrices cirrales, noditaxis de cuatro columnals, que tienen perfiles muy convexos y lisos. La faceta articular presenta un lumen circular grande rodeado por un estrecho, elevado y delicado perilumen y un ancho crenularium moderadamente costillado con crénulas rectas.

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968

(Lám. 1, figs. 1,2)

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968, p.62, lám. 14, figs. 5a, b.

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968; Moreno y Patiño, 1981, p.26, lám.3, fig.4.

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, 1977, p.148, fig.2

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, Patiño y Moreno, 1987, p.130, fig.1.

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Cylindrocauliscus fiski Moore y Jeffords, 1968; Esquivel, *et al.*, 2000, p.1188

Descripción.- El ejemplar analizado está registrado con el número IGM-3788. La placa articular es redonda, el lumen es circular, casi del ancho del crenularium y está rodeado por un perilumen estrecho, ligeramente elevado. El crenularium está constituido por cúlmenes anchos, rectos y bifurcados generalmente antes de la mitad de su longitud; entre ellos hay escasos cúlmenes simples. Las crenelas son ligeramente más estrechas que los cúlmenes.

Dimensiones.- La placa articular mide 5.3 mm de diámetro, el lumen 1.9 mm de ancho; el perilumen 1.1 mm y el crenularium 2.3 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica.- Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- *Cylindrocauliscus fiski* (Moore y Jeffords, 1968, p.62, lám. 14, figs. 5 a,b) se describió por primera vez de la Lutita Mingus, que pertenece al Grupo Strawn (Pensilvánico Medió) de Texas, Estados Unidos de América.

Buitrón (1977, p.148, fig. 2 F) asignó con cierta duda a esta especie, unos crinoides colectados en la Formación Santa Rosa Inferior (Pensilvánico Inferior) cuyas rocas afloran en la región sureste del Estado de Chiapas.

Genero *Baryschyr* Moore y Jeffords

Diagnosis.- Tallo heteromórfico de mediano tamaño caracterizado por una apariencia superficial homeomórfica de columnas desiguales con tubérculos generalmente gruesos en sus lados. La faseta articular presenta un mediano a gran lumen el cual es variablemente pentalobado a circular en su contorno, rodeado por un crenularium con crenulaciones rectas moderadamente finas.

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968

(Lám.1, figs. 3,4)

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968, p. 64, lám. 14, figs. 6-7; lám. 15, figs. 7-11; lám. 16, figs. 1-11.

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968; Moreno y Patiño, 1981, p.26, lám. 3, fig.3.

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solis, 1993, p.214

Baryschyr anosus Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p. 1188

Descripción.- El ejemplar estudiado está registrado con el número de catálogo IMG-3789. La placa articular es circular con el lumen subcircular, de contorno irregular, cuyas dimensiones corresponden a un tercio del diámetro de la placa. No presenta perilumen ni areola. El crenularium tiene cúlmenes y crenelas rectas, ligeramente finas, estas últimas un poco más estrechas que los cúlmenes.

Dimensiones.- La placa articular mide 10.2 mm de diámetro, el lumen 2.9 mm de ancho y el crenularium 7.3 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- Moore y Jeffords (1968, p.64) describieron esta especie del Pensilvánico Medió de la Formación Dornick Hills, en la región sureste de Oklahoma, EUA. El ejemplar de Hidalgo, México, presenta los cúlmenes ligeramente más gruesos que el ejemplar de Oklahoma.

Género *Cyclocaudex* Moore y Jeffords

Diagnosis.- Tallo heteromórfico recto o suavemente convexo longitudinalmente, nodals comúnmente con cicatrices cirrales con un crenularium muy ancho provisto de crenulas rectas, areola pequeña o sin ella, con perilumen y lumen típicamente pequeño de contorno circular o bien subpentagonal o pentalobulado.

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968

(Lám. 1, fig. 5)

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968, p.66, lám.17, figs. 8 a,b

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968; Moreno y Patiño, 1981, p.26, lám. 3, fig. 2.

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, Patiño y Moreno, 1987, p.131, fig.3.

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Cyclocaudex cf. *C. costatus* Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188.

Descripción.- El ejemplar estudiado está registrado con el número de catálogo IMG-3790. La placa articular es pequeña, circular, con el lumen estrecho rodeado de un perilumen con areola. La faceta articular es amplia y ocupa la mayor parte de la placa, presenta cúlmenes relativamente escasos, rectos y anchos; algunos bifurcados en la proximidad del contorno de la placa, con escasas intercalaciones de cúlmenes cortos, las crenelas son más estrechas que los cúlmenes.

Dimensiones.- La placa articular mide 3.8 mm de diámetro, el lumen 1.0 mm de ancho, la areola 0.4 mm de ancho, el crenularium 2.4 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- Los ejemplares descritos por Moore y Jeffords (1968, p.66, lám. 17, figs. 8 a,b) proceden de la Formación Graham del Pensilvánico Superior de Texas, EUA. El ejemplar de Hidalgo se encuentra mal conservado, sin embargo se observaron los cúlmenes anchos propios de la especie.

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968

(Lám. 1, fig. 6)

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968, p.66, lám. 17, figs. 11 a, b.

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968; Moreno y Patiño, 1981, p. 26, lám. 2, fig. 2.

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Cyclocaudex insaturatus Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188.

Descripción.- El ejemplar estudiado está registrado con el número IGM-3791. La placa articular es circular, el lumen es redondo, y no presenta areola. El crenularium presenta cúlmenes finos, rectos, bifurcados o trifurcados casi en su totalidad en el tercio interno de la superficie articular, las crenelas son más finas que las culminas.

Dimensiones.- La placa articular mide 12.5 mm de diámetro, el lumen 4.1 mm de ancho y el crenularium 8.4 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- *Cyclocaudex insaturatus* presenta dos características que permiten su fácil identificación: el lumen grande y sin superficie areolar. Esta especie fue descrita por Moore y Jeffords (1968, p. 66, lám. 17, figs. 11 a,b) de la Formación Cabaniss (Pensilvánico Medió) de la región suroeste de Kansas, EUA. Los ejemplares de Pemuxco, Hidalgo, asignados a esta especie, son ligeramente más grandes.

Cyclocaudex jucundus Moore y Jeffords, 1968
(Lám. 2, figs. 7,8)

Cyclocaudex jucundus Moore y Jeffords, 1968, p.66, lám. 17, figs. 6-7.

Cyclocaudex jucundus Moore y Jeffords, 1968; Moreno y Patiño, 1981, p.26, lám.2, fig.3.

Cyclocaudex jucundus Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188.

Descripción.- El ejemplar estudiado está registrado con el número IGM-3792. La placa articular es de contorno circular, el lumen es pequeño redondo, con perilumen saliente, estrecho, rodeado de una areola ancha, deprimida provista de tubérculos muy finos. El crenularium ocupa la mitad de la placa y tiene cúlmenes finos a medianamente gruesos, rectos y simples.

Dimensiones.- La placa articular mide 8.8 mm de diámetro, el lumen 1.4 mm de ancho, la areola 1.7 mm de ancho y el crenularium 5.7 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- Las placas columnares mal conservadas de esta especie, son abundantes en las rocas de la Formación del Monte (Pensilvánico Superior) de la región de Calnali, Hidalgo, México. Sin embargo, son fácilmente reconocidas por la presencia de perilumen saliente, la areola tiene gránulos y el crenularium con cúlmenes rectos, ligeramente anchos (Moore y Jeffords, 1958, p. 66, lám. 17, fig. 12; lám. 18, figs. 1-5) describen a *Cyclocaudex jucundus* de la Formación Thrifty del Pensilvánico Superior de Texas.

Género *Mooreanteris* Miller, 1968

Diagnosis.- Tallo pequeño circular y comprimido longitudinalmente recto a convexo. Columnas homeomórficas con cinco poros espaciados y en la altura media hileras verticales de cirrus esporádicos. Columnas lisas considerablemente mayores en diámetro que en altura, el lumen pequeño esta situado en el centro, es circular a oval. El crenularium es asimétrico, a simétrico con bifurcaciones e implantes de culmina rectos (Miller, 1968).

Mooreanteris waylandensis Miller, 1968

(Lám. 2, fig. 9)

Mooreanteris waylandensis Miller; Moore y Jeffords, 1968, p. 67, lám. 18, figs. 7-11.

Mooreanteris waylandensis Miller; Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, Patiño y Moreno, 1987, p.132, fig.6.

Mooreanteris waylandensis Miller; Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Mooreanteris waylandensis Miller; Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188

Descripción.- El ejemplar analizado está registrado con el número provisional de catálogo IGM-3793. La placa articular es de contorno circular, con el lumen pequeño, oval, que ocupa una tercera parte del diámetro total de la placa y tiene una areola estrecha. La faceta articular es ligeramente excéntrica y presenta los cúlmenes gruesos, rectos, sencillos o bifurcados irregularmente, las crenelas casi son del mismo ancho que los cúlmenes.

Dimensiones.- La placa articular mide 6.4 mm de ancho, el lumen 1.0 mm de ancho, la areola 1.0 mm de ancho y el crenularium 4.4 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- Esta especie fue descrita por Miller (In Moore y Jeffords, 1968, p.66, lám.17, fig. 12; lám. 18, figs. 1-5) de la Formación Graham del Pensilvánico Superior de Texas. El crenularium excéntrico y el lumen pequeño, oval, permitió la clasificación de los ejemplares de Hidalgo en la especie *Mooreanteris waylandensis*.

Familia Floricyclidae Moore y Jeffords, 1968

Diagnosis.- Tallo heteromórfico en algunos géneros homeomorfo compuesto de lados rectos o columnas convexas longitudinalmente, nodals comúnmente con cirrus, faceta articular con el lumen pentalobulado o rodeado por tubérculos o denticulaciones en la mayoría de los géneros, areola presente, crenularium estrecho con crenulas gruesas y cortas.

Genero *Plummeranteris* Moore y Jeffords, 1968

Diagnosis.- Tallo de tamaño medió homeomorfo con noditaxis de ocho columnals, nodulos altos y suavemente más anchos que los internodales, carecen de cirros, lados de las columnas convexas longitudinalmente, sin suturas crenuladas. Faceta articular con crenularium prominente compuesto por crenulaciones gruesas, rectas que se extienden del margen granuloso o finamente lenticulado del perilumen, lumen fuertemente pentalobado con divisiones entre los pétalos que llegan al centro del lumen.

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968

(Lám. 2, fig. 10)

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968, p. 78, lám. 24, figs. 10-14.

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, Patiño y Moreno, 1987, p.133, fig. 7.

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Plummeranteris sansaba Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188.

Descripción.- El ejemplar analizado está registrado con el número IGM-3794. La placa articular es de contorno circular, el lumen es marcadamente petaloide, con perilumen saliente (no se aprecian granulaciones o denticulaciones, ni las divisiones profundas entre los pétalos). El crenularium ocupa menos de la mitad del ancho de la placa y está provisto de crenelas gruesas, anchas, rectas, que se extienden hasta el perilumen.

Dimensiones.- La placa articular mide 5.0 mm de diámetro, el lumen 2.8 mm de ancho, el perilumen 0.5 mm de ancho y el crenularium 1.7 mm de ancho.

Localidad y posición estratigráfica: Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- El ejemplar procedente de Pemuxco, Hidalgo se encuentra mal conservado, ya que no se aprecia la ornamentación del perilumen (gránulos o costillas). Sin embargo, se decidió clasificarlo en esta especie por la ausencia de areola y presencia de crenularium conspicuo. Una especie afín es *lamprosterigma mirificus* Moore y Jeffords, descrita por Buitrón (1977, p.114, figs. 2, 3) del Pensilvánico de Chiapas.

Familia Leptocarphiidae Moore y Jeffords

Diagnosis.- Tallo suavemente hetereomorfo, esbelto de tamaño mediano generalmente similar a los representantes de la Familia Leptocremastriidae, ambos aparentemente iguales en las características de las facetas articulares excepto por el lumen circular con tendencia a desarrollar perilumen, nodals comúnmente cirríferos, carentes en la otra familia.

Género *Heterostelechus* Moore y Jeffords

Diagnosis.- Tallo heteromorfo con columnas de perfil redondeado las suturas son crenuladas, los nodals con una o más cicatrices cirrales. Faceta articular con crenulaciones anchas, rectas de mediana longitud, areola cóncava elevada en el perímetro del lumen circular.

Heterostelechus keithi Miller, 1968

(Lám. 2, figs. 11,12)

Heterostelechus keithi Moore y Jeffords, 1968, p. 82, lám.28, figs. 8-10.

Heterostelechus keithi Moore y Jeffords, 1968; Buitrón, Patiño y Moreno, 1987, p.134, figs. 8, 9:

Heterostelechus keithi Moore y Jeffords, 1968; Buitrón y Solís, 1993, p.214.

Heterostelechus keithi Moore y Jeffords, 1968; Esquivel *et al.*, 2000, p.1188.

Descripción.- El ejemplar estudiado está registrado con el número de catálogo IGM-3795. La placa articular es circular, el lumen es mediano de contorno irregular, la areola es amplia, cóncava en el contacto con la faceta articular y elevada en la cercanía del lumen. El crenularium presenta cúlmenes gruesos, rectos separados por crenelas menos anchas que ellos.

Dimensiones.- La placa articular mide 7mm de diámetro, el lumen 1.3 mm de ancho, la areola 1.8 mm y el crenularium 3.9 mm.

Localidad y posición estratigráfica.- Pemuxco, Hidalgo. Formación Guacamaya (Pérmico).

Discusión.- Esta especie fue descrita por Miller (*In* Moore y Jefferords, 1965, p. 82, lám. 28, figs. 8-10) del Pensilvánico Superior (Formación Graham) de Texas.

V. CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

V.I IMPORTANCIA DE LOS EQUINODERMOS FOSILES EN BIOESTRATIGRAFÍA

Los equinodermos, particularmente los crinoides se encuentran entre los fósiles mejor conservados y más abundantes en determinados "yacimientos", llegando a formarse por acumulación de sus restos, calizas encriníticas en determinados niveles estratigráficos, desde el Devónico hasta el Jurásico. Tres órdenes de crinoides (Inadunata, Flexibilia y Camerata) son característicos de los diferentes pisos del Paleozoico.

Sin embargo, por sí mismos, los restos de equinodermos no tienen condiciones óptimas para fosilizar, al contrario de lo que ocurre con las conchas de los braquiópodos y de los moluscos. Su esqueleto está formado por placas individualizadas, que constituyen el estereoma, una trama de finas espículas de carbonato de calcio, entre las cuales se aloja el tejido celular y el estereoma se disgrega y disuelve con cierta facilidad en el agua de mar debido a su porosidad, si no concurren circunstancias especiales que impidan su destrucción, que fundamentalmente son un enterramiento rápido y un ambiente geoquímico de pH, algo superior a 7 (Meléndez, 1986).

Es claro que, como consecuencia de esta circunstancia, los equinodermos que mejor fosilizan son aquellos, que tienen una concha rígida, es decir, los cistoides, blastoides y crinoides paleozoicos, pero en ellos, la mayoría de las veces solo se suele conservar el cáliz, sin la articulación del tallo y los brazos. Además se precisan condiciones muy estrictas para poder conservarse como fósiles; pues es necesario que el equinodermo quede en un medio de muy baja energía, para que su esqueleto no se desarticule después de muerto, ya que de otra forma, sólo se conservarán sus placas aisladas. Sin embargo las placas articulares de los crinoides presentan rasgos morfológicos que permiten su identificación y que se utilizan como fósiles índice pues tienen alcances estratigráficos de corto tiempo y distribución geográfica relativamente amplia. Para estos restos, es frecuente utilizar una nomenclatura de parataxones, ante la imposibilidad de llegar, en la mayoría de los casos, a determinaciones genéricas o específicas seguras.

El valor estratigráfico de los equinodermos es muy variable. En algunos casos, a escala taxonómica máxima, que corresponde a las "clases", presentan ya una distribución estratigráfica restringida,

como ocurre en los Pelmatozoides entre ellos los Cistoides (Ordovícico-Devónico), Carpoides (Cámbrico-Devónico), Blastoides (Silúrico-Pérmico) y crinoides paleozoicos (Ordovícico-Pérmico) pues sirve para datar una parte del Paleozoico.

En el ámbito taxonómico más bajo, la limitación estratigráfica puede ser aún más precisa; así, los Crinoides Camerados, Inadunados y Flexibilados son paleozoicos, mientras que sólo los Articulados son postpaleozoicos (Tabla 1).

En el ámbito taxonómico de género y especie, la importancia estratigráfica de los equinodermos es indudable, y entre los crinoides se encuentran muchos de los considerados fósiles índice por ejemplo el *Scyphocrinites elegans* característico del Ludlow, el *Trybliocrinus flatheanus* que caracteriza el Emsiense, el *Cupressocrinus crassus* del Eifeliense y el *Encrinurus liliformis* del Muschelkalk.

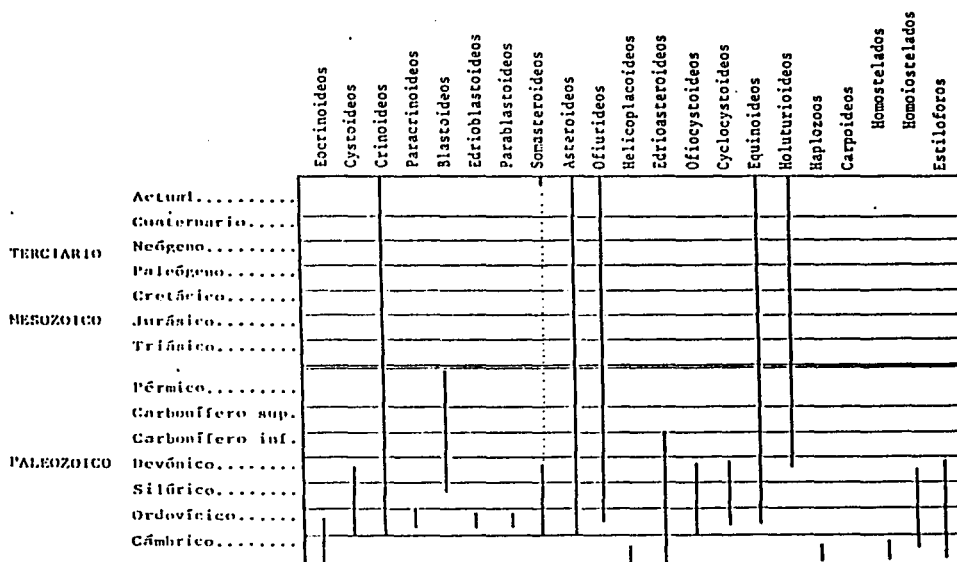


Tabla 1. Distribución estratigráfica de las distintas clases de equinodermos, entre ellos los crinoides.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.II CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

En el área investigada no se observa la base de la Formación Guacamaya, pero se ha reportado al noreste un contacto discordante con el Gneis Huiznopala, sobre el río Jalapa. El contacto superior de la Formación Guacamaya es discordante con los lechos rojos de la Formación Huizachal, tal como se observa en los cortes de la terracería cerca de Jalapa, Hidalgo (Hoja Zacualtipán, INEGI).

La Formación Guacamaya contiene foraminíferos de los géneros *Boultonia*, *Lunacamina* y *Globivalvulina* sp., También se encontraron asociados fusulínidos como *Schwagerina* y *Triticites* del Paleozoico Superior. La presencia del género *Skinerella* en la misma capa que los crinoides precisa la edad del Leonardiano para toda la comunidad fósil. Además se hallaron asociados fragmentos de briozoarios fenestélidos y braquiópodos spiriféridos. La flora fósil consiste en algas del género *Tubiphytes* y *Epimastopora* así como tallos de plantas mal conservados.

Las especies de crinoides descritas: *Cylindrocauliscus fiski*, *Baryschyr anous*, *Cyclocudex* cf *C. costatus*, *Cyclocaudex insaturatus*, *Cyclocaudex jucundus*, *Mooreanteris waylandensis*, *Plumemeranteris sansaba* y *Heterostelechus keithi* son considerados índices estratigráficos del Pérmico Inferior. Los alcances estratigráficos de los invertebrados asociados, principalmente fusulínidos apoyan el conocimiento de la estratigrafía de la región (**Tabla 2**).

El autor de este trabajo, estima que los crinoides tardaron aproximadamente 10 millones de años en desplazarse desde localidades marinas del sur de los Estados Unidos de Norteamérica, hasta las localidades marinas de México, pues las especies descritas de los Estados Unidos de América fueron datadas para el Pensilvánico Tardío y en México para el Pérmico Temprano.

Especies de crinoides	México (Pérmico Temprano)	Localidad tipo en México	EUA. (Pensilvánico Tardío)
<i>Cylindrocauliscus fiski</i> Moore y Jeffords	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla. Edo. Chiapas.	Calnali, Hidalgo. Fm. Guacamaya. Patlanoaya, Puebla. Fm. Patlanoaya Chicomosuelo, Chiapas Fm. Sta. Rosa Inferior.	Texas. Fm. Lutita Mingus, Grupo Strawn.
<i>Baryschyr anosus</i> Moore y Jeffords	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla. Edo. Chiapas.	Calnali, Hidalgo. Fm. Guacamaya. Patlanoaya, Puebla Fm. Patlanoaya Chicomosuelo, Chiapas Fm. Sta Rosa Inferior.	Oklahoma. Fm.Dornick Hill.
<i>Cyclocaudex</i> cf. <i>C. costatus</i> Moore y Jeffords	Edo. Tamaulipas. Edo. Hidalgo. Edo. Puebla.	La Peregrina, Tamps. Fm. Guacamaya. Calnali, Hidalgo. Patlanoaya, Puebla.	Texas. Fm. Graham
<i>Cyclocaudex</i> <i>insaturatus</i> Moore y Jeffords	Edo. Tamaulipas. Edo. Hidalgo. Edo. Puebla. Edo. Oaxaca.	La Peregrina, Tamps Calnali, Hidalgo. Patlanoaya, Puebla. Ixtaltepec, Oaxaca. Fm. Ixtaltepec	Kansas Fm. Cabaniss
<i>Cyclocaudex jucundus</i> Moore y Jeffords	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla.	Calnali, Hidalgo. Patlanoaya, Puebla. Fm. Patlanoaya	Texas Caliza Chaffin
<i>Plummeranteris</i> <i>sansaba</i> Moore y Jeffords	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla.	Calnali, Hidalgo Fm. Guacamaya. Patlanoaya, Puebla. Fm. Patlanoaya Patlanoaya, Puebla.	Texas Caliza Marble Falls
<i>Mooreanteris</i> <i>waylandensis</i> Miller	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla. Edo. Oaxaca.	Calnali, Hidalgo. Patlanoaya, Puebla. Ixtaltepec, Oaxaca.	Texas Caliza Chaffin
<i>Heterostelechus keithi</i> Miller	Edo. Hidalgo. Edo. Puebla.	Calnali, Hidalgo. Patlanoaya, Puebla.	Texas. Fm. Graham

Tabla 2. Distribución estratigráfica y geográfica de las especies descritas.

V.III AMBIENTE DE DEPÓSITO.

Durante los inicios de la era paleozoica se da el evento de la trasgresión de los mares del Sistema Cordillerano hacia Sonora, y tiempo más tarde se forma el Geosinclinal Mexicano, el cual tiene aporte de sedimentos marinos del Geosinclinal Cordillerano y Marathon Ouachita de Texas, proyectándose hacia el noreste y sur de México.

El ambiente de depósito durante el Pérmico en el área de estudio se interpreta que fue en una cuenca profunda, donde se desarrolló una alternancia de lutita y arenisca en clara graduación y de estratos medianos, que indican que estas rocas fueron depositadas en un ambiente marino profundo, también recibió el aporte de sedimentos acarreados por corrientes de turbidez que erosionaron y seleccionaron los clastos, posiblemente provenientes de la plataforma continental, generando lo que tiempo más tarde al consolidarse sería la alternancia de flysch y secuencias bouma que aquí se han descrito. Es de importancia hacer mención de que en este periodo acaece la Revolución Apalachiana, Maratón-Ouachita y Huastecana, desarrollando la elevación continental y orogenia en Norte y Centro América.

Las variaciones verticales en la secuencia medida en el río Tianguistengo, indican una acumulación turbidítica cuyas facies primero fueron proximales y después distales, las intercalaciones de conglomerado con bloques compuestos de fusulínidos y crinoides, sugieren la denudación de una plataforma calcárea y el transporte subacuoso de sus fragmentos hacia zonas más profundas. Así la unidad se acumuló tanto en el talud continental como en la planicie abisal, en el marco tectónico de la desintegración del super Continente Pangea.

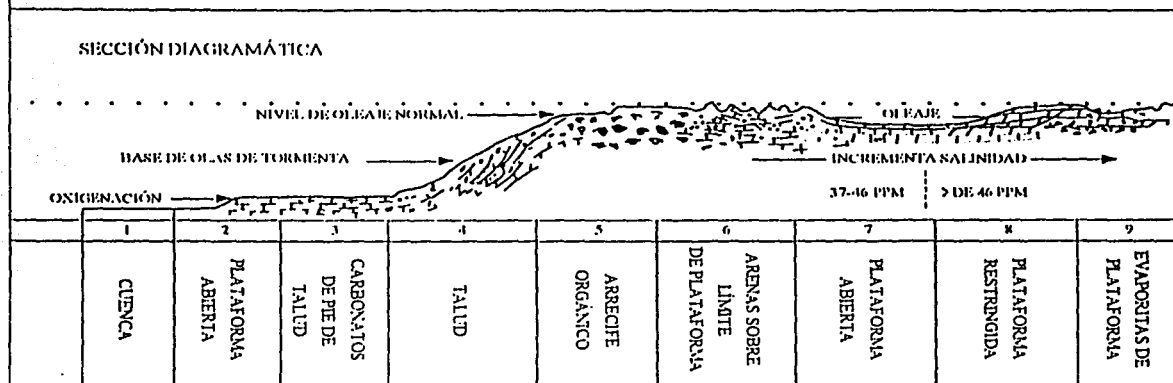
V.IV ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS DE LOS CRINOIDES

Se encuentran antecedentes importantes en trabajos sobre la paleoecología del grupo, entre ellos Moore y Laudon (1943), Moore (1938), Menn (1994), Meyer (1971), Meyer y Macurda (1974), Roux *et al.*, (1994), Esquivel (2000).

El ambiente en el que se desarrollaron los crinoides de la región de Pemuxco corresponde a un depósito sedimentario de facies prearrecifales (Facies 1, 2, 3, y 4 de Wilson) (**Figura 6**).

FIGURA 6

MODELO DE CINTURONES DE FACIES ESTÁNDAR



Los abundantes fragmentos fósiles de los crinoides están tan acumulados que en muchas ocasiones se encuentran deteriorados y en su mayoría no se pueden reconocer en el ámbito taxonómico, por lo cual se utilizó el método parataxonómico.

Los crinoides se desarticulan con facilidad al morir y los restos son tan abundantes, que no se puede hablar del número preciso de individuos o de su relación con la cantidad de taxones desde el punto de vista de los índices de diversidad, ni desde el enfoque de la sucesión de comunidades, lo que equivale a considerar que a pesar de su manifiesta abundancia no se reconocen parámetros de poblaciones o de comunidades cuantificables.

Con la estructura de los restos columnares se puede hacer algunas conjeturas sobre la energía del oleaje, es decir se interpreta que la energía del oleaje era casi nula. Se infiere que la gran cantidad de alimento determinaba la abundancia, y riqueza de especies, así como el notable tamaño, que alcanzaban las columnas si se les compara con las de los pequeños crinoides actuales.

V.V MARCO TECTONICO Y CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

En los últimos 600 millones de años los procesos que comprende la tectónica global, es decir, la expansión del fondo oceánico, la tectónica de placas y la deriva continental, han provocado grandes Cambios en la configuración geográfica de la Tierra, estos cambios han repercutido en el establecimiento o eliminación de vías de comunicación entre diferentes ecosistemas así como también han influido de manera determinante en la composición de las comunidades orgánicas. Es por esta razón que las reconstrucciones paleogeográficas poseen un interés especial para los estudios de la fauna y la flora del pasado.

Se ha recurrido a diferentes métodos para establecer los cambios que se han dado en la corteza terrestre y la configuración que ésta tuvo en el pasado. Entre dichos métodos se encuentran: los estudios del paleomagnetismo terrestre, los análisis sedimentarios enfocados a determinaciones paleoambientales y paleoclimáticos y los estudios de los patrones tectónicos. Todos estos métodos han brindado información sobre la posición latitudinal y la orientación que con respecto a los polos magnéticos de la Tierra tuvieron en el pasado las diferentes partes de la corteza terrestre que forman actualmente a los continentes.

En especial, los estudios de los patrones tectónicos, al estudiar la ubicación de zonas montañosas antiguas y analizar los procesos de deformación, metamorfismo o vulcanismo que se pueden detectar en las capas de la corteza terrestre, han permitido inferir la existencia de antiguos límites entre placas tectónicas.

La información geológica que se obtiene de estos métodos se ha integrado con los datos sobre la distribución espacial y temporal de los organismos en el pasado, lo que ha permitido establecer la existencia de antiguas conexiones o barreras geográficas y climáticas entre diferentes regiones.

La configuración geográfica de la Tierra durante los tiempos precámbricos (hace 4500 a 600 Ma.) es aún incierta, pero existe la idea de que a finales del Precámbrico la mayoría de las fracciones de la corteza terrestre que actualmente forman a los continentes se encontraban agrupadas en una sola masa continental, Rodinia, que se fraccionó en la transición al Paleozoico.

Debido a que los datos paleomagnéticos no resultan totalmente confiables en rocas de edades premesozoicas las reconstrucciones paleogeográficas que se han realizado en los diferentes periodos de la Era paleozoica se basan preferentemente en estudios tectónicos, sedimentológicos y

paleontológicos. La conjugación de estos análisis ha permitido reconstruir a gran escala los cambios geográficos que sufrió la Tierra en el Paleozoico, es decir, desde inicios del Cámbrico hasta el fin del Pérmico.

En general se tiene la idea de que a inicios del Paleozoico existieron seis grandes masas continentales como unidades principales y bien establecidas. Estas unidades son:

- 1.-Gondwana, compuestas por Sudamérica, Africa, Antártida, Australia e India.
- 2.- Laurencia, que agrupa a Norteamérica, Groelandia, Escocia y el este de Rusia.
- 3.- Báltica, que comprendió la parte de Rusia al oeste de los Urales, Escandinavia, Polonia y el norte de Alemania.
- 4.- Siberia, que estuvo formada por lo que actualmente es la parte de Rusia ubicada al este los Urales, la parte de Asia que actualmente se encuentra al norte de Kazakhstania y la parte sur de Mongolia.
- 5.- Kazakhstania, que fue el continente de menores dimensiones y abarca la actual región de Kazakhstan.
- 6.- China, constituida por el sudeste de Asia (China, Tailandia, Malasia e Indochina).

Diferentes autores interpretan que a inicios del Cámbrico los continentes anteriores eran independientes entre sí. Todos se encontraban en latitudes bajas del Hemisferio sur y su posición permitía la libre circulación de las corrientes oceánicas. Al no existir casquetes polares, la mayor parte de estos continentes estaba cubierta por mares someros y posiblemente carentes de origen. Se han reconocido con certeza ciertas regiones netamente continentales que existieron en Gondwana, el este de Siberia y Kazakhstan central.

Esta configuración geográfica se mantuvo con pocos cambios hasta la transición Ordovícico-Silúrico, cuando Gondwana se movió rotando 40° en el sentido de las manecillas del reloj y se dirigió hacia el Polo Sur, hasta colocarse en una posición polar que se evidencia por el hallazgo de diversos depósitos de tillitas, típicos de este ambiente. Al mismo tiempo, Báltica se movió hacia el sur y posteriormente hacia el norte, chocando con Laurencia (iniciando la formación del continente de Laurasia). Por otro lado, Siberia se desplazó hacia el norte, pasando por el Ecuador, y llegó hasta latitudes templadas.

Durante el Devónico continuó la colisión Báltica-Laurencia y con ello la Orogenia Caledoniana alcanzó su máximo desarrollo. Esta colisión afectó igualmente el este de Laurencia, donde se manifestó, en lo que actualmente es Norteamérica, con la Orogenia Acadiana que formó el cinturón

Apalachiano, con la Orogenia Antler en la región de la Cordillera, y la Orogenia Ellesmere en la margen norte. En el este del continente Báltica, esta colisión formó parte de los Urales. Durante este periodo Gondwana se movió hacia latitudes altas en el Hemisferio sur y los continentes restantes se desplazaron hacia latitudes bajas en el Hemisferio norte. Durante este periodo y a lo largo del Carbonífero Gondwana se desplazó hacia el norte: primero giró sobre el Polo Sur, lo que conservó cuerpos glaciares sobre este continente, y después derivó hacia el Ecuador en dirección a la posición que en ese tiempo tenía Laurencia. El cierre paulatino del océano que culminó hacia el fin del Carbonífero, originó diversos cinturones o cadenas montañosas como las de Ouachita, los Apalaches del sur y el Herciniano. En la región oriental, China y Kazakhstan chocaron con Siberia y el supercontinente Pangea empezó a tomar forma. Para este periodo, la posición que se infiere del Ecuador en relación con las regiones continentales explica el desarrollo de las comunidades vegetales en la zona de contacto entre Laurencia y Siberia que dieron origen a los grandes depósitos de carbón de Norteamérica y Eurasia.

A finales del Pérmico, con la colisión entre Laurasia y Siberia-Kazakhstan-China, culmina el ensamble de Pangea, un supercontinente sobre el cual se extendieron grandes zonas áridas y que estuvo rodeado por un océano de distribución global, llamado Panthalasa.

Los cambios geográficos que ocurrieron durante la Era paleozoica evidencian la distribución geográfica de diferentes grupos de organismos marinos que debieron estar sujetos al establecimiento de conexiones o barreras geográficas y climáticas entre los diferentes cuerpos oceánicos. En este periodo de tiempo se acentuaron los movimientos que acercaron a los diferentes continentes entre sí, provocando cambios radicales en los patrones de circulación oceánica, todo este contexto lleva a la existencia de provincias biogeográficas en los mares paleozoicos, relacionando su existencia con los cambios que produjo la deriva continental por ejemplo las faunas fósiles de México en su conjunto son muy parecidas a localidades del centro-este de Estados Unidos (Iowa, Illinois, Ohio, Missouri, Kentucky, Arkansas y Texas), y que conforman la paleoprovincia del Mid Continent.

Resulta muy complejo tratar de ubicar la historia geológica del territorio mexicano en la Era paleozoica con un marco paleogeográfico global, y ello se refleja en el hecho de que gran parte del territorio nacional actual no se representa en la mayoría de las reconstrucciones paleogeográficas propuestas por otros autores, sin embargo algunos autores tienen el consenso general de que el territorio mexicano esta constituido por una serie de terrenos tectonoestratigráficos o fragmentos de corteza que se han desplazado en diferentes direcciones y momentos geológicos y que se fusionaron

hasta formar la corteza continental del México actual, estos terrenos han sido definidos por las características y origen de su basamento y por las secuencias estratigráficas que se reconocen en ellos. Es un hecho que la forma en que conocemos la estructura geológica llamada México se encuentra con esa fisonomía a partir del Terciario (Oligoceno-Mioceno) después de que se formara el Eje Neovolcánico.

Afloramientos del flanco este de la Sierra Madre Oriental han mostrado que la fauna fósil es muy similar a la encontrada en la Provincia Europea y en el Terreno Avalon, que se ha descrito para la costa este de Norteamérica. Esta información aunada a los estudios tectónicos, estratigráficos y sedimentológicos, indica que la fracción de la corteza en que se encuentra la Sierra Madre Oriental tiene un origen tectónico exótico, es decir, se piensa que este terreno formó parte de una unidad tectónica mayor, ubicada en el continente de Laurencia, que se fraccionó durante el Silúrico-Devónico. Una de sus partes, el Terreno Avalon, se incrustó en la costa oeste de Norteamérica y otra al sureste, formando parte de la Sierra Madre Oriental. Con estos datos se manifiesta claramente la complejidad de la evolución geológica y tectónica del llamado Terreno Sierra Madre, en donde muy probablemente los estudios posteriores demostrarán la existencia de otros terrenos exóticos, de diferentes edades y orígenes.

Al analizar la fauna de crinoides de la región de Pemuxco se observa una relación muy estrecha en la que se acentúa la similitud con las faunas del Mid Continent. Estos datos repercuten directamente en las interpretaciones paleogeográficas y tectónicas que se han dado en relación con la configuración geográfica que tuvo el territorio mexicano durante el paleozoico y sobre el posible origen de los terrenos tectonoestratigráficos que conforman su corteza.

Se infiere que afloramientos paleozoicos de la Formación Guacamaya se encontraban en una posición latitudinal muy semejante a la del mar epicontinental que representa la Provincia del Mid Continent, indicando que el Mid Continent se extendía hacia el oeste de los Apalaches, llegando hasta lo que actualmente es Oaxaca y que a lo largo de lo que hoy es la Provincia Sierra Madre Oriental se desarrollaron comunidades marinas con una composición faunística semejante a la de las localidades norteamericanas.

En Norteamérica, la fauna del Mid Continent se mantuvo aislada, durante todo el Paleozoico de aquellas que se han descrito para la región de los Apalaches, por medio de la barrera geográfica que represento la llamada Cuenca de Ouachita.

Las características del basamento Precámbrico y Paleozoico sobre el que evolucionó la amplia secuencia mesozoica del oriente de México no son claras, ya que en general son escasos los afloramientos.

Las fases orogénicas, en el área Marathon de Texas, se iniciaron en el Pensilvánico Tardío y se piensa que alcanzó hasta el Wolfcampiano del Pérmico Temprano. En Chihuahua en la zona colindante con Texas, los depósitos de facies flysch que se observan en la Sierra del Cuervo y en Placer de Guadalupe, de edad posiblemente también Wolfcampiano, ligan los movimientos orogénicos de esta área, a los del Marathon.

Existe una discrepancia respecto a la dirección de los movimientos entre una y otra localidad. Mientras que en el Marathon los movimientos estuvieron dirigidos al norte y noroeste, en Placer de Guadalupe, por los pliegues y fallas de traslape que se localizan en Placer de Guadalupe y la Mina Plomosas en las rocas del Paleozoico, se deduce que los esfuerzos provinieron del noreste.

Hay otro aspecto que es de suma importancia para tratar de entender las orogenias de Chihuahua. La orogenia paleozoica o de finales del Pérmico en esta región, tuvo dos fuerzas opuestas, la Marathon-Ouachita y la Cordillerana; como resultado de esto las series de rocas paleozoicas se comprimieron y tuvieron un metamorfismo incipiente en el extremo sur de la Cuenca de Chihuahua. La orogenia Laramide tuvo otras características que influenció y complico tectónicamente aún más esta región (Ochoa, 1996).

La orogenia Marathon-Ouachita es el evento más grande que existe en Norteamérica, si no es que en el mundo, ocurrió en el occidente de Texas y sureste de Nuevo México, donde las rocas sedimentarias del Pérmico, tienen un espesor de más de 4200 m.

Mientras la región del Mid-Continent, (Iowa, Illinois, Ohio, Missouri, Kentucky, Arkansas y Texas en el centro-este de Estados Unidos de Norteamérica), emergía formando tierras bajas y el clima se hacía extremadamente árido, condiciones locales dentro de la Cuenca de Guadalupe, daban lugar a excepcionales formas de depósitos. La excesiva evaporación, era equilibrada por una constante entrada de aguas marinas de la cuenca a sus áreas perimetrales, donde estas comenzaron a sufrir una mayor concentración de carbonatos, lo que trajo el crecimiento de bancos arrecifales de barrera que se formaron entre las cuencas profundas y las zonas lagunares. Estas últimas, tendrían a formar áreas evaporíticas en las que se interdigitaban, las anhidritas y sal con los sedimentos de lodos rojos que provenían de la erosión de las tierras nortañas marginales. Mientras tanto, en las cuencas

marinas se acumulaban grandes depósitos de carbonatos. Lutitas negras, calizas oscuras, y limolitas fueron depositadas en las áreas profundas de esas cuencas, donde la oxigenación de las aguas era prácticamente nula.

En la región Cordillerana, la porción sur del geosinclinal, lo cubrieron mares someros. La extensa región localizada entre las Montañas Rocallosas y el extremo occidental Cordillerano Pacífico, forman una amplia cuenca fisiográfica, ubicada en el sureste de Oregon, sur de Idaho, oeste de Utah, en el estado de Nevada, sureste de California y suroeste de Arizona y que se la ha designado como La Gran Cuenca. El norte de Sonora parece también participar de esta unidad o provincia geológica que se remonta hasta el Precámbrico, tiempo en el cual los mares del Ártico, que penetraron por Canadá, cruzaron esta región para internarse a México inundándola con aguas muy someras formando una gran entrante marina epicontinental norte-sur.

A esta gran cuenca, la forman, de oriente a occidente, el Cinturón Tectónico y Orogénico Antler, la Plataforma Marina Antler, e inmediato al oeste del Cinturón, la subcuenca But, la subcuenca Ibex, la plataforma marina Sevier y finalmente la plataforma marina de las Montañas Rocallosas donde se forma el Miogeosinclinal Cordillerano (Viniegra, 1992).

Estas unidades o provincias geológicas indican que la Gran Cuenca, en realidad la integran dos subcuencas sedimentarias o gemelas que permanecieron azolvándose hasta el Pérmico. El material clástico detrítico continental era aportado por el Cinturón Orogénico Antler y los carbonatos se depositaban al oriente, sobre la plataforma del Cratón Cordillerano formándose así la franja norte-sur del Miogeosinclinal.

Durante el Pensilvánico y Pérmico, la erosión del Eugeosinclinal (Cinturón Antler), o franja poniente del geosinclinal, azolvó con conglomerados y areniscas la subcuenca Butt y alcanzó a llenar la segunda subcuenca Ibex con calizas arenosas.

Hacia el Pérmico Medio y Superior cubrieron a estas últimas rocas sedimentarias, lutitas negras fosfáticas, pedernal y rocas calcáreas de la Formación Phosphoria en el área de Idaho y noreste de Nevada. En cambio en el sur y suroeste, la sección sedimentaria la integran, calizas con pedernal y limos de aguas someras; se presentan en menor cantidad, anhidritas y lutitas.

Los cambios de facies, de poniente a oriente, en el depósito de la región Cordillerana (Gran Cuenca), señalan movimientos de elevación periódicos del Cinturón Orogénico, o sea rejuvenecimientos fisiográficos.

En California, durante la mitad del período Pérmico, hubo una actividad volcánica que se extendió al poniente de Nevada y oriente de Oregon, actividad ígnea, que en el Mesozoico, iba a ser una característica de la Franja Pacífica.

En Sonora, la sedimentación marina de este período, se caracterizó, desde el Wolfcampiano hasta el Leonardiano, por la formación de cuerpos de caliza, que tuvieron un cambio de facies de NW a SE y E. En el área de Caborca, las calizas se interdigitan con areniscas y margas. Al este, en el área de Cananea, las calizas contienen pedernal, en cambio al sureste de Hermosillo, en la Sierra de Cobachi, las rocas calcáreas forman cuerpos arrecifales. Todo este tipo sedimentario al oriente de Hermosillo, señala una depositación en ambiente de miogeosinclinal contra el Gran Cratón Central, en su flanco sur-occidental, es decir, contra la plataforma de Bavispe, de edad precámbrica. En el noreste de Sonora, esta franja de miogeosinclinal, se une a los depósitos del Paleozoico, también en facies de Miogeosinclinal de Chihuahua, continuación de la sedimentación marina paleozoica del Marathon-Ouachita.

Así tenemos que en las dos Orogenias de Norteamérica, parecen haber culminado los máximos movimientos, durante el Pérmico Temprano y corresponden al Apalachiano, Marathon-Ouachita en el oriente, y el Cordillerano en el poniente hasta California como límite sur. Como dos grandes brazos de la antigua tierra apalachiana, con su prolongación del Marathon y la Franja Oriental Geosinclinal Cordillerano se movieron contra el Cratón Central de Norteamérica en el área de Texas y Nuevo México, California y comprimieron los sedimentos marinos del Paleozoico originando un último y potente plegamiento, con rompimientos por fallas inversas, pliegues recumbentes, y grandes deslizamientos, por fallas inversas y transcurrentes.

En México la orogenia Cordillerana, alcanza débilmente Sonora, moviéndose la zona de inténidos con dirección noreste sobre la franja de miogeosinclinal formada principalmente de carbonatos. Los ejes, de los pliegues resultantes, deben seguir la orientación de los bordes del Cratón Central en su porción externa. La franja inmediata al eugeosinclinal o zona interna parece estar localizada inmediatamente al poniente de la ciudad de Hermosillo, región de metamórficos y de intrusivos graníticos y extrusivos, que es muy característica de la franja pacífica del país.

La zona de intérnidos correspondiente al geosinclinal Marathon-Ouachita, afectó el oriente de Chihuahua y el área occidental de Coahuila. El Pérmico de Delicias tiene independientemente de los cuerpos arenosos y arcillosos de tipo flysch, intercalaciones de derrames lávicos y bancos arrecifales. En el oriente y norte de esta entidad hay evidencia de rocas metamórficas e intrusivos graníticos precámbricos lo que da margen a considerar que la zona de intérnidos del Marathon está localizada en el estado de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas, y se continua al sur en el extremo oriental de Veracruz y Oaxaca.

Este concepto orogénico del geosinclinal Paleozoico mexicano es un resumen del autor, intentando unir las piezas del rompecabezas de un problema gigantesco como es el de tratar de explicar, con los datos que existen, donde quedarían ubicadas cada franja de los dos sistemas orogénicos paleozoicos provenientes uno del este y otro del oeste de Norteamérica al conjugarse en Chihuahua antes de continuar como una sola unidad en el noreste, sur y sureste de México.

Hasta el momento se está tomando como punto de apoyo, los dos geosinclinales de Norteamérica, cuyo conocimiento es ampliamente conocido y así partir de ellos a lo desconocido. Ahora bien, el área crucial donde se unen esos dos geosinclinales es Chihuahua y de esto no hay duda con la presencia de una expuesta sedimentación marina, que existe desde Sonora hasta Chihuahua y oeste de Texas, de casi todos los períodos del Paleozoico. De esta región hacia el sur, se cuenta con información, alguna bastante completa y en otras escasa hasta el estado de Oaxaca y Guerrero.

En Delicias Coahuila se puede considerar como un tipo de sedimentación formada en una franja intermedia entre el eugeosinclinal y miogeosinclinal, dada la presencia de coladas volcánicas de tipo básico, y esta estaría ligada a la Orogenia Huastecana, prolongándose esta franja hacia el área de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

Existe un dato de gran interés que reafirma que la región de intérnidos se localizaba en el oriente y fue prolongación de la Marathon-Ouachita. Este dato está entre el área de Palomas y Aldama en Chihuahua. Mientras que en la primera localidad durante el Wolfcampiano se estaban formando en un ambiente tranquilo, calizas y arcillas calcáreas con bancos arrecifales, en el mismo tiempo y en la segunda localidad de Aldama al poniente de la ciudad de Chihuahua los depósitos de areniscas y lutitas eran ya producto de una actividad orogénica que se había originado en el oriente. Con ello queda hasta cierto punto confirmada la hipótesis de Czerna sobre la Orogenia Huastecana, es decir, que la orogenia del final del Paleozoico de México se efectuó de oriente a poniente. Así que la zona

de extérnidos teóricamente, quedaría localizada hacia el centro del país y la de intérnidos en la franja de la llanura costera del Golfo de México.

El Pérmico de México muestra, de acuerdo con su distribución regional, un ambiente marino estable y nerítico en el noroeste del país y de turbiditas desde Chihuahua hasta el extremo sur del territorio nacional, continuándose con estas mismas características hacia Chiapas y Guatemala mostrando con ello la orogenia que marcó el ocaso de la era Paleozoica (**Figura 7**).

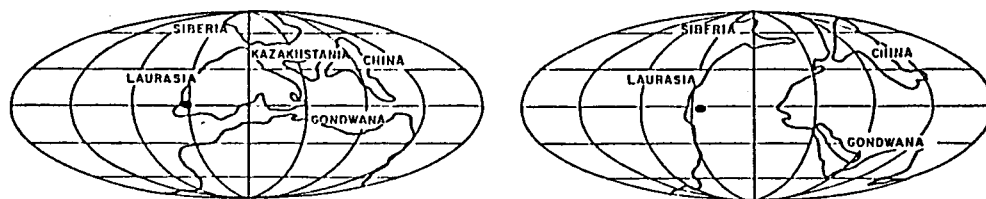


Figura 7. Localización geográfica de México en el Paleozoico Superior

V.VI AFINIDADES BIOGEOGRÁFICAS

Tomando como base la interpretación tectónica de México de Ortega-Gutiérrez (1978; 1981), Campa y Coney (1983) y Sedlock (1993) con la información e interpretación del estudio de los crinoides fósiles de Pemuxco, sus aspectos estratigráficos y distribución paleogeográfica se contribuye al mejor conocimiento de la región

La interpretación geológica se fundamenta en que el basamento metamórfico de la Formación Guacamaya se considere dentro del Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983; Vachard *et al.*, 2000) de origen sedimentario marino y de ambiente geotectónico de tipo geosinclinal; es de importancia mencionar que el área de estudio se encuentra muy cercana al límite del terreno Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas.

En este panorama los crinoides aquí registrados, aportan elementos para apoyar que posiblemente la formación de estudio estaba durante el Paleozoico Inferior, en mejor situación de intercambio faunístico entre algunas provincias mayores del Escudo Norteamericano, que con respecto a provincias sudamericanas.

El punto de vista de la relación norteamericana es congruente, pues la fauna pérmica de la Formación Guacamaya, y triásica de la Formación Huizachal muestra una combinación de afinidades, por un lado con la provincia Apalachana y por otro con la del medio oeste de los Estados Unidos de América, desde Texas (*Mooreanteris perforatus*, *M. Waylandensis*, *Preptopremmum rugosum*, *Pentaridica pentagonalis*, *Cyclocaudex jucundus*), Kentucky (*Ampholenium aplegma*, *Stiberostaurus aestimatus* y *Dierocalipter doter*), Oklahoma (*Blothronagma cinctutum*), Colorado (*Floricyclus angustimarga* y *F.welleri*) y Iowa (*Rhisocamax*, y *Lomalegnum hormidium*). Todas estas coincidencias faunísticas indican la clara relación de los crinoides encontrados en México con respecto a aquellos encontrados en los mencionados estados de la unión americana. Así que de acuerdo con Sour y Quiroz (1989), el noreste y sur de México representa la parte austral de una antigua cuenca profunda que unía o intercambiaba fauna entre las dos principales y aisladas márgenes oeste (medio)-este (Apalaches), particularmente por medio de los estados de Puebla, Guerrero, Oaxaca y seguramente atravesando los estados de Coahuila, Tamaulipas e Hidalgo, sólo interrumpiéndose el registro fósil en lo que hoy es el Cinturón Volcánico Transmexicano.

Durante el Pérmico comenzó a desvanecerse la barrera geográfica marina, interpretada hoy como la cuenca de Ouachita, sin embargo las faunas del noreste y sur de México por entonces aún tenían afinidades con las del medío oeste de los Estados Unidos de América, en particular con Texas y en algunos casos, aún con Sonora (Terreno Antimonio), como se demuestra con la presencia de *Cyclocrista cheneyi* y por ampliación de intervalos estratigráficos de *Isocrinu* sp, *Pterotocrinus* sp y *Pentaridica pentagonalis* entre los crinoides. Por otra parte, la presencia de fósiles comunes con la zona de California y Washington quedó desfasada hacia el este en las regiones de Hidalgo y Tamaulipas, a causa del corrimiento que probablemente provocó la Mega Cizalla Mojave-Sonora, quedando entonces una "laguna" en lo que se refiere a la presencia de algunos fósiles comunes entre el medío oeste de los Estados Unidos de Norteamérica y la parte noreste y sur de México.

VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VI.I CONCLUSIONES

- 1ª. Se describen e ilustran por primera vez ocho especies de crinoides para afloramientos de la región de Pemuxco, Hidalgo asociados a fusulínidos. Los crinoides corresponden a las especies *Cylindrocauliscus fiski*, *Baryschyr anous*, *Cyclocudex* cf *C. costatus*, *Cyclocaudex insaturatus*, *Cyclocaudex jucundus*, *Mooreanteris waylandensis*, *Plumemeranteris sansaba* y *Heterostelechus keithi* del Pérmico Temprano.
- 2ª. La presencia en Pemuxco del fusulínido *Skinnerella*, en el mismo nivel estratigráfico que los crinoides, precisa el Leonardiano para esa secuencia.
- 3ª. La comunidad biótica de la Formación Guacamaya formada por fusulínidos, crinoides y restos de algas y tallos de planta, así como el hecho de presentarse en facies tipo flysch se interpreta que, el depósito se hizo en lugares cercanos a islas o continentes.
- 4ª. La migración de faunas de crinoides tardó 10 millones de años en llegar de localidades del sur de los Estados Unidos de Norteamérica a localidades del oriente de México, particularmente al Anticlinorio de Huayacocotla.
- 5ª. La presencia de las ocho especies paleozoicas de crinoides de Pemuxco, Hidalgo, permitió establecer relaciones geográficas con las descritas para localidades de Kansas, Oklahoma y Texas.

VI.II RECOMENDACIONES

Se recomienda continuar con la presente línea de investigación, ampliar la colecta de material fósil, en el Anticlinal de Huayacocotla, así como en otras localidades paleozoicas marinas de México y en particular con los estados de Tamaulipas, Hidalgo, Oaxaca y Chiapas para efectuar mejores correlaciones estratigráficas e interpretaciones paleoambientales y paleogeográficas, que permitan reconstruir a detalle la historia geológica de la región.

Se considera que aún resta mucho trabajo descriptivo e interpretativo y que las ocho especies encontradas podrían enriquecer las colecciones de crinoides en México, las cuales aún no representan adecuadamente la compleja historia geológica del territorio mexicano, ni reflejan la historia evolutiva de dichas especies.

VI.III BIBLIOGRAFÍA CITADA

Arellano G., J., Vachard, D., Yussim, S., Flores de Diós González, A., 1998, Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, No. 1, p. 9-13.

Black, R. M., 1982, *Elementos de paleontología*, Fondo de Cultura Económica, 400 p.

Brunner, P., 1984, Catálogo de microfósiles índice del Paleozoico, Jurásico Superior - Cretácico y microfácies del Paleozoico de México, parte I: Fusulinácea., Instituto Mexicano del Petróleo, non paginé, México.

Buitrón, B.E, Patiño J., Moreno A., 1987, Crinoides del Paleozoico Tardío (Pensilvánico) de Calnali, Hgo., *Revista Sociedad Mexicana de Paleontología*, v.1, No. 1, pag. 125-136.

Buitrón, B.E. 1977. Invertebrados (Crinoidea y Bivalvia) del Pensilvánico de Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, *Revista*, v.1(2), p.144-150.

-----1989. *Paleontología General Invertebrados*, Universidad Nacional Autónoma de México, 352p.

Buitrón. B. E.; Patiño Ruiz, Jaime; y Moreno Cano, Alejandro, 1987, Crinoides del Paleozoico Tardío (Pensilvánico) de Calnali, Hidalgo: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 1, núm. 1, p. 125-136.

Buitrón, B. E. y Sólis Marín, F., 1993, La Biodiversidad en los Equinodermos Fósiles y Recientes de México. *Rev. Soc. Mexicana de Historia Natural*, vol. Especial (44), p. 209-231.

Camacho, H., 1965, *Invertebrados fósiles*, Editorial Universitaria de Buenos Aires, 707 p.

Campa, H.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.20, p. 1040-1051.

Carrillo Bravo, J. 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Cd. Victoria, Tamps.: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. 13, núms. 1-2, p. 1-98.

-----1965. Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla.: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. 17, núms.5-6, p.73-96.

Consejo de Recursos Minerales, Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo, 1992.

De Cserna Z., 1979, Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, V simposium Evolución tectónica de México, programa y resúmenes p. 11-14.

Eguiluz Antuñano, S., Aranda García, M. y Marrett, R, 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana tomo 53, No.1, p1-23.

Esquivel, M. C., 2000, Braquiópodos y crinoides del Paleozoico Tardío de las formaciones Olinalá, Gro., Patlanoaya y Cuxtepeque, Pue. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado 155 p. (Tesis de Doctorado).

-----, Ausich, A., Buitrón B.E.y Flores de Diós, G.A., 2000, Pennsylvanian and Mississippian pluricolumnal assemblages (Class Crinoidea) from Southern Mexico and new occurrence of a colum with tetralobate lumen, Journal of Paleontology, p. 1187-1190.

Fries, C. Jr., y Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría : Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Bol. 73, p. 57-133.

García de Miranda, E., 1980, Apuntes de climatología. Larios e hijos impresores, S.A., México, 153p.

Imlay, R.W., Cepeda, E., Alvarez, M. y Diaz, T., 1948, Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern México: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 32, p. 1750-1761.

Instituto Nacional de Geografía e Informática (INEGI), 1984, Geología de la República Mexicana, p.43.

Jeffords, R.S. and Miller, T.H. 1968. Ontogenic development in late Pennsylvanian crinoid columnals and pluricolumnals, University of Kansas and Soc. Geol. of America, p. 1-14.

Kuegelgen, H. Von, 1958, Der Aufbau der zentralen Sierra Madre Oriental, México: Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschaft, v. 110, p. 117-142.

López Ramos, E., 1979. Geología de México, Tomo II, 2 a. Editorial Escolar
-----, 1980 Geología de México, Tomo II, 2 a. Editorial Económica.

Martínez-Pérez, P., 1962, Estudió geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al oriente de Zacualtipán y Tianguistengo, Hidalgo., IPN tesis de licenciatura profesional 48p.

Meléndez, B. 1986, Importancia de los equinodermos fósiles en bioestratigrafía, Memorias de las I Jornadas de Paleontología, Diputación General de Aragón, Departamento de Cultura y Educación p. 7-18 (ponencia).

Menn, J., 1994, La reconstitution des communiautés de crinoides paléozoiques: Lópport des columnals disocies. En: David, B., A. Guille, J. P. Feral y M. Roux (Eds.). 1994. Echinoderms through time. Proceedings of the eighth international echinoderm conference. Dijón/ France/ 6-10 sept. 1993. A. A.Balkema. Brookfield: 231-236.

Meyer, D. L., 1971, Post mortem disarticulation of recent crinoids and Ophiuroids under natural conditions. Abstracts with Programs. The geological Society of America, 3 (7): 645-646.

Meyer, D. L. y D. B. Macurda, 1974, The zoogeography of Caribbean crinoids; a model for paleontological interpretation, Smithsonian Tropical Research Institute, Balboa Canal Zone, Abstracts with Programs. Geological Society of America, 6(7): 868.

Miller, J.S., 1821, A natural history of the Crinoidea or lily-shaped animals, with observation on the genera Asteria, Euryale, Comatula, and Marsupites: Bryan & Co., Bristol, 150 p., 50 pl.

Moreno, C. A. y Patiño Ruiz, J., 1981, Estudió Paleozoico en la Región de Calnali, Hgo., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional: 59p.

Moore, R.C., 1938, The use of fragmentary crinoidal remains in stratigraphic paleontology, *Bulletin of the Scientific Laboratories of Denison University* 38 (10): 165-250.

-----1948, Evolution of the crinoidea in relation to major paleogeographic changes in earth history, *International Geological Congress "Report of the Eighteenth Session of Great Britain", Part XII.*

Moore, R.C. y Jeffords, R.S. 1968, Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns.: *University of Kansas, Paleontological Contributions, Echinodermata*, p. 9-86, 28 láms.

-----y Laudon L.R., 1943, Evolution and classification of Paleozoic crinoids, *Geological society of América, Special Papers.*, 46: 153.

Ochoa Camarillo, H.R., 1996, Tesis Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo.

Ochoa Camarillo, H., Buitrón, B.E.; y Silva Pineda, A., 1997 a, Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, State of Hidalgo, east-central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.50, núm. 2, p.42.

Ortega Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla, UNAM, *Inst. Geol., Paleontología Mexicana*, No. 29, 78., 31 láms.

-----López, R., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., y Sánchez-Zavala J. L., 1995, Grenvillian Huiznopala Gneiss and its correlation with other grenville-age high-grade terranes in eastern México: *Geol. Soc. America, Abstr. With Programs*, v. 27, p. A-398 (resúmen).

-----Mitre Salazar, L.M.; Roldán Quintana, J., Aranda Gómez, J.J.; Morán Zenteno, D.J.; Alaniz Álvarez, S.A.; y Nieto Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000 con texto explicativo: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales*, 74 p.

Padilla y Sánchez, R. 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.6, p.1-20.

Rosales Lagarde, L., Centeno García, E., Ochoa Camarillo, H., Sour Tovar, F., 1997, Permian vulcanism in eastern Mexico preliminary report, Libro guía de las excursiones geológicas excursión 1, p.27-32.

Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin: Geological Society of America Bulletin, v.97, núm. 5, p.536-554.

Roux, M., N. y J. P. Bourseau, 1994, Zoobatyetry and the so-called restriction in the deep sea of some echinoderm communities. *In*: David B., A. Guille, J. P. Féral y M. Roux (Eds.), Echinoderms through time, Proceedings of the eight international echinoderm conference, Dijon/ France, A. A. Balkema/ Brookfield: 256 p.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F., y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terraines and Tectonic Evolution of Mexico, Special Paper 278. The Geological Society of America: 153.

Silva P. A., 1987, Algunos elementos paleoflorísticos del Pérmico de la región de Calnali, Estado de Hidalgo, Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, vol. 1, No.1, p. 313-327.

Sour, F. y S. A. Quiroz B., 1989, Braquiópodos pensilvánicos (Strophomenida) de la Formación Ixtaltepec, Oaxaca., Rev. Soc. Mexicana de Paleontología., vol. 2, No. 1: 5-17.

Stinnesbeck, W., 1994, Icnofósiles de la Formación Guacamaya (Pérmico Inferior) del Cañon La Peregrina, al noreste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, Revista de la sociedad mexicana de paleontología, vol. 7, núm. 2, p. 47-55.

Suter, Max, 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geol. Soc. America Bull., v.95, p. 1387-1397.

-----1990 a, Hoja Tamazunchale 14 Q-e(5), Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo y San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie de 1:100,000, núm. 22, 55p.

-----1990 b, Structural transverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México, Geol. Soc. America, Bull v-102, p. 264-266.

Vachard, D., Grajales, J.M.; Flores de Diós, A., Torres, R y Buitrón, B.E., 1997, Patlanoaya and Juchatengo: Two key sequences for understanding the late Paleozoic geological history of Mexico: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, 2, Pachuca, Hidalgo, Simposia y Coloquio (resumen).

Ubagh G., Moore R.C., Wienberg H., Rasmusen N, Gary Lane, Breimer A., 1978, Echinodermata Crinoidea, University of Kansas and Soc. Geol of America, T. 1027 p. (Treatise on invertebrate paleontology).

Viniegra-Orsorio, F., 1992, Geología Histórica de México, Universidad Nacional Autónoma de México, 215p.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

VI.IV LÁMINA 1

Figura 1 *Cylindrocauliscus fiski* (X3), ejemplar IGM-3788. Placa articular.

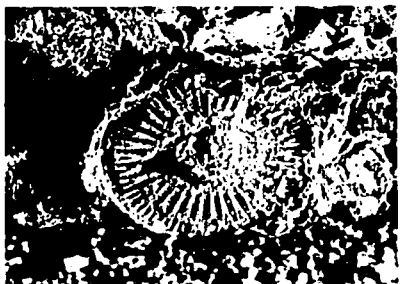
Figura 2. Ejemplar FIC-1437 (X3), la misma especie. Placa articular.

Figura 3. *Baryschyr anosus* (X8.5), IGM-3789. Placa articular.

Figura 4. Ejemplar FIC-1438 (X6), la misma especie. Columna con placas articulares.

Figura 5. *Cyclocaudex* cf. *C. costatus* (X6.0), ejemplar IGM-3790. Placa articular.

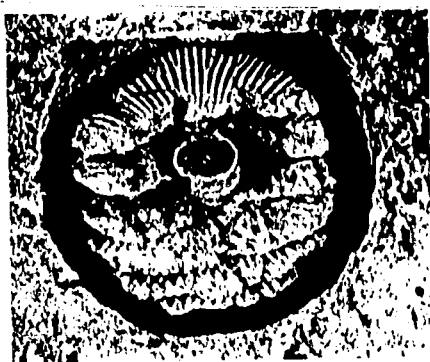
Figura 6. *Cyclocaudex insaturatus* (X10.0), ejemplar IGM-3791. Placa articular.



1



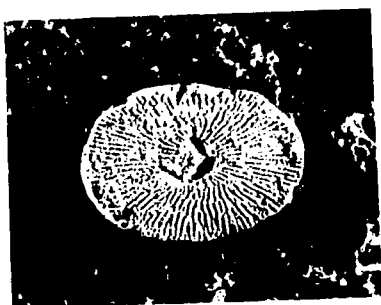
2



3

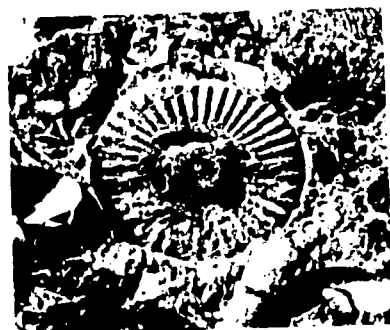


4



5

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



6

VI.IV.I LÁMINA 2

Figura 7. *Cyclocaudex jucundus* (X 3), ejemplar IGM-3792.

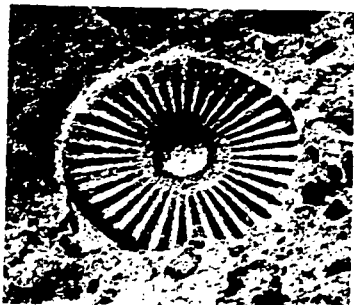
Figura 8. Ejemplar FIC-1439 (X 3). Placa articular.

Figura 9. *Mooreanteris waylandensis* (X7.3), ejemplar IGM-3793. Placa articular.

Figura 10 *Plumeranteris sansaba* (X 3), ejemplar IGM-3794. Placa articular.

Figura 11. *Heterostelechus keithi* (X 6), ejemplar IGM-3795. Placa articular.

Figura 12. Ejemplar FIC-1450 (X 6) la misma especie. Placa articular.



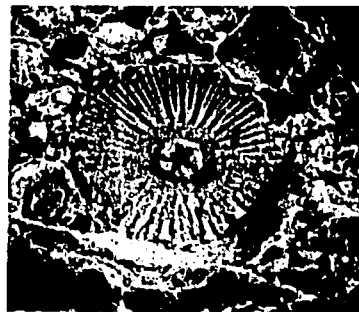
7



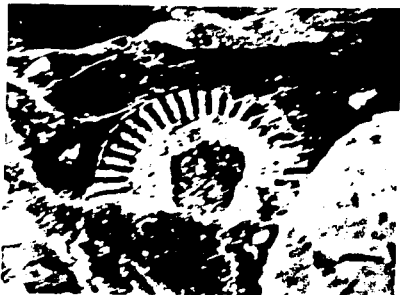
8



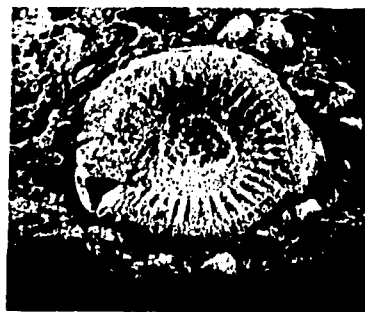
9



10



11



12