La Secuencia Mesozoica Volcánico-Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx. - Teloloapan, Gro.

Ma. Fernanda Campa
PEMEX, Gerencia de Exploración
Mario Campos
GEOCON, S. A.
Roberto Flores
Ramón Oviedo
IMP, Rama de Exploración

RESUMEN

En la región comprendida entre el Eje Neovolcánico y la Cuenca del Río Balsas, aflora una alternancia de rocas metavolcánicas (roca verde) y metasedimentarias (principalmente filita, metarenisca, cuarcita y caliza foliada).

Entre los sedimentos más finos de esa secuencia se encontraron amonitas del grupo de los *barriaselidos* y *douvilleicerátidos* así como *lamelibranquios* y *tintínidos*, cuya determinación permitió datar la secuencia dentro del *Titoniano-Neocomiano (?) - Aptiano*.

Las rocas verdes son lavas andesítico-dacíticas, tobas y aglomerados afectados por un metamorfismo esencialmente dinámico regional correspondiente a la facies metamórfica más baja. Las lavas llegan a presentar estructuras de "almohada", típicas de derrames oceánico. La toba y el aglomerado asociados, están foliados burdamente siguiendo los planos de depósito, en ocasiones con micropliegues. La filita es una lutita apenas metamorfizada con foliación muy fina paralela a la estratificación y con pliegues diversos. La caliza interestratificada en forma de capas y lentes se ha convertido en mármol cataclástico. Las areniscas son metagrauvacas foliadas, cuarcitas granoblásticas y simples filitas que transicionalmente llegan a ser metarenisca e incluso metaconglomerado.

Cubriendo la secuencia metamórfica anterior, se

encuentran bancos de caliza del Albiano. Este hecho, o sea la posición discordante del Albiano no metamorfizado sobre el *Titoniano-Neocomiano (?) - Aptiano* (metamorfizado) indica que el evento metamórfico se efectuó al final del *Cretácico Inferior*, probablemente correspondiente a la fase tectónica *Austriaca* u *Oregoniana*, afectando a la secuencia volcánico sedimentaria depositada a fines del *Jurásico* y durante el *Cretácico - Inferior*.

ABSTRACT

In the region located between the neovolcanic axis and the Balsas River basin, outcrops a metavolcanic (green rocks) and metasedimentary (mainly phyllite, metasandstone, quartzite and foliated limestone) alternation.

Among the finest sediments of that sequence, were found ammonites of the group *Barriasellidae* and *Douvilleiceratidae*, as well as *Lamelibranchiata* and *Tintinnid* whose evaluation allowed us to date the sequence within the *Tithonian-Neocomian-Aptian*.

The green rocks are andesitic lavas, tuffs and agglomerates affected by a metamorphism essentially dynamic, regional, corresponding to the lowest facies. The lavas may show "pillow" structures, typical of oceanic flows. The tuff and the agglomerate associated are grossly foliated following the bedding, occasionally

ly with microfolds. The phyllite is a lutite hardly metamorphized with very fine foliation parallel to the stratification and with diverse folds. The interstratified limestone in the shape of layers and lenses has changed into cataclastic marble, in some outcrops we observe impregnation of hydrocarbons.

The sandstones are foliated metagraywackes, granoblastic quartzites and phyllites that transitionally to get or come to be metasandstone and metaconglomerate inclosed.

Covering the above metamorphic sequence we find limestone banks of the Albian. This fact, that is the discordant position of the non metamorphized Albian above the Tithonian-Aptian (metamorphized) indicates that the metamorphic event took place at the end of the Lower Cretaceous, probably corresponding to the tectonic Austrian or Oregonian face, affecting volcanic sedimentary sequence deposited at the end of the Jurassic and during the Lower Cretaceous.

INTRODUCCION

En la vasta región comprendida entre el Eje Neovolcánico y la Cuenca del Río Balsas, aflora una alternancia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias.

Tradicionalmente esta zona ha sido explorada en torno a las minas conocidas desde la Colonia. De unos años a la fecha, PEMEX ha comenzado la exploración regional en busca de yacimientos de hidrocarburos y se apresta a perforar pozos para continuar la exploración en el subsuelo.

La región estudiada se localiza en los límites de los estados de México y Guerrero, entre las poblaciones de Ixtapan de la Sal y Tloloapan. El área tiene la forma de un rectángulo orientado N-S de más de 2000 Km² localizado entre los paralelos 18°50'-18°09' de latitud Norte y los meridianos 100°09'-99°55' de longitud Oeste (Lámina 1). Se puede llegar a ella por dos carreteras que parten de la Ciudad de México: al norte del área, o sea a la población de Ixtapan de la Sal, se llega a través de carreteras: A Toluca al sur del área, o sea Tloloapan, mediante la carretera a Acapulco hasta Iguala y de ahí, por la carretera a Ciudad Altamirano; además la región está intercomunicada, por algunos caminos de brecha que pueden recorrerse en vehículo y numerosos caminos vecinales donde hay buenos afloramientos.

El área pertenece en parte a la provincia fisiográfica llamada Eje Neovolcánico y en parte a la denominada Cuenca del Río Balsas-Mezcala. Es una zona de frontera localizada entre las alturas de los volcanes hasta de 4000 m. s. n. m. y la depresión

del Río Mezcala de unos cientos de metros sobre el nivel del mar. Las mayores alturas se encuentran al norte de Ixtapan y en la Sierra de Tasco con 2500 m. s. n. m., entre las cuales se va conformando el valle del Río Chontalcuatlán orientado NW-SE, con drenaje hacia el SE.

La morfología de los valles está determinada de una manera muy clara por la litología: las ignimbritas y depósitos continentales pliocénicos forman masas con cantiles y cañones abruptos hasta de 100 m. de altura; en cambio las rocas metamórficas forman valles encajonados que contrastan con los valles abiertos y las llanuras aluviales de las capas rojas continentales eocénicas.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo presente se llevó a cabo esencialmente dentro de los marcos del Instituto de Geología de la UNAM, con el apoyo recibido de su Director, Ing. Diego A. Córdoba y la ayuda inapreciable del Dr. Richard V. McGehee, de la Dra. Gloria Alencaster y del Dr. Federico Bonet.

PETROGRAFIA Y ESTRUCTURAS

La secuencia metamórfica está formada por una alternancia de metasedimentos con rocas verdes o metavolcánicas, que se describen por separado.

Rocas Metavolcánicas

Las rocas volcánicas metamorfizadas son lavas y tefra. Se encuentran intercaladas pero la que tiene mayor superficie de afloramiento es la tefra, especialmente la metatoba (Fig. 1).

Fig. 1.—Metatoba plegada Loc. Tloloapan, Gro.

Petrografía.—La metatoba es una roca de color verde-gris y cuando está intemperizada es de color café-amarillo; con foliación facoidal, donde los cristales de 2 mm de tamaño promedio, semejan ojos circundados por un material verde muy fino, dispuesto en superficies de foliación. Sobresalen vetillas plegadas de calcita hasta de 5 mm de ancho. Esta misma roca contiene, en ocasiones, grandes líticos de lava color gris-verde, de tamaños que varían entre los 5 mm y 40 cm acomodados también como ojos rodeados por los planos de la foliación general. Estas variaciones representan concentraciones de tefra grueso, por lo cual la roca llega a ser un verdadero metaglomerado (Fig. 2).

Fig. 2.—Metaglomerado en el que se observan planos de foliación. Loc. Teloloapan, Gro.

Los mejores afloramientos de metatoba y metaglomerado se encuentran en los cortes de la carretera de Teloloapan a Ciudad Altamirano (km 69) y en la carretera de Ixtapan de la Sal a El Refugio. El análisis microscópico revela una textura foliada imperfecta, ondulosa y anastomosada de tipo facoidal. Los planos de foliación están formados por una alternancia de mica blanca y clorita con color de interferencia azul anómalo, que envuelven a los fragmentos lenticulares muy alargados de feldespato sericitizado, lava cloritizada, algunos blastofenocristales relictos de piroxena y hornblenda y lentes alterados completamente a un mosaico de cuarzo, calcita y clorita. Se observan algunos porfidoblastos

de granate reemplazados por calcita y preñita (?). Los cristales euedrales de feldespato presentan orientaciones discordantes con la foliación y a su alrededor se ha formado una aureola de recrystalización con cuarzo ondulatorio. La calcita llega a ser muy abundante formando un mosaico grueso, con maclas, algunas de las cuales están dislocadas, y reemplazan parte de la foliación y de los líticos. La textura foliada es imperfecta, del tipo de los semiesquistos, o sea de rocas con textura cataclástica que representan una etapa transicional de toba —en este caso— a esquisto.

Los líticos del metaglomerado presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa muy alterados a calcita y cuarzo ondulatorio, así como hornblenda y otros máficos subedrales también muy alterados a calcita, hematita y limonita. La mesostasis está formada por microlitos tabulares calcitizados y microlitos-agujitas hematizados.

Metamorfismo.—El conjunto de minerales metamórficos clorita-micablanca-calcita-cuarzo-granate de la clase química básica, representa una asociación de minerales de baja temperatura correspondiente a las facies de esquistos verdes.

Estructura.—El proceso de deformación de la roca es del tipo de metamorfismo esencialmente dinámico regional de bajo grado, en la que se han efectuado movimientos de deslizamiento, producto de esfuerzos compresivos.

El rasgo estructural más sobresaliente de la metatoba y el metaglomerado es la orientación preferente de los minerales componentes de la foliación siguiendo un sistema más o menos ondulante que envuelve a los cristales o líticos que han adquirido una forma de lente u ojos, debido a un aplastamiento generalizado (Mattauer, 1973, pág. 241). La foliación está cortada por la presencia de vetillas complejas de calcita.

Los planos estructurales anteriores, o sea la foliación S_1 , están claramente plegados, o sea deformados según otra dirección S_2 . La mayor parte son pliegues macroscópicos interpretados a partir de mediciones estadísticas de los cambios de dirección de la estratificación-foliación, de acuerdo con un estilo de deformación muy propio de la metatoba-metaglomerado. Los diagramas estereográficos (Fig. 3) dibujados en redes de igual área, construidos a partir de mediciones hechas en la región de Cruz Alta Puerto Oscuro y en el Pochote-Izcapuzalco, (lám. 1), muestran concentraciones de puntos en la misma área lo que demuestra que se trata de un dominio homogéneo con respecto a los planos de foliación S_1 (Turner y Weiss, 1963, p. 149 y 193). Se observan además, pliegues mesoscópicos y micros-

Lámina 1.

SECCIONES ESTRUCTURALES ESQUEMATICAS SECCION A-A'

SECCION B-B'

- LOCALIDAD FOSILIFERA
- Amonito
 - Lamelibranchio
 - Microfósiles
 - Rudista

Serie/Piso	Unidad	litoestratigrafica	Disc.tect.
Plioceno		Formación Cuernavaca (dep-epic.)	
MIOC. INF. OLIGOCENO		Grupo Tilzapotla (lava e ignimbrita)	
OLIG. INF. EOCENO		Formación Balsas (cong. limolita, toba)	
Senoniano		Formación Mezcala (flysch)	
Albiano		Formación Morelos (bancos de caliza)	
Aptiano		Metavolcanica	
Titaniano		Metasedimento	Secuencia metamorf.

Lámina 2.

cópicos de tipos diversos: similares disarmónicos, paralelos y quebrados ("kink") o sea con limbos y charnela enteramente rectos, asimétricos.

Fig. 3.—Red de igual área con los polos de la foliación de las unidades metaglomerado-metatoba mostrando su patrón de orientación preferente. Los puntos negros son mediciones efectuadas en Cruz Alta y los blancos en El Pochote.

Metalava Andesítica

Petrografía.—La metalava andesítica es una roca dura, compacta de color gris verde y café-verde, en ocasiones masiva, con diaclasas, vesicular o levemente foliada (Fig. 4). Es afanítica o también con cristales blancos tabulares de feldespato, cuyo tamaño promedio es de 3 mm y con una abundancia hasta del 25%; otros cristales en forma de agujitas negro-verdes de 1 mm de tamaño máximo y con una abundancia relativa del 20%.

Los mejores afloramientos de la metalava andesítica se encuentran en las cercanías de Teloloapan y en el poblado El Aguacate donde muestra estructura de Almohada ("pillow lava") (Fig. 5).

Al microscopio petrográfico, la metalava muestra una textura porfídica relicta dominante, (Lámina 3, Fig. 2) donde los blastofeno-cristales de plagioclasa son de composición albitica con alteraciones a sericita, y clorita y muestran golfos de disolución que penetran al interior del cristal. Además se observan otros cristales de augita sin alteración cuyas fracturas típicas están rellenas de clorita. Los porfido-blástos son algunos cristales de granate (Lámina 3 Fig. 1) y epidota con formas columnares. La clorita

se encuentra sustituyendo los cristales anteriores, relleno de fracturas y formando parte de una estructura de corona compleja conjuntamente con feldespato y sericita. La mesostasis de la roca está constituida por microlitos alterados de plagioclasa y augita, espineles y clorita. Se observan mosaicos aislados de calcita con maclas plegadas y todos los cristales deformados con extinción ondulatoria. La roca puede clasificarse como meta-andesita.

Metalava Dacítica

Petrografía.—En contradicción con la expresión regional de la metalava andesítica, la metalava dacítica se observa en afloramientos muy localizados pero importantes por su asociación con depósitos minerales, tales como el de Campo Morado.

Los afloramientos muestran una roca de color blanco rosado con textura afanítica o porfídica con fenocristales diseminados de cuarzo. Parece una ignimbrita mal soldada o una lava alterada a caolín. Al microscopio se confirma la textura porfídica re-

Fig. 4.—Metalava en la que se observan vesículas y diaclasas. Loc. Camino a Zacualpan, Edo. de México.

Fig. 5.—Afloramiento de metalava con estructura de almohada sobre el corte de carretera en el poblado de El Aguacate, Gro.

lita pero mostrando una foliación burda, tipo semiesquistoso, donde los blastofenocristales de plagioclasa y piroxenas están rodeados por bandas de sericita, muscovita, clorita con color azul anómalo de interferencia, cuarzo y pirita secundarios. Está interestratificada con metasedimentos.

Metamorfismo.—La asociación mineralógica albita-clorita-granate-calcita corresponde a la facies de esquistos verdes.

Rocas Metasedimentarias

Las rocas sedimentarias metaforzadas son filita, cuarcita, metagrauvaca, caliza foliada o mármol cataclástico.

Filita

Petrografía.—Bajo este nombre se agrupan todos los afloramientos de una roca deleznable, con un color predominante crema pero con variaciones al ocre y gris verdoso, con tintes rosa púrpura, finamente

foliada (Fig. 6) brillo micáceo, esencialmente constituida por un grano tamaño de arcilla y limo. La roca muestra, al microscopio, una textura finamente foliada siguiendo planos rectos y ondulados, (Lámina 3 Fig. 1), constituidos por mica blanca, que envuelve a los ojos formados por un mosaico fino de cristales de cuarzo con bordes suturados que llegan a presentar estructuras fibrosas (Lámina 3 Fig. 4).

Estructura.—Estos planos de foliación principales S_1 , son atravesados por otros planos con orientación diferente S_2 trazados por la foliación de deslizamiento de la mica blanca y por la rotación del eje mayor de los ojos. También se observan algunos porfiroblastos eudrales de granate totalmente alterados a mica blanca, que presentan una textura de rotación sintectónica (Spry, 1969, p. 255).

La foliación se desarrolló generalmente paralela a los planos de estratificación, ya que así lo evidencian los planos de enrollamiento de las amonitas y la

Fig. 6.—Filita en la que se observa doble deformación como resultado del plegamiento. Loc. Puerto de San Fernando, Sierra de Taxco, Gro.

interestratificación con caliza, grauvaca y cuarcita. Sin embargo, en algunos afloramientos los planos de estratificación no coinciden con los planos de foliación (Fig. 7), evidencias de megapliegues.

Fig. 7.—Afloramiento de filitas en el que se observan los planos de estratificación atravesados por los de foliación. Loc. Camino de Ixcatepec a Campo Morado, Gro.

Esta orientación preferente marca la foliación S_1 . La crenulación de la filita, definida por los micropliegues marca otra segunda orientación S_2 desarrollada al final de la historia tectónica de la roca (Spry, 1969, p. 231).

Además de la foliación propia de estas rocas, los pliegues micro y mesoscópicos son característicos de la filita, especialmente pliegues quebrados ("kink"), (Fig. 8). Estos pliegues se forman después del proceso de metamorfismo regional, en contraste con las crenulaciones debidas al mismo fenómeno metamórfico (Hyndman, 1972, p. 250).

Los mesopliegues observados en afloramiento son recostados paralelos, con charnela muy aguda y lomos más bien rectos tipo chevrón con inclinaciones menores de 60° , de acuerdo con Ramsay (1967 p. 440-448), (Fig. 9).

Los diagramas estereográficos de filita (Fig. 10) fueron construidos con las mediciones hechas a los polos de foliación S_1 y con los polos de los ejes de los mesopliegues S_2 .

La filita descrita antes, presenta variaciones a una

Fig. 8.—Filita mostrando el desarrollo de una segunda foliación paralela a los planos axiales de los micropliegues.

Fig. 9.—Filita formando un pliegue recostado con su charnela aguda. Loc. Puerto de San Fernando, Gro.

roca metamorfozada más levemente, más bien lutita con estratificación fina en capas de 1 a 5 cm de color crema-café claro con buena clasificación en el tamaño de grano que es de arcilla, limo y arena fina. En ocasiones se observa foliación esquistosa y brillo micáceo que atraviesa la estratificación y sigue paralelo a los planos axiales de los mesopliegues recostados (Fig. 11).

El examen microscópico muestra una textura finamente foliada, constituida por hojuelas aisladas de mica blanca, cuarzo y feldespatos. Algunos de los cristales de tamaño de arena presentan bordes reabsorbidos y tienen forma alargada paralela a la foliación.

El clivaje que sigue la orientación S_2 , se formó por un deslizamiento posterior a la foliación S_1 , y está genéticamente relacionada al plegamiento como una estructura impuesta que refleja más directamente las propiedades de la deformación que la superficie plegada misma (Turner y Weiss, 1963, p. 493).

Fig. 10.—Red de igual área con el diagrama de orientación preferente de la foliación S_1 de la filita en Telolcapan (°) y en Tasco (•). X es el eje de la faja del patrón circular de orientación.

Fig. 11.—Filita mostrando la foliación S_1 paralela al eje de simetría del pliegue similar.

Metarenisca

Petrografía.—Roca foliada de color gris verdoso que intemperiza en café-amarillo, las láminas delgadas muestran una textura relictiva clara con granos de cuarzo y feldespato de tamaño variable, desde tamaño de arena gruesa hasta muy fina, o sea que hay mala clasificación; los hay angulosos hasta subarredondados, con extinción recta y ondulatoria, compuestos con golfos de disolución y pequeñas subestructuras de crecimiento fibroso paralelas a la foliación. La matriz es abundante y está formada por muscovita, cuarzo y opacos, foliada irregularmente anastomosada alrededor de los granos. Se observan líticos de rocas volcánicas y de filita.

Otras láminas delgadas muestran la misma textura relictiva clástica pero con tamaño de grano de arena gruesa, bien clasificado. Los granos son de cuarzo, plagioclasa, cuarcita, filita, calcita espatítica y micrita, con formas de ojos, apretados, prácticamente sin matriz. El cementante es una película café arcillosa semiopaca (montmorilonita?).

Hay una orientación preferente bien definida en los ojos de mineral, resaltada por la clorita y trazas de mica blanca.

Estructura.—Las metareniscas presentan foliación burda similar a la de la metatoba, como rasgo estructural más sobresaliente. No se observan pliegues. Se les ha llamado también metagrauvaca.

Cuarcita

Petrografía.—La cuarcita es una roca dura, estratificada en capas de espesor variable entre 1 cm hasta 50 cm; de color gris, que intemperiza a café-amarillo con tonalidades verdosas. Está formada por granos de tamaño de arena gruesa a fina, pero bien clasificada.

Algunas capas muestran moliación paralela con la estratificación marcada claramente por la alternancia de las capas de cuarcita con filita. Se observan segregaciones de cuarzo que cortan a las capas de cuarcita oblicuamente. (Fig. 12).

Al microscopio muestra diversas texturas: granoblástica de mortero, suturada, apenas foliada hasta esquistosa. Los granos de cuarzo están bien clasificados, aunque en ocasiones sobresalen algunos granos de tamaños mayores de 1 mm, y de una muestra a otra varía desde 1 mm tamaño promedio, hasta tamaño de limo. En algunas láminas delgadas se ven diseminados cristales de carbonatos, probablemente de calcita y dolomita. Hay abundante mica blanca en las rocas foliadas, donde se llega a observar una relación estrecha entre la filita y la cuarcita, que

consiste en intercalaciones sumamente microplegadas de filita dentro de la cuarcita granoblástica (Lám. 3 Fig. 6).

Estructura.—Las estructuras más sobresalientes son los pliegues chevron mesoscópicos, paralelos, con charnela aguda y limbos rectos, recostados. También se llega a observar un clivaje notorio paralelo al plano de simetría de un probable plegue macroscópico. Las segregaciones de cuarzo conforman una estructura de chorizo (boudinage) en las capas de cuarcita.

Fig. 12.—Capas de cuarcita con segregaciones de cuarzo que cortan la estratificación oblicuamente, siguiendo los planos de la foliación. Loc. Aguacatitlan, Edo de Méx.

Caliza foliada

Petrografía.—La caliza es de color gris oscuro, algunas de cuyas capas son de micrita, otras de calcarenita y algunas de brecha. Están interestratificadas con la filita y siguen las deformaciones de ésta. El espesor de cada capa varía desde unos milímetros en cuyo caso se confunde con la foliación, hasta formar propiamente bancos de 1 m.

Estas calizas, en lámina delgada, muestran evidencias claras de estar metaforfizadas a mármoles cataclásticos. En ellas se observa una textura foliada formada por un mosaico de cristales de espatita, a veces fino y a veces grueso, cristales alargados por la deformación, con estructuras fibrosas paralelas a la foliación. También se observan cristales de cuarzo en mosaicos o individuales, con una sombra de presión asimétrica de calcita fibrosa curvada, que evidencia la rotación de los esfuerzos que produjeron la foliación de la roca (Ramsay, 1967, p. 181). Otra textura observada es granoblástica constituida por un mosaico de espatita con maclas deformadas muy

similar al mármol deformado experimentalmente por presión confinada (Williams, et al 1968, p. 220). (Lám. 3 Fig. 7). Se observan estilolitas y fracturas paralelas a la orientación preferente, rellenas de materia orgánica y epidota. En algunas láminas delgadas se observan rasgos relictos de la caliza original, calcarenita y micrita con microfósiles radiolarios (Lám. 3 Fig. 8) y tintínidos.

Estructura.—Los accidentes estructurales más característicos de la caliza mármol son la foliación y los pliegues. Es indudable que la foliación se desarrolló paralelamente a los planos de estratificación, definidos por la interestratificación con la filita y con las variaciones en la litología. Los planos de foliación S_1 están deformados posteriormente, según otra orientación S_2 dada por los planos axiales de los pliegues recostados mesoscópicos, con charnela curva y limbos planos (Fig. 13). Algunos pliegues muestran una tercera deformación S_3 que pliega al eje.

Fig. 13.—Pliegue de caliza interestratificada con filita. Loc. Puerto de San Fernando-Sierra de Tasco, Gro.

Los caracteres petrográficos y estructurales del conjunto de rocas que forman la secuencia metamórfica, muestran deformaciones superpuestas que denotan una historia compleja.

PELEONTOLOGIA

Al oeste de Ixtapan de la Sal (Lámina 2, sección A-A'), oeste de la Sierra de Tasco y al oeste de Telolcapan (Lámina 2 sección B-B') aflora la secuencia metasedimentaria interestratificada con las rocas metavolcánicas donde se encuentran las localidades fosilíferas con macrofósiles (amonitas y pelécipodos) así como estratos con microfósiles (tintinidos y radiarios). El muestreo es laborioso debido a que los fósiles son escasos y se encuentran en un estado de deformación tal que se dificulta su conservación. La identificación de estos fósiles también resulta difícil por las mismas razones; sin embargo, algunos ejemplares conservan rasgos morfológicos que permiten su determinación con la precisión suficiente para datar la secuencia.

Paleontología sistemática

La descripción paleontológica se hace de acuerdo a la importancia estratigráfica de los fósiles.

Clase:	Cephalopoda Leach, 1817.
Orden:	Ammonoidea Zittel, 1884.
Suborden:	Ammonitina Hyeatt, 1889.
Superfamilia:	Perisphinctaceae Steinmann, 1890.
Familia:	Berriasellidae Spath 1922.
Subfamilia:	Himalayitinae Spath 1925.
Género:	<i>Wichmanniceras</i> Leanza, 1945.
Especie tipo:	<i>Wichmanniceras mirum</i> Leanza 1945, p. 83, (lám. 1, figs. 4-5).

Wichmanniceras sp. (lám. 4 fig. 5).

Descripción.—Al oeste de Ixtapan de la Sal, Méx. Se colectó un ejemplar muy evolutivo, cuyas vueltas internas se conservan como molde negativo y parte de la última vuelta en positivo, de lados planos a ligeramente convexos, de costillas simples, densas y rectiradiales, todas ellas muy finas; nacen en la sutura umbilical y terminan en pequeñas protuberancias ventrolaterales visibles sólo en la parte positiva que se conserva. No puede verse la región ventral.

Comparaciones.—Este ejemplar es muy similar a *Wichmanniceras mirum* Leanza (1945, p. 83-84, lám. 1, figura 4-5) por que coinciden sus características, excepto que en el de Ixtapan no es posible observar la región ventral, por lo que no puede verse la concurrencia de dos costillas en un tubérculo.

También puede compararse con el holotipo de *Wichmanniceras hernandense* Cantú (1967, p. 14, lám. 7, fig. 5) en el inicio de la última vuelta, ade-

más en esa porción las características ornamentales son bastante similares (Figs. 12 y 13).

Fig. 12.—*Wichmanniceras* sp. Loc.: Ixtapan, Méx.

Fig. 13.—*Wichmanniceras hernandense* Cantú. Loc. Mazatepec, Pue. según Cantú (1967, p. 14, lám. 7, Fig. 5).

En vista de que no se observan caracteres específicos de *Wichmanniceras mirum* Leanza o de *W. hernandense* Cantú, no podemos precisar si corresponde a una u otra, ya que posee rasgos observables de ambas.

Otra forma con la que puede compararse nuestro ejemplar es *Lytchoplites caribbeanus* Imlay (1942, p. 1453, lám. 7 fig. 3) pero se diferencia porque ésta carece de protuberancias en la región ventral.

Distribución Estratigráfica.—Titoniano Superior, probablemente corresponda a la zona de *Suarites bituberculatum*.

Género: *Microcanthoceras* Spath, 1925.

Especie tipo: *Am. microcanthus* Oppel, in Zittel 1868

cf. *Microcanthoceras* sp.
(Lám. 4 Figs. 3, 6 y 7)

Descripción.—En el mismo afloramiento de Ixtapan de la Sal, encontramos tres ejemplares (lám. 5 Figs. 3, 6 y 7) mal preservados que corresponden a formas evolutas, de ombligo ancho, de lados planos a ligeramente convexos; la ornamentación consiste de costillas afiladas, bifurcadas a partir de un tubérculo

lateral, de forma y ubicación variable; así tenemos que en molde negativo del ejemplar No. 1 (lám. 5, Fig. 7) hay un ligero hinchamiento aparentemente situado en el tercio interno; en el ejemplar No. 2 (lám. 4, fig. 6) el hinchamiento es lameliforme y se halla un poco arriba de la mitad del flanco y finalmente en el ejemplar No. 3 (lám. 5 fig. 3) sólo se observan tres costillas que se bifurcan a partir de un tubérculo lameliforme situado cerca del tercio externo del lado. En el ejemplar No. 3 las costillas una vez bifurcadas, se dirigen aparentemente hacia atrás y terminan en pequeñas prominencias. Nuestros ejemplares son himalayítinos típicos y pertenecen por sus caracteres al género *Microcanthoceras* Spath, 1925 sin poder asegurar la especie a la que pertenecen.

Comparaciones.—El ejemplar No. 1 puede compararse con *Microcanthoceras* n. sp. aff. *koellikeri* (Oppel) in Imlay (1939, p. 44, pl. 17, figura 3), aunque difieren porque en el descrito arriba las costillas bifurcadas no forman una "V", sino que la bifurcación es asimétrica.

También pueden compararse con otros himalayítinos de México, descritos por Cantú (1967, 1968), que son muy afines entre sí. Así por ejemplo, el fósil No. 1 de Ixtapan, Méx. (fig. 14) es parecido a *Durangites* sp. (fig. 15); por el contrario, el ejemplar No. 2 (Fig. 16) se compara bien con cf. *Corongoceras filicostatum* Imlay (Fig. 17) y con *Durangites galeanense* Cantú (Fig. 18).

Fig. 14.—cf *Microcanthoceras* sp. ejemplar No. 3
Loc. Ixtapan, Méx.

Fig. 15.—*Durangites* sp. Loc. Galeana N. L. según
Cantú (1968, p. 24, lám. 4, fig. 11).

Fig. 16.—cf *Microcanthoceras* sp. ejemplar No. 2,
Loc. Ixtapan, Méx.

Fig. 17.—cf *Corongoceras filicostatum* Imlay Loc.
Mazatepec, Pue. según Cantú (1967, p. 14, lám. 1,

Fig. 18.—*Durangites galeanense* Cantú (1968, p. 23,
lám. 5, fig. 2). Los Galeana, N. L.
lám. 5, fig. 2).

Distribución Estratigráfica: Titoniano Superior.

Otro ejemplar de amonita (lám. 4 fig. 1) muy deformada en un plano normal al de enrollamiento, es aparentemente evoluta, de costillas bifurcadas en el flanco, que atraviesan la región ventral. No podemos precisar el género al que pertenece pero, por asociación con los ejemplares anteriormente descritos, podemos suponer que se trata de un *herriasélide*.

Distribución Estratigráfica: Jurásico Superior.

Especie Tipo: *Hoplitacae* H. Douvillé, 1890

Género: *Douvilleiceratidae* Parona et Bonarelli, 1897

Subfamilia: *Parahoplitinae* Spath, 1922

Familia: *Parahoplites* Anthula, 1899

Superfamilia: *Parahoplites melchioris* Anthula, por designación original (Anthula, 1899, p. 109).

Parahoplites sp.
(lám. 4, fig. 4)

Descripción.—En la localidad de Campo Morado, Gro. se encontró el molde de un fragmento de amonita evoluta, que corresponde aproximadamente a la tercera parte de una vuelta completa. En él se observan los siguientes caracteres el flanco es plano a ligeramente convexo, de pared umbilical recta y borde ventral arredondado; las costillas principales, simples y flexuosas que nacen en la pared umbilical, alternan con costillas secundarias, las cuales surgen un poco arriba de la mitad del flanco; parece que todas atraviesan la región ventral; los espacios intercostales son tan anchos como las costillas. La ornamentación de la penúltima vuelta consiste de costillas rectas y simples.

Comparaciones.—Cuando Burckhardt (1925, p. 15 y 16) creó el género *Dufrenoya*, estableció las diferencias que hay entre éste y el género *Parahoplites* Anthula (1899), a saber: aquél es de dorso truncado, lo que da como resultado que la unión del flanco y el vientre sea angulosa; además, las costillas presentan un tubérculo en el borde ventral. Estas diferencias entre los dos géneros muy afines morfológicamente, nos hace pensar que el nuestro pertenece a *Parahoplites* sp. y en particular al grupo de *P. deshayes* por poseer costillas flexuosas.

El ejemplar colectado en Campo Morado, Gro., puede compararse con *Parahoplites* sp. que describe e

ilustra Cantú (1968, p. 10, lám. III, fig. 13) puesto que tiene los mismos rasgos ornamentales, sólo que el nuestro es aproximadamente dos veces mayor y no se observa el carácter: "una costilla principal en un lado se vuelve secundaria, en el lado opuesto". Distribución Estratigráfica Aptiano Superior.

Para la discusión de la distribución estratigráfica de *Parahoplites* deben verse los trabajos de Humphrey (1949) y Cantú (1968).

Clase: *Lamellibranshiata* Blainville, 1816.

En otra localidad, situada al WNW de Tasco, Gro., se colectaron varios moldes internos de pelecípodos indeterminables; sólo hay un ejemplar en el que se puede apreciar que la valva es de contorno circular, alcanzando casi la mitad de un círculo, las costillas están bien definidas y regularmente espaciadas, y sólo se observan en la parte ventral de la concha. (Lám. 4 Fig. 1).

Dado su estado de preservación, no se puede precisar el grupo al que pertenece; sin embargo, hay cierta afinidad con el género *Inoceramus*, y podrían aproximarse a *sularum* (Boehm, 1907), *I. stoliczkae* (Holdhaus, 1913), *I. bassei* (Lecolle, 1967).

También, por la forma y ornamentación de la valva de nuestro ejemplar, se encuentra afinidad con las ilustraciones que hace Jeletzky (1965) de *Buchia* (op. cit. lám. 1, fig. 4) y *Buchia okensis* (op. cit. Lám. VI, fig. 4; lám. VII fig. 4; lám. XXII, Fig. 4). Por su afinidad con los géneros y especies anotados, podemos suponer que nuestro ejemplar probablemente tenga un alcance estratigráfico del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

Phyllum Protozoa Protista

En secciones delgadas de las calizas foliadas que afloran en el puerto de San Fernando, Gro., observamos moldes calcificados, de radiolarios (?) esféricos deformados a elipses, cuyo eje mayor es paralelo a los planos de foliación de las calizas recristalizadas. (Lám. 3 figura 4). De la misma manera, en la localidad del El Pochote, Gro., se observaron moldes de radiolarios calcificados y tintinidos.

La distribución estratigráfica de estos microfósiles es muy amplia, pero, por la íntima relación estratigráfica de las calizas foliadas, en que están contenidos, con el resto de la secuencia metamórfica, datada con amonitas, puede inferirse que su edad corresponda al Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

NOTAS ESTRATIGRAFICAS

Las amonitas que permitieron situar cronoestratigráficamente con mayor precisión la secuencia metamórfica de Ixtapan-Teloloapan se encuentran en las filitas y metagrauvacas interestratificadas con metatoba, metalava y caliza marmolizada. Las relaciones estratigráficas observadas en los afloramientos, evidencian la unidad de una secuencia interestratificada de rocas metavolcánicas y metasedimentarias.

Correlación faunística

a). Titoniano Superior.—La distribución estratigráfica de las amonitas *Wichmanniceras* sp. y *Microcanthoceras* sp. es discutida ampliamente por Cantú (1967) e Inlay (1939) quienes las asignan al Titoniano Superior; de aquí que la secuencia volcánico-sedimentaria de Ixtapan-Teloloapan pueda también referirse a este intervalo geológico. Es de hacer notar que Arkell (1956, p. 560) menciona que en el sur de México, y hacia las postrimerías del Jurásico se efectuó una importante actividad volcánica evidenciada por la presencia de tobas y lutitas bentónicas; más adelante dice (op. cit. p. 561) que la Formación Pimienta consiste además del material volcánico, de lutitas bituminosas, lentes de calizas y unas pocas bandas de pedernal. En efecto, en la localidad de Mazatepec, Pue., hay un horizonte fosilífero rico en himalayitinos semejantes a los nuestros, que están contenidos en "calizas arcillosas muy alteradas de color amarillo ocre, que alternan con lutitas negras y pedernal", de la Formación Pimienta (Cantú 1967, p. 20 y cuadro No. 1: Unidad con *Suarites bituberculatum*); al respecto, podemos decir que la litología anotada corresponde, con probabilidades, a las tobas y lutitas bentónicas de las que habla Arkell (op. cit.). Con esta información, se puede correlacionar tanto la fauna como la actividad volcánica de fines del Jurásico, efectuada en la parte centro sur de México.

b). Posible Neocomiano.—En la caliza foliada parcialmente recrystalizada que aflora en la Sierra de Taxco (Lám 2, sec. B-B'), parte de la secuencia metasedimentaria, se hallaron tintínidos, posiblemente calpionélidos, cuya distribución bioestratigráfica es, según Bonet (1956, p. 416), Portlandiano-Barremiano, Al NW del área estudiada, Cantú (1968, p. 13) dice que: "En las margas que alternan con limolitas se encontró el género *Leopoldia* sp. de edad Hauteriviano Inferior". Estas determinaciones constituyen evidencias de que el Neocomiano se haya representado en la región, sólo que en el área estudiada por

nosotros se encuentra metaformizado, en tanto que al NW parece no estar afectado.

c). Aptiano Superior.—La única información de que se disponía para datar las rocas que nos ocupan, es la proporcionada por Burkardt (1925, p. 52; 1930, p. 190). El asignó la edad Aptiano Superior para las filitas en base a la amonita *Dufrenoya* sp. colectada en la localidad de Campo Morado, Gro. Por nuestra parte, podemos ratificar la edad Aptiana Superior de esas rocas porque encontramos *Parahoplites* sp. en las metagrauvacas de la misma localidad de Campo Morado, Gro.

Cantú (1968) data el género *Parahoplites* sp. y lo asigna, junto con otros géneros de amonitas, al Aptiano Superior. Los afloramientos muestreados por este autor están ubicados al NW de nuestra área de estudio y es la localidad más cercana a la de nosotros. Las rocas en las que Cantú (op. cit., p. 14) encontró la fauna aptiana son "capas de caliza, que contienen arcilla y sílice y presentan un espesor que varía de 5 a 30 cm. Sobre... existen calcarenitas color café claro... muy alteradas..." además, están apenas inclinadas: 6° al NNE.

En este punto es necesario resaltar dos hechos:

1°). La similitud faunística, en las áreas de la parte central del Golfo de México y la Cuenca del Río Balsas, durante el Titoniano Superior y Neocomiano-Barreniano y posteriormente, de esta última y nuestra área, durante el Aptiano Superior; aún cuando también hay semejanza con la fauna Aptiana del N de México (Humphrey 1949) y que correspondería a la región del Golfo de México. Esta gran similitud nos permitió definir cronoestratigráficamente la secuencia volcánica-sedimentaria metaformizada de Ixtapan-Teloloapan.

2°). La evidente oposición en las facies y en el estilo de deformación: En nuestra área tenemos las facies y el estilo de deformación propio de las zonas internas, es decir, del dominio paleogeográfico eugeosinclinal. Por el contrario las rocas apenas deformadas que describen Bonet (1956), Cantú (1967) y Cantú (1968) pertenecen más bien a las zonas externas, o sea al dominio paleogeográfico miogesinclinal.

Correlación litológica

a). Guerrero.

En Guerrero, la Rocaverde Taxco Viejo, descrita por Fries (1960 p. 35), contiene grandes cantidades de clorita resultante del metamorfismo dinámico regional, por el cual "adoptó una apariencia bastante bien foliada", además el autor observó, en los afloramientos, abundancia de piritita y epidota. Esta unidad consiste de una "interestratificación de toba, brecha y menor cantidad de corrientes lávicas, casi todas andesíticas". Por lo que se refiere a la edad de la Rocaverde Taxco Viejo, Fries (*op. cit.* p. 36) supone que es Triásico Superior, en base a las relaciones estratigráficas de esa unidad similar que aflora en Zacatecas, Zac., la cual contiene fósiles del Triásico Superior.

De Cserna (1965, pp. 19 y 20) dice que la "I". Chapolapa incluye tobas, areniscas, lutitas y conglomerados en parte de color verdoso", dice también que "la parte inferior, la que contiene material volcánico, muestra el desarrollo de clorita y algunas veces epidota en cantidades considerables..." En la parte inferior de la formación observó que las capas compuestas de clásticos finos muestran a menudo, foliación secundaria (clivaje) "que está bien distribuido pero imperfectamente desarrollado", el cual es interpretado "como consecuencia de la deformación debida al movimiento diferencial entre los estratos que produjo pliegues y varias discordancias tectónicas..." (p. 51). De Cserna (*op. cit.* p. 22) considera que las rocas verdes fueron originadas en un evento volcánico principal, que se supone se efectuó a fines del Triásico.

Recientemente, Klesse (1970, p. 117) describe las formaciones Ixcuinatoyac y Chapolapa. La primera formación está constituida cuarcitas y filitas, fuertemente plegadas y moderadamente metamorfizadas, y en las que la esquistosidad y la estratificación coinciden en la mayoría de los lugares; el autor observa un cambio de facies hacia el oeste y sur de Ixcuinatoyac: se incrementa el material tobáceo en la formación, observando también la transición a rocas volcánicas. Observó dos "sills" de peridotita muy alterada a talco-esquistos; afirma que este tipo de peridotitas representan el magmatismo inicial en las fajas ortogeosinclinales. Las rocas de la Formación Ixcuinatoyac pertenecen a la facies de esquistos verdes.

La Formación Chapolapa, en la región estudiada por

Klesse (*op. cit.*), está formada por flujos de lava y tobas esquistosas, los sedimentos consisten de clásticos gruesos: conglomerados, brechas, subgrauvacas, cuarcitas, grauvacas y contiene algunas filitas; el color es verde (debido a la abundancia de clorita y epidota) y púrpura. De los análisis químicos de las rocas volcánicas de la Formación Chapolapa deduce que la roca puede considerarse como una espilita potásica ("poenita"); estas rocas son menos frecuentes que las espilitas sódicas, pero ambas, se forman en un ambiente geosinclinal similar Klesse, (*op. cit.* p. 124) e indican la actividad ígnea temprana en los primeros estadios de la evolución geosinclinal. Mineralógicamente, la Formación Chapolapa puede considerarse como correspondiente a la facies de esquistos verdes; no obstante, en opinión de Klesse, este conjunto no sólo puede ser ocasionado por metamorfismo sino también por alteración hidrotermal. De acuerdo con las descripciones que hace Klesse (*op. cit.*) de las Formaciones Ixcuinatoyac (Paleozoico) y Chapolapa (Triásico Tardío-Jurásico-Temprano), tienen algunas características comunes:

i) Ambas formaciones tienen rocas ígneas que indican el magmatismo inicial en la evolución del geosinclinal. Este magmatismo es característico de la zona interna o eugeosinclinal: Formación Ixcuinatoyac: Peridotita muy alterada a esquisto de talco (p. 118). Formación Chapolapa: Espilitas potásicas (p. 124 y 12).

ii) Ambas formaciones tienen rocas con un conjunto mineralógico equivalente a la facies de esquistos verdes (= a la isograda más baja).

iii) Ambas formaciones están muy plegadas en contraste con la Formación Morelos sobreyacente y

iv) Según Klesse (*op. cit.* p. 119) la Formación Ixcuinatoyac presenta un cambio lateral de facies a "obviously volcanic rocks", cuya descripción es muy similar a la de la Formación Chapolapa.

Finalmente, Ontiveros (1973, p. 198) considera que la edad, tanto de los Esquistos Taxco como de la Roca Verde Taxco Viejo, adolece de imprecisiones, por lo que no hay información "... que ayude a lograr la situación real de los esquistos en la columna estratigráfica..." Por otra parte el mismo Ontiveros (*op. cit.* p. 199) "... considera más apropiado asignarle a la Roca Verde Taxco Viejo, una edad precretácica,..."

Nosotros encontramos, precisamente en las inmedia-

* Campa (1974) reporta, para la misma localidad de Taxco Viejo, metasedimentos del mismo conjunto de Teloloapan-Ixtapan y de Taxco.

ciones de Ixtapan la evidencia paleontológica de la edad Jurásico Superior (Titoniano) para los esquistos y filitas, que ahí afloran intercalados con roca verde.

b) México y Michoacán.—Por nuestra parte, Campa et al. (1974), proponen una correlación tentativa de las rocas metasedimentarias, metalavas y metatobas que afloran en Taxco-Arcelia, Gro., Ixtapan de la Sal, Temascaltepec, Valle de Bravo, El Oro e Ixtlahuaca, Méx., Talpujahuá, Mich. Estas rocas tienen en común el conjunto mineralógico equivalente a la facies de esquistos verdes. La edad de estas rocas es Triásico a Jurásico, en base a las amonitas y pelécipodos encontrados en las filitas. Sobre esta base se consideraba que el metamorfismo se efectuó antes del Cretácico tardío o bien en el Cretácico temprano, aún sin tener la evidencia paleontológica que nos indica, ahora, el Aptiano Superior.

c) Guanajuato.—Tanto en la carretera Dolores Hidalgo-Guanajuato, como en los alrededores de la ciudad de Guanajuato, Rodríguez y Díaz (1974, pp. 71-74 y 78-79), describen los afloramientos de las rocas verdes de Guanajuato que consisten de "lavas basálticas", emplazadas en un ambiente subacuoso, por lo que presentan estructuras de almohada; en esta unidad litológica observaron "cuerpos intrusivos básicos y ultrabásicos"; formalmente propusieron llamar a esta unidad "metabasaltos La Luz" que consideran equivalente y correlativa con "las rocas verdes de Zacatecas", de aquí que le asignen una edad Triásica. Es de notar que Burckhardt (1930, p. 6) mencionó la existencia de rocas verdes en la localidad de San Felipe, Gto. y las comparaba con las de Zacatecas.

d) Zacatecas.—En la localidad cercana a la Ciudad de Zacatecas, Zac., Burckhardt (1905) encontró fauna del Triásico Superior en el grupo de rocas metamórficas marinas más recientes, separadas por el mismo y Scaglia (1906) de las más antiguas o Paleozoicas. En efecto, estos autores dividen en dos grupos las rocas metamórficas de Zacatecas, a saber: 1) Las más recientes del Triásico Superior marino, que consisten de esquistos silíceos y arcillosos, cuarcita y roca verde, que descansan en discordancia sobre 2) esquistos sericíticos de posible edad Paleozoica.

McGehee (1974) hizo el estudio detallado de las rocas metasedimentarias que afloran en la localidad tipo del Triásico Superior, de Burckhardt y durante su estudio no observó la discordancia entre los dos

grupos de rocas metamórficas y por otro lado, dice que el grado de metamorfismo parece más o menos igual en todas ellas. Por otra parte, cuando hace referencia a la roca verde, dice que "... En algunas localidades la foliación de las rocas metamórficas está truncada en su contacto con la roca verde masiva. En otras, hay una foliación sutil dentro de la roca verde, aproximadamente paralela con las filitas adyacentes. "También observa la roca verde concordante entre dos unidades metasedimentarias, en ese afloramiento la roca verde muestra, posiblemente, estructuras típicas de un derrame de lava: amígdalas y otras que semejan mucho almohadas; si así fuera dice el autor, el "afloramiento representa una lava submarina de la edad de las rocas metamórficas". Es de notar que Burckhardt y Scaglia (1906) consideran que las rocas verdes fueron derrames submarinos de lavas espiliticas, intercalados con los sedimentos triásicos. Esta misma relación y características son observadas por Campa (1974) en la región de Taxco.

e) Sinaloa.—En la parte central del Estado de Sinaloa, Bonneau (1971, p. 160) encontró una sucesión de rocas plegadas, entre las que distingue, en la base, meta-andesitas clasificada como corneana de albita-epidota-actinolita; le siguen terrígenos: grauvaca litica y conglomerática, que se tornan más finas hacia la cima; a continuación se encuentran carbonatos, en cuya cima se tienen los rudistas *Sphoerucaprina* sp. y *Orthoptychus* sp. características del Cenomaniano de México.

La característica general de la litología observada por Bonneau (op. cit.) es la presencia de andesitas y rocas clásticas derivadas de ellas. Esta secuencia es post-Carbonífera en tanto que la sobreyacente es Cretácica; de esta relación le asigna una edad Cretácica temprana (Bonneau, op. cit. p. 164).

f) Sonora.—King (1939), Cooper y Arellano (1946) Wilson y Rocha (1946) y Salas (1970) observaron andesitas con intercalaciones de rocas sedimentarias o bien sólo andesitas a las que sugirieron una edad cretácica temprana. Todas estas localidades parece que pertenecen, según Bonneau (op. cit. p. 166) al Aptiano-Albiano.

g) Baja California—Silver et al. (1963) encuentran una considerable variedad de tipos de rocas volcánicas flujos, piroclásticos y epiclásticos. Anteriormente, Hirschi y Quervain (1927-1933) habían indicado la presencia de tobas metamorfizadas y brechas de composición andesítica y dacítica; localmente

se encuentran tobas riolíticas silicificadas. Estas rocas están asociadas a rocas sedimentarias derivadas de las rocas volcánicas.

También observan calizas con clásticos volcánicos y fragmentos de conchas que varían de capas delgadas a acumulaciones debioherma, con fragmentos de caprinidos. Estas calizas sobreyacen y están cubiertas por flujos de rocas volcánicas y rocas clásticas sin calizas. Es la llamada Formación Alisitos.

El grado de metamorfismo de estas rocas es variable. La toba se ha filitizado en donde el cizallamiento ha sido más intenso y las calizas se han recrystalizado en mármoles.

Distintos autores encontraron fósiles en la sección metamorfizada de Baja California. La mayoría coincide en la edad cretácica media que le asignan. Silver et al. (op cit. p. 2057) están de acuerdo con la edad Albiana sugerida por Allison (1955) para estas rocas; incluso informan haber encontrado una amonita determinada por J. B. Reeside como *Douvilleiceras cf. mammilatum* (Schloth) que indica, definitivamente una edad Albiano Inferior o Medio.

En las Islas de San Benito, Baja California, Cohen et. al. (1963) describen una secuencia que consiste de grauvacas, basaltos con trazas de estructuras de almohadas concordantes con las grauvacas y pederiales estratificados (los cuales son característicos de una asociación eugeosinclinal) (p. 1359); basaltos alterados (serpentinizados) y rocas carbonatadas; rocas con presencia de glaucófano-epidota que muestran estratificación relictiva y de glaucófano cuarzo, comúnmente esquistosa y por último, serpentinita. Cohen et. al (op. cit., p. 1367) mencionan que durante el Jurásico y Cretácico se acumuló la secuencia descrita en el eugeosinclinal. Posteriormente hubo metamorfismo cataclástico parcial en tiempos pre-Cenomanianos, ocasionado por cizallamiento y por la intrusión de basalto (sic) y serpentinita. Por tanto, proponen que durante el Cretácico Medio la mayor parte de Baja California fué intensamente plegada con tendencias NW y fallada.

h) California, Estados Unidos.—En el suroeste de Estados Unidos, Suppe (1969) encontró que las metagrauvacas (equivalente a la facies de lauwsonita-albita-clorita-aragonita), de la Formación Franciscan, presentan una gradación textural al oeste de la "Stony Creek Thrust Fault". Esta secuencia corresponde al conjunto eugeosinclinal de la formación Franciscan, según Bailey y et. al. (1964). Basándose en las diferencias de textura, distingue tres zonas de

mayor a menor esquistosidad; de las cuales, de las dos que tienen mejor esquistosidad obtuvo edades radiométricas que le sirvieron para hacer las siguientes consideraciones:

1a.) Si los minerales son producto de un mismo evento metamórfico, la edad es de aproximadamente 130-127 m. a.: Necomiano Superior.

2a.) Si el metamorfismo se efectuó en diferentes épocas, entonces la edad de la zona intermedia de esquistosidad se fija entre aproximadamente 130-110 m. a.: Cretácico Inferior Tardío. De esta manera, podemos comparar nuestras edades paleontológicas de las rocas metasedimentarias de Ixtapan-Teloloapan, con los datos radiométricos de la Formación Franciscan.

i) Guatemala.—En Guatemala, al Sur del Valle del Río Motagua aflora una secuencia de calizas marmolizadas "interestratificadas con grauvacas verde-oscuro y limolita alterada a clorita" con algunas intercalaciones de lavas básicas, que forman una "secuencia eugeosinclinal" Wilson (1974, p. 1362). La edad asignada a la secuencia se basa en la de la caliza que es Senoniano, por la presencia de un rudista de la sub-familia Sauvagesiinae.

SINTESIS HISTORICA

Al finalizar el Jurásico, durante el Titoniano, comenzaron a depositarse sedimentos terrígenos con algunas intercalaciones de material terrígeno calcáreo. Esta secuencia de lutita arenisca-conglomerado fino-caliza está interestratificada con depósitos volcánicos marinos: lava y tefra de composición básica intermedia principalmente pero con algunas lavas ácidas.

Parece ser que durante todo el Cretácico Inferior continuó el mismo ambiente de depósito hasta terminar en el Aptiano Superior, ya que desde el Albiano los depósitos son carbonatados muy puros de facies de plataforma.

Esta secuencia volcánico-sedimentaria depositada entre el Titoniano y el Aptiano, está además metamorfizada. En contraste con ello, los bancos de caliza Albiana que la cubren discordantemente hacia el oriente, no están metamorfizados.* De ambas ob-

* Es de notar que Burckhardt (1930, p. 195) basándose en las observaciones de Hall (1903) afirma lo siguiente: "... Je pense que nous devons admettre une discordance Tectonique à la base de Crétace Moyen dans toute l'étendue de la région moyenne du sud".

servaciones, se infiere que la deformación dinámica regional que metamorfizó a la secuencia volcánico-sedimentaria, debió realizarse a finales del Cretácico Inferior.

Por otra lado, las rocas que conforman la secuencia volcánico sedimentaria, presentan minerales metamórficos típicos del metamorfismo regional de bajo grado y foliación general según una dirección preferente S_1 , pliegues superpuestos según otra orientación S_2 y una tercera acumulada S_3 . Estos hechos pueden interpretarse como simultáneos, producidos durante una deformación, pero también como producidos por deformaciones superpuestas efectuadas en lapsos diferentes, en cuyo caso acusarían la his-

toria de la región hasta nuestros días.

Sobreyaciendo a la secuencia metamorfizada, se observan sedimentos carbonatados y terrígenos rítmicos del Cretácico Superior. Estos sedimentos se encuentran sumamente deformados y superpuestos discordantemente por capas rojas continentales, lavas y tefra del Terciario. Estos hechos denotan un cambio esencial en la zona: de ambiente marino a continental, o sea otra gran deformación de principios del Terciario. Además los sedimentos continentales mismos están inclinados, hecho que muestra otra deformación post-eocénica.

Finalmente la región está afectada por fallas normales casi verticales producidas por la neotectónica Plio-Cuaternaria.

Lamina 3

Microfotografías de láminas delgadas de la secuencia volcánica sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.—Teloloapam, Gro. Tomadas con luz polarizada.

Fig. 1.—Cristal eudral de granate rodeado por hojuelas de sericita (10x)

Fig. 2.—Textura porfidica relictta con blastofenocristales de feldespato alterados a sericita y clorita (10x).

Fig. 3.—Blastofenocristal de augita maclada en una mesostasis relictta alterada a clorita sericita y calcita (10x).

Fig. 4.—Cristales de cuarzo aplastados y con crecimientos paralelos en cinta (10x).

Fig. 5.—Foliación anastomosada de un sedimento deformado: arenisca metamorfizada. (2.5x).

Fig. 6.—Cuarcita granoblástica de grano medio. (2.5x).

Fig. 7.—Mármol cataclástico mostrando cristales de espatita con maclas deformadas (2.5x).

Fig. 8.—Caliza con radiolarios calcificados. (2.5x).

Fig (1)

Fig (2)

Fig (3)

Fig (4)

Fig (5)

Fig (6)

Fig (7)

Fig (8)

Fig (1)

Fig (3)

Fig (2)

Fig (4)

Fig (5)

Fig (6)

Fig (7)

Amonitas y pelecípodos de la secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.—Teloloapan, Gro.

Fig. 1.—Berriasélido. El plano de enrollamiento de la amonita es normal a los planos de foliación. Localidad: 1 km al oeste de Ixtapan de la Sal. Colector: Oviedo R. y McGehee R.

Fig. 2.—aff. *Inoceramus* sp. Localidad: Aproximadamente 30 km al oeste-noroeste de Taxco, Gro. Colector: Campa, M.F. y McGehee R.V.

Fig. 3.—6 y 7 cf. *Micracanthoceras* sp. (ejemplares 3, 2 y 1 respectivamente).

Localidad: 1 km al Oeste de Ixtapan de la Sal. Colector: Oviedo R. y McGehee R.

Fig. 4.—*Parahoplites* sp. Localidad: La Lucha, Campo Morado, Gro. Colector: Campos, M.

Fig. 5 —*Wichmanniceras* sp. Localidad 1 km al Oeste de Ixtapam de la Sal. Colector: Oviedo R. y McGehee R.

LITERATURA CITADA

ALLISON, E. C.

1955. *Middle Cretaceous Gastropoda from Punta Chula, Baja California, México*. Jour. Pal. (29): 400-432.

ANTHUSA, D. J.

1899-1900. *Ueber die Kreide Fossilien des Kaukasus*. Beitr. Pal. u. Geol. Osterr. Ungarns u. Oriente. Bd. 12. pp. 54-159, 14 pl. Vienne.

ARKELL, W. J.

1964. *Franciscan and related rocks and the significance*. Edinburgh-London, 806 pp., 46 láms. 28 tb. and 102 figs.

BAILEY, E. H., IRWIN, W. P. and JONES, DL.

1961. *Franciscan and related rocks and the significance in the Geology of Western California*. Calif. Div. Mines and Geol. Bull. 183, 177 pp.

BOEHM, G.

1907. *Beitrage zur Geologie von Niederlandisch Indien*. Palaeontografica suppl. Bd. 4 Abt. 1.

BONET, F.

1956. *Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de México*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet. VIII (7-8): 389-488, Láms. 1-XXXI, Figs. Text 1-4, 3 cuadros.

BONNEAU, M.

1969-1971. *Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa*. Bol. Soc. Geol. Mex. (32-2): 159-167, 2 figs. (1969).

BURCKHARDT, C. y SCAGLIA, S.

1906. *Géologie des environs de Zacatecas*. Cong. Geol. Internat. 10o. México, Libreto-Guía 16, 26 p.

BURCKHARDT, C.

1925. *Faunas del Aptiano de Nazas (Durango)*. Bol. Inst. Geol. de México, No. 45, 71 pp. 10 láms.

BURCKHARDT, C.

1930. *Etude synthétique sur le Mesozoïque Mexicain*. Soc. Paleont. Suisse, Mém. 49-50, 280 p.

CAMPA, M. F.

1974. *Las rocas metamórficas e ígneas del área Taxco-Teloloapan, Gro.* Tesis de Maestría. Fac. Ciencias. UNAM (inédita).

CAMPA M. F., FLORES., OVIEDO A., PLIEGO A., McGEHEE R. V.

1974. *Rocas metamórficas del centro de México, estados de México, Guerrero, Michoacán y Zacatecas*. Resum. III Conv. Geol. Nal. Guanajuato, Gto., Soc. Geol. Mex.

CAMPA M. F., FLORES R. AND McGEHEE R. V.

1975. *Metamorphic basement rocks underlying the tertiary volcanic sequence of south-central Mexico*. Abs. South Central Section, 6th. Annual Meeting, Austin, Texas. Geol. Soc. Amer. p. 151.

CANTU, A.

1967. *El límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla en Estratigrafía del Jurásico de Mazatepec, Puebla (México)*. Inst. Méx. Petróleo, publicación No. 7 AI-II. Monografía No. 1, pp. 324, láms. 1-7, 5 figs., 1 cuadro.

CANTU, A.

1968. *Sobre una asociación Promiceras-Durangites "Hildoglochiceras" del noreste de México*. Inst. Petrol., Monografía No. 2, pp. 19-26, láms. 4 y 5.

CANTU, C.

1968. *Las rocas eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán*. Inst. Mex. Petrol., Monografía No. 2, pp. 3-18, láms. 1-3, 1 plano.

COHEN, L. H., CONDIE, K. C., KUEST, L. J. JR., MCKENZIE, G. S., MEISTER, F. H., PUSHKAR, P. AND STUEBER, A. M.

1963. *Geology of the San Benito Islands, Baja California, Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull. (74-11): 1355-1370, 5 figs. 4 planos.

COOPER, G. A. AND ARRELLANO, A. R. V.

1946. *Stratigraphy near Caborca, northeast Sonora*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. (30): 606-611.

DE CSERNA, Z.

1965. *Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero*. UNAM, Inst. Geol. Bol. 62, 64 pp., 13 láms., 11 figs., 5 tablas.

FRIES, C.

1960. *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. UNAM, Inst. Geol. Bol. 60., 236 pp.

HALL, C. E.

1903. *Notes on a geological section from Iguala to Teloloapan, State of Guerrero, México*. Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México) (13): 327-335.

HIRSCHI, H. AND DE QUERVAIN, FR.

1927-1933. *Beitrage zur petrographie von Baja California (Mexiko)*: Schweizer min. pet. Mitt., (7): 142-164; (8): 323-356; (10): 228-272; (13): 232-277.

HOLDHAUSS, K.

1913. *Fauna of the Spiti Shales*. Paleontología Indica, serie 15, vol. 4, part. 2, fasc. 4.

HUMPHREY, W. E.

1949. *Geology of the Sierra de los Muertos area, México (with descriptions of Aptian cephalopods from La Peña Formation)*. Geol. Soc. Amer. Bull. (60): 89-176, pl. 4-18.

HYNDMAN, S.

1972. *A petrology of metamorphic and igneous rocks*. McGraw Hill Book Co. Inc.

IMLAY, R. W.

1939. *Upper Jurassic ammonites from Mexico*. Jour. Pal.

1942. *Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance*. Geol. Soc. Am. Bull. (53): 1417-1478, 12 pl.
- JELETZKY, J. A.
1965. *Later upper Jurassic and early lower Cretaceous fossil zones of Canadian Western Cordillera, British Columbia*. Canada Geol. Surv. Bull. (103): 70 pp.
- KING, R. E.
1939. *Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull. (50): 1625-1722.
- KLESSE, F.
1970. (1968). *Geology of the El Ocotito Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero*. Bol. Soc. Geol. Mex. (31-2): 107-140.
- LEANZA, A. F.
1945. *Ammonitas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. An. Ms. La Plata, N. S. No. 1, 99 p., 23 láms. 13 figs., 1 cuadro estratigráfico.
- LECOLLE, F.
1967. *Inoceramus bassei sp. nov.*, del Titoniano de Mazatepec, Puebla. En *estratigrafía del Jurásico de Mazatepec, Puebla (México)*. Inst. Mex. Petrol. Publicación No. 7AI-II. Monografía No. 1, pp. 31-32, 1 lám.
- MATTAUER, M.
1973. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Herman, Paris, 493 p.
- McGEHEE, R. V.
1974. *Las rocas metamórficas del Arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac.* Resum. III Conv. Nal. Guanajuato, Gto. Soc. Geol. Mex.
- ONTIVEROS, T. G.
1973. *Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la cuenca Morelos, Guerrero*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet. (XXV-4-6): 190-234. 9 figs.
- RAMSAY, J. G.
1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Co. Inc.
- RODRIGUEZ, R. Y DIAZ R.
1974. *Libreto guía de la excursión geológica Zacatecas, Zac. Guanajuato, Gto.* III. Conv. Geol. Nal. Guanajuato, Gto. Soc. el. Mex. pp. 1-82.
- SALAS, G. A.
1968 (1970). *Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora*. Bol. Soc. Geol. Mex. (31): 11-63.
- SILVER, L. T., STEHLI, F. G. AND ALLEN, C. R.
1963. *Lower cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. (47-12): 2054-2059, 1 fig.
- SPATH, L. F.
1925. *Ammonites and Aptychites from Somaliland* Monogr. Geol. Dept. Hunterian, Mus. Univ. Glasgow, (1): 11-164, pl. 15-16.
- SPRY, A.
1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford.
- SUPPE, J.
1969. *Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the Northern Coast Ranges, California*. Geol. Soc. Am. Bull. (80): 135.
- TURNER, F. S. AND WEISS, L. E.
1963. *Structural Analyses of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill Book Co. Inc. 545 p.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. Y GILBERT, C. M.
1968. *Petrografía. Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas*. Cia. Ed. Continental, S. A. México, D. F., 430 pp. 133 figs.
- WILSON, H. H.
1974. *Cretaceous sedimentation and orogeny in Nueclear Central America*. AAPGB (58-7): 1348-1396, 29 figs.
- WILSON, I. F. Y ROCHA, V. S.
1946. *Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora*. Com. Direct. Invest. Rec. Minerales (México) Bol. 9, 108 p.
- WINKLER, G. S. H.
1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, 320 p.
- ZITTEL, K.
1968. *Die Cephalopoden der Stramberger Schichten*. Paleontol. Mitth., t. II.