



## Estratigrafía de la Formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México)

Baldomero Everardo Carrasco-Velázquez<sup>1,\*</sup>, Enrique Martínez-Hernández<sup>2</sup>,  
Elia Ramírez-Arriaga<sup>2</sup> y Jesús Solé Viñas<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México,  
Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán 04510 México, D. F.

<sup>2</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,  
Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán 04510 México, D. F.

\* bcar@prodigy.net.mx

### Resumen

En el presente artículo se define una nueva unidad litoestratigráfica para los afloramientos de rocas continentales de la región de Metztlán en el Estado de Hidalgo. La Formación Metztlán está formada por conglomerados constituidos en su base por fragmentos de rocas ígneas extrusivas (basalto) que cambian hacia la cima a conglomerados formados por clastos derivados de las rocas cretácicas. Dichas rocas descansan discordantemente sobre las rocas sedimentarias marinas del Albiano-Cenomaniano. A fin de formalizar la litoestratigrafía de las rocas sedimentarias continentales en el área, se propone como localidad tipo de la Formación Metztlán, el afloramiento del Santuario de las Cactáceas en Metztlán. Al noreste de Metztlán, en Zacualtipán-Atotonilco El Grande aflora una sucesión volcánica del Plioceno, correspondientes a la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, en cambio los afloramientos de rocas más cercanos a las áreas de depósito de la Formación Metztlán corresponden a calizas de la Formación Tamaulipas Superior.

La composición de los clastos que constituyen los conglomerados de la Formación Metztlán sugieren que al inicio de la sedimentación existieron ríos que transportaban clastos de las rocas volcánicas del Plioceno, procedentes de la región de Zacualtipán, y posteriormente se formaron abanicos aluviales que transportaron clastos de rocas cretácicas ubicadas en las cercanías.

Los estudios palinológicos de la matriz de los conglomerados señalan una edad del Plioceno para la Formación Metztlán, similar a la edad radiométrica de los clastos de basalto en la base del conglomerado que es también del Plioceno, lo cual sugiere que la Formación Metztlán se depositó posteriormente a este evento magmático del Eje Neovolcánico Transmexicano.

Palabras clave: Plioceno, abanicos aluviales, Metztlán, estratigrafía.

### Abstract

*The study of continental rocks in the Metztlán area allows to define a new lithostratigraphic unit. The Metztlán Formation is formed by conglomeratic rocks which in the base have clastics of igneous extrusive rocks (basalt) and toward the top of the conglomeratic column change to clastics of carbonate rocks derived from cretaceous sedimentary rocks. The column of continental rocks rest over marine Albian-Cenomanian rocks with an unconformity contact.*

*It is proposed to formalize the lithostratigraphy of continental rocks in the area as a type locality of the Metztlán Formation is proposed the Santuario de las Cactáceas en Metztlán.*

*Toward the northeast of Metztlán in Zacualtipán-Atotonilco El Grande areas there is a column of Pliocene volcanic rocks which are part of the eastern part of the Transmexican Volcanic Belt. The outcrops close to the deposit area of the Metztlán Formation are of calcareous rocks of the Upper Tamaulipas Formation.*

The lithologic composition of the clasts in the Metztitlán Formation show that at beginning there were rivers that primary transport clasts of the Pliocene volcanic rocks coming from the Zacualtipán area. After formed alluvial fans that transported clasts of the surrounding cretaceous rocks.

Palinologic studies of matrix in the conglomeratic rocks give Pliocene age in the Metztitlán Formation, similar to the radiometric age of the clasts of basalt (Pliocene). Suggesting that the calcareous clasts in the Metztitlán Formation were deposited after the magmatic event of the Transmexican Volcanic Belt.

Key words: Pliocene , alluvial fans, Metztitlán, stratigraphy

## 1. Introducción

La distribución geográfica de las rocas de la Formación Metztitlán se encuentra restringida al área sur-sureste de la población de Metztitlán, en el estado de Hidalgo a 52 km al norte de Pachuca (Figura 1), situada a 0.8 km de la margen derecha de la vega del río Venados (también llamado río Metztitlán, o río Grande de Tulancingo).

Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991) estudiaron las rocas de la formación Metztitlán en la cercanía del poblado de Metztitlán en tres afloramientos; los describieron como una secuencia de conglomerados continentales, constituidos por clastos de caliza y algunos de

pedernal. Estimaron su espesor en 150 m, y propusieron denominarlas informalmente, como formación Metztitlán. No establecieron su edad por la carencia de fósiles, pero estimaron que su acumulación ocurrió en el Paleógeno y la correlacionaron con otras unidades continentales como la Formación El Morro, y otras de origen marino como la Formación Chicontepec del Paleoceno-Eoceno. En el presente artículo se propone nombrar formalmente las rocas arriba mencionadas, nombradas por Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991) como Formación Metztitlán.

Como antecedentes de la cartografía geológica regional del área existe el trabajo de Segerstrom (1961), que cubre el área cercana a Metztitlán. La cartografía del Servicio

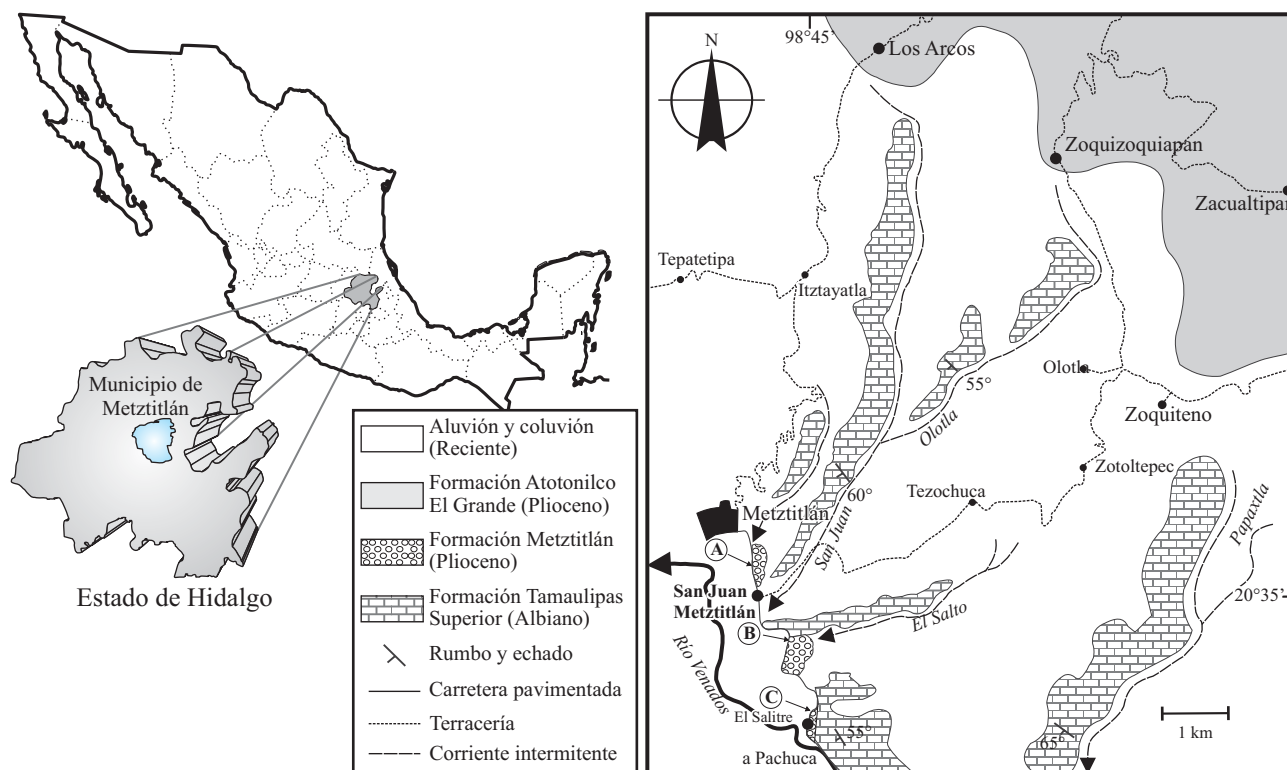


Figura 1. Plano de localización de Metztitlán, afloramientos en el área del “Santuario de las Cactáceas” (localidad A), afloramiento de “El Rincón” (localidad B), y afloramiento El Salitre (localidad C). También se muestran las poblaciones de Zacualtipán, Zoquiteno, Zoquizoquiapan, Los Arcos y otras, así como los arroyos de temporal Papaxtla, El Salto, San Juan y Olotla.

Geológico Mexicano escala 1:250 000, presenta en su hoja Pachuca (F14-11; 1997) el área de estudio, pero no muestra las localidades donde afloran los contactos entre las rocas sedimentarias carbonatadas del Cretácico y los conglomerados de la Formación Metztlán.

Las localidades estudiadas se encuentran rellenando un pliegue sinclinal regional erosionado, con eje orientado noroeste-sureste, y recostado hacia el noreste (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991), la Carta del SGM muestra la distribución aproximada de la Formación Tamaulipas Superior en el área de estudio y también el sinclinal recostado.

Se efectuó un reconocimiento de campo en la estructura sinclinal desde el Puente de Venados hasta San Cristóbal y no se localizaron otros afloramientos de la Formación Metztlán en contacto con rocas del Cretácico. Lo que se encuentra presente en la cercanía de la Laguna de Metztlán son los derrumbes formados hace ~500-1100 años que taponaron el río Metztlán y formaron la laguna de San Cristóbal (Suter, 2004). La cartografía de la Formación Atotonilco El Grande presentada aquí es apoyada por la información geológica de Almanza (1956), Segerstrom (1961), Suter (2004), Ferrari *et al.* (2005) y Orozco-Esquivel *et al.* (2007). La Carta F14-11 del SGM no muestra los rasgos geológicos de las publicaciones anteriores.

En particular en la región de Metztlán no se preservó mucho de la estratigrafía posterior a la Orogenia Laramide, aunque en regiones aledañas afloran rocas que probablemente se formaron en el Eoceno tardío-Oligoceno y tal vez hasta la parte media del Mioceno. En la región vecina de Zacualtipán-Atotonilco El Grande hay manifestaciones de erupciones de basalto durante el Mioceno Superior (Ferrari *et al.*, 2005; Orozco-Esquivel *et al.*, 2007). No se ha estudiado si existieron eventos importantes de deformación posteriores a la Laramide en la región. Aunque la Carta Geológica F14-11 del SGM muestra algunas fallas regionales, se desconoce su edad.

El área Zacualtipán-Atotonilco el Grande está situada en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Las primeras rocas ígneas del Neógeno fueron fechadas por Cantagrel y Robin (1979). En aquella época la evolución del magmatismo en espacio y tiempo geológico era objeto de discusión y contradicciones. Ferrari (2000) y Gómez-Tuena *et al.* (2005) han hecho una reseña de los casi 25 años de evolución en el avance sobre el conocimiento geológico y de la petrogénesis en la FVTM. La FVTM es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen suroccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000). Constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circumpacífica. Algunos de sus rasgos son: variación en el estilo volcánico y composición química a lo largo del arco, volcanismo alcalino tipo intraplaca relacionado con la subducción, oblicuidad de la parte central y

oriental con la trinchera, y la variación del ancho del arco. Según Ferrari (2000) la recopilación y el análisis de varios centenares de edades ha permitido visualizar que desde el Mioceno superior la FVTM ha reorientado el volcanismo continental desde la Sierra Madre Occidental.

En relación con la FVTM, en Zacualtipán la Formación Atotonilco El Grande muestra un arreglo petrológico bimodal, de ignimbritas cubiertas por lavas basálticas estudiados por Cantrigel y Robin (1979) y comentados por Ochoa-Camarillo (1997). La evolución magmática permite explicar parte del origen de los clastos de roca ígnea que forman los conglomerados en la base en la Formación Metztlán.

## 2. Estratigrafía

### 2.1. Mesozoico

Las rocas cretácicas más antiguas que afloran en la Cuenca de Metztlán (Carrasco, 1977); pertenecen a la Formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano-Barremiano), formada por capas gruesas de más de 4 m de micrita fosilífera con calpionélidos, de color gris claro, nódulos esferoidales y alargados de pedernal y estilolitas paralelas o transversales a la estratificación. El espesor promedio de la formación es de 250 m. Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior se encuentra la Formación Otates con un espesor promedio de 15 m. Se compone de una secuencia de capas delgadas de micrita fosilífera con calpionellas, de color gris oscuro, intercaladas con caliza arcillosa y lutita gris oscuro con amonitas del Aptiano Superior. Cubriendo a la Formación Otates, se encuentran 350 m de capas de la Formación Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano) representadas por capas de 20 a 80 cm de espesor de micrita fosilífera y biomicrita de foraminíferos planctónicos y calciesferas, su color es gris claro a gris oscuro y es común encontrarla con estructura boudinada, con laminación y sedimentación gradual. Hay pedernal negro en bandas delgadas. Estas rocas cambian su litología lateralmente hacia la Plataforma de Actopan, y son equivalentes a las brechas de talud de la Formación Tamabra y a las litofacies de plataforma de la Formación El Abra. Sobre la Formación Tamaulipas Superior descansan los sedimentos de la Formación Agua Nueva (Turoniano) formados por micrita fosilífera de globotruncana y calciesferas. Las capas son de 15 a 40 cm de espesor, de color gris claro a oscuro e intercaladas con lutitas calcáreas negras de pocos centímetros. El espesor de la formación es de 130 m. Cubriendo a la Formación Agua Nueva se encuentran los sedimentos de la Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano), esta formación se caracteriza por la intercalación de micrita fosilífera de globotruncana, con margas y bentonita, el color de las capas de 10 a 20 cm de espesor es verde cuando los cortes son frescos, y beige amarillento cuando están intemperizados. El espesor de la formación es en promedio de

130 m; la unidad litoestratigráfica más joven del Cretácico es la Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano), y cubre a la Formación San Felipe. La Formación Méndez se compone por margas grises y azules en capas variables de unos cuantos centímetros a un metro, su intemperismo es verde-amarillento, y su espesor promedio es de 300 m.

En la paleogeografía del Cretácico, Metztlán se encuentra situado en el borde noreste de la plataforma de Actopan (sur de la plataforma de Valles-San Luis Potosí; Carrasco, 1971). En la plataforma de Valles-San Luis Potosí y en sus bordes las rocas del Mesozoico consisten de unidades sedimentarias marinas que fueron deformadas durante una fase compresiva del Cretácico Tardío-Paleoceno llamada Orogenia Laramide por Carrillo-Martínez [1998(2000)] y deformaciones cordilleranas por Suter (1990). Para Suter (1990) las deformaciones cordilleranas en el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí pudieran ser de edad cretácica tardía. Él observa en la Formación Agua Nueva estilolitos tectónicos subverticales y en la Formación San Felipe pliegues sin-sedimentarios originados en ambos casos por los esfuerzos tectónicos a escala regional causados por las deformaciones cordilleranas.

Para Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005) la edad de la orogenia Laramide en la plataforma Valles-San Luis Potosí se estableció entre el Turoniano-Coniaciano y el Eoceno medio-inferior; también consideran que durante la deformación transcurrente ocurrida en la Sierra Madre del Sur en el Eoceno tardío y Oligoceno-Mioceno, en la plataforma de Valles-San Luis Potosí no hubo deformación importante. Aunque en la región existen algunas fallas que no han sido estudiadas en detalle. Según Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005) la información proporcionada por las rocas mesozoicas y las del relleno de la cuenca de México indica que para el Eoceno-Mioceno, la deformación fue mínima o nula en la Sierra Madre Oriental.

## 2.2. Cenozoico

Sobre las rocas mesozoicas marinas, se encuentran en discordancia rocas continentales sedimentarias y volcánicas, que marcan un cambio en el ambiente de depósito. En el área de Metztlán no se han encontrado rocas sedimentarias o volcánicas del Paleógeno. Se considera que las rocas descritas por Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991) bajo el término informal de formación Metztlán, acumuladas según estos autores durante el Paleógeno, y que correlacionaron con la Formación El Morro, realmente no corresponden con los caracteres litológicos de esta última formación descritos por: Segerstrom (1956, 1961), Fries (1962), Geyne *et al.* (1963), Carrillo-Martínez y Suter (1982), García y Querol (1991), Consejo de Recursos Minerales (1992), Yta y Moreno (1997) y Carrillo-Martínez [1998 (2000)].

Respecto a la edad de la Formación El Morro en su lo-

calidad tipo en la cercanía de Zimapán, Segerstrom (1961) comentó que en ninguna de las localidades de la Formación El Morro encontró fósiles que determinen su edad, pero que puede correlacionarse con el Conglomerado Rojo de Guanajuato. Los datos sobre las edades radiométricas de las rocas ígneas supuestamente asociadas estratigráficamente con la Formación El Morro en el distrito minero de Zimapán son imprecisas. García y Querol (1991) describen que en Zimapán las andesitas y dacitas de la Formación Espinas se intercalan en su base con el fanglomerado El Morro, pero que no tienen ninguna determinación de la edad absoluta. Yta y Moreno (1997) mencionan que de acuerdo a unos reportes consultados, la unidad volcánica andesítica que yace concordantemente sobre el fanglomerado El Morro en la región de Zimapán tiene edades de 38 a 27 Ma (K-Ar), correspondientes al Oligoceno, pero realmente corresponden al Eoceno superior-Oligoceno Superior según ICS y IUGS (2004).

Una muestra de andesita fechada por Cantagrel y Robin (1979), marcada como ZI 43, colectada en el Puerto de la Estancia al noreste de Zimapán, y a 8.7 km al oriente del Cerro del Morro (localidad tipo), y donde no afloran rocas de la Formación El Morro, tiene  $9 \pm 0.3$  Ma (Mioceno Superior), por este dato se supone que la Formación El Morro es del Neógeno.

Según los autores mencionados en el párrafo anterior, la Formación El Morro en la región de Zimapán esta relacionada principalmente con andesitas. En cambio, esto no ocurre en la Formación Metztlán, ya que no contiene rocas volcánicas, solamente en forma de depósitos clásticos en la localidad del Salitre.

En la región de Metztlán, durante el Neógeno, se formaron los sedimentos y las rocas ígneas de la Formación Atotonilco El Grande que se encuentra en las partes topográficas altas del área en forma de mesas cortadas verticalmente, sobre una de estas mesas se localiza el poblado de Zacualtipán (Figura 1).

Segerstrom (1961) estudió la Formación Atotonilco El Grande y describe que la unidad litoestratigráfica aflora en los dos lados del río Venados, y que la formación está siendo erosionada con rapidez, que se asemeja a la Formación Tarango porque sus rocas rellenan los paleovalles, pero las distingue por el mayor contenido de lava en la Formación Atotonilco El Grande. El pueblo de Atotonilco El Grande, Hgo., se encuentra ubicado en una llanura ancha parcialmente rellena por aglomerados de basalto y sobre basalto intercalado con depósitos clásticos no consolidados al este y al norte. El espesor máximo de la lava basáltica es de 200 m. Por otra parte Segerstrom (1961) describe que en la Formación Atotonilco El Grande se han encontrado algunos restos de mastodonte, probablemente del Plioceno Superior o del Pleistoceno Inferior.

En Zacualtipán la Formación Atotonilco El Grande ha sido estudiada con detalle debido a trabajos locales de minería. El espesor de la formación según la estratigrafía y la geología del carbón hechos por Almanza (1956) es del

orden de los 275 m, en la base hay un conglomerado rojo, y después lo que el autor llama dos series de emisiones volcánicas formadas por dos derrames ‘basálticos’, el inferior Tehuiztla (ignimbrita con obsidiana riolítica) y la superior (basalto) Tlatoxca (el basalto superior es más básico que el de la emisión inferior), y se encuentran intercaladas con mantos de carbón y aglomerado tobáceo. En las capas Tehuiztla se localizaron restos de mamíferos fósiles del Mioceno Superior estudiados por Cope (*in* Almanza, 1956, p. 10), en tanto que en la capas Tlatoxca no se reporta la presencia de fósiles, pero por su posición estratigráfica pueden corresponder al Plioceno. La descripción de las dos series de rocas volcánicas hecha por Almanza (1956) tiene correspondencia estratigráfica con los estudios de las rocas volcánicas de Cantagrel y Robin (1979). Estos autores detallan que a 2.5 km al sur del altiplano de Zacualtipán hay una secuencia de ignimbritas con obsidiana riolítica (muestra PH 141, edad radiométrica  $4.40 \pm 0.10$  Ma) que se encuentra cubierta de flujos basálticos (muestra PH 62, edad radiométrica  $2.56 \pm 0.08$  Ma). La edad radiométrica de Cantagrel y Robin (1979) de la ignimbrita riolítica ha sido confirmada por Ferrari *et al.* (2005) en 4.4 Ma, y la del vulcanismo basáltico (flujos Atotonilco) por Orozco *et al.* (2007) en 2.5 Ma.

### 2.3. Definición de la Formación Metztlán

La estratigrafía del área de Metztlán-Zacualtipán se encuentra integrada por las rocas de las Formaciones Tamaulipas Superior, Metztlán y Atotonilco El Grande.

Al norte y noreste de Metztlán (Figura 1) afloran las rocas de la Formación Atotonilco El Grande (Mioceno

Superior-Plioceno), estudiadas por Almanza (1956), y Cantagrel y Robin (1979). Los afloramientos más cercanos al área de Metztlán (1310 m de altitud), se encuentran al suroeste de la población de Zacualtipán (1990 m de altitud) cerca de las poblaciones de Zoquiteno (1850 m de altitud), Zoquizoquipan (1860 m de altitud) y Los Arcos (1790 m de altitud) donde están los límites de las dos emisiones de basalto (Tehuiztla y Tlatoxca) descritas por Almanza (1956). Es notable la diferencia topográfica entre Metztlán y la mesa de rocas ígneas y sedimentarias donde se localiza Zacualtipán (1990 m de altitud), la cual es cercana a los 700 m.

Se propone como localidad tipo de la Formación Metztlán al afloramiento del Santuario de las Cactáceas sobre la carretera a Metztlán, a 60 m al sur de la caseta de vigilancia con rumbo a San Juan Metztlán. La base de dicha formación que esta cubierta en esta localidad por caliche y coluviación, se encuentra expuesta en el El Salitre a 3.5 km al sureste de Metztlán, situado en el corte de la carretera. En los próximos párrafos se detallarán los caracteres litológicos de ambos afloramientos. Las localidades donde afloran las rocas de la Formación Metztlán y el contacto discordante con la Formación Tamaulipas Superior, generalmente están cubiertas de caliche y/o coluviación. Hay dos afloramientos que se localizan en dos cortes frescos de la carretera (Figura 1, localidades A y C; Figuras 2 y 3), y en un anticlinal alto (Figura 1, localidad B).

A continuación se describe la estratigrafía de la Formación Metztlán en las tres localidades más importantes: sección “Santuario de las Cactáceas” medida en la localidad A, sección “El Rincón” ubicada en la localidad B, y sección El Salitre que se encuentra en la localidad C (ver mapa de la Figura 1, para su localización).



Figura 2. Vista parcial compuesta con dos fotografías, de la localidad tipo de la Formación Metztlán (A) en el “Santuario de las Cactáceas”. Hay aproximadamente 4 m de conglomerados de la Formación Metztlán, cubiertos por coluviación y caliche de aspecto masivo bandeado. Para la toma de muestras palinológicas, se tiene como referencia la flecha vertical que indica la caseta de vigilancia. A 20 m al norte (1), detrás de la caseta (2), y a 40 m al sur de la misma (3), el equivalente sin caliche en el corte de la carretera (indicado como 4, en la base de A).

#### 2.4. Sección Santuario de las Cactáceas

Esta sección se localiza a 1 km al sureste de Metztlán, sobre la carretera entre Metztlán y San Juan Metztlán, y es la que se propone como área tipo de la Formación Metztlán.

Las Figuras 2 y 3 presentan dos vistas panorámicas de la localidad tipo, marcada con A en ambas figuras, tomadas desde dos puntos diferentes, donde se distingue que sólo en el corte de la carretera hay rocas frescas de la Formación Metztlán, libres de caliche y coluviación.

En la Figura 3 se marcó un posible contacto entre la base de la Formación Metztlán y la Formación Tamaulipas Superior, indicado con una flecha horizontal a la derecha de la fotografía, que esta cubierto por caliche y coluviación. Una limitante a la obtención de muestras de roca, es que toda la región de Metztlán es un Parque Nacional Ecológico llamado 'Santuario de las Cactáceas', por lo que esta prohibido tomar muestras donde hay cactus. La caseta de vigilancia del parque se indica con una flecha vertical en la Figura 2. Sólo se permite muestrear el corte de la carretera, lo mismo ocurre en los otros cortes de la carretera en la región.

En el Santuario de las Cactáceas sobre la carretera, a 60 m al sur de la caseta de vigilancia con rumbo a San Juan Metztlán, en un corte (Figura 2, indicado con A) donde se midió 20 m de sección estratigráfica. Se propone la localidad tipo de la Formación Metztlán, en el afloramiento de aspecto rojizo oxidado, se diferencian tres asociaciones mayores de facies sedimentarias cíclicas, llamadas unidades sedimentarias 1 a 3 (Figura 4, a y b); caracterizadas por una mala selección del tamaño de los clastos (matriz limosa o granulosa) y por su engrosamiento estratigráfico a partir de su base (3.00, 5.70 y 8.40 m, respectivamente).

No se observa imbricación de los clastos, los cuales son angulares a subangulares, y algunos subredondeados, y algunos están partidos por la mitad, no hay una orientación preferente de los alargados.

La estructura sedimentaria más común en los ciclos es la de sedimentación inversamente graduada, de finos en la base a gruesos hacia la cima, variando el tamaño de limos y gránulos (2-4 mm), hasta el de bloques (el mayor es de 0.4 m). La explicación del tamaño mayor de los clastos (bloques) en la parte superior de los ciclos, obedece según Nilsen (1982), a que en un abanico aluvial el transporte es por medio de un flujo de escombros, donde hay pequeños periodos de progradación y retrogradación, que reflejan la migración de facies proximales y distales, que propician la formación de canales distributarios pequeños en el abanico, con la formación de cortes (canales) en los sedimentos inferiores como lo indica la Figura 4 (b), donde se observa en la parte izquierda y derecha de la base de la unidad 2, que hay dos acanalamientos con una profundidad aproximada de 1.5 m. Estos canales distributarios forman pequeños subciclos, como los tres que ocurren en la unidad 2; en las unidades 1 y 3 los espesores de las capas son más o menos uniformes, y no tienen acanalamientos, ni subciclos.

Los clastos gruesos tienen un color gris en sus partes frescas (cantos, guijarros y bloques) y se encuentran incluidos o suspendidos en una matriz limo-arenosa (< 2 mm) en parte granulosa (2 a 4 mm), con una composición petrológica similar a la de las partículas mayores (cantos-bloques) y con una coloración roja a café rojiza. No presentan una estructura sedimentaria definida, solo una aparente alineación discontinua, sin formar laminación, son pocos los clastos que se encuentran en contacto entre ellos. Las evidencias estratigráficas del área sugieren que proceden de la erosión de las rocas plegadas de la Formación

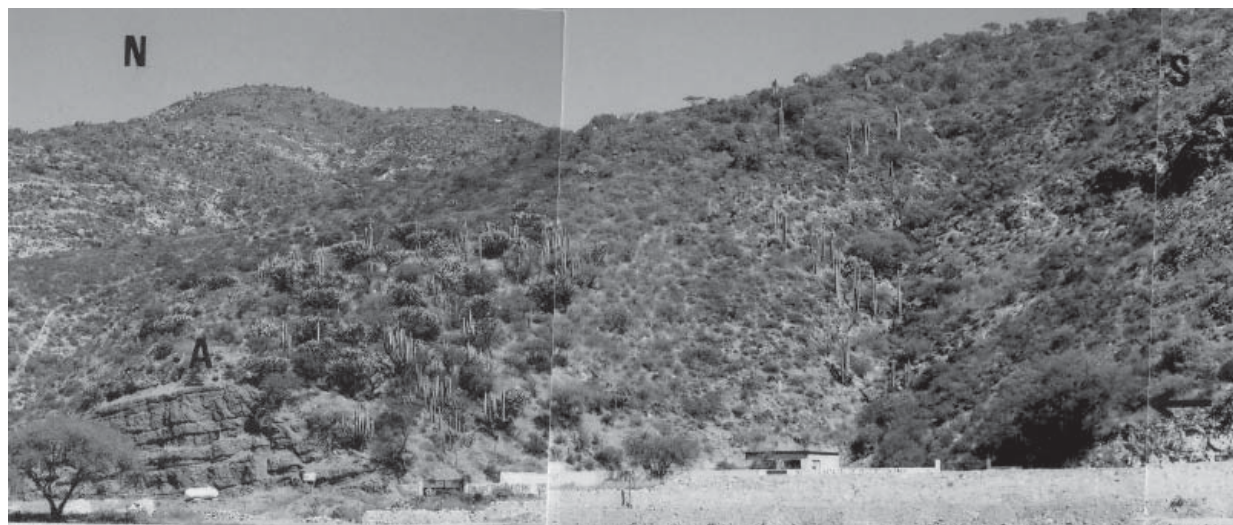


Figura 3. Vista parcial compuesta con tres fotografías, de la parte sur de la localidad tipo de la Formación Metztlán. El punto A es el mismo marcado en la Figura 2. Se indica con una flecha horizontal a la derecha de la fotografía un contacto entre la base de la Formación Metztlán y la Formación Tamaulipas Superior, cubierto por caliche y coluviación.

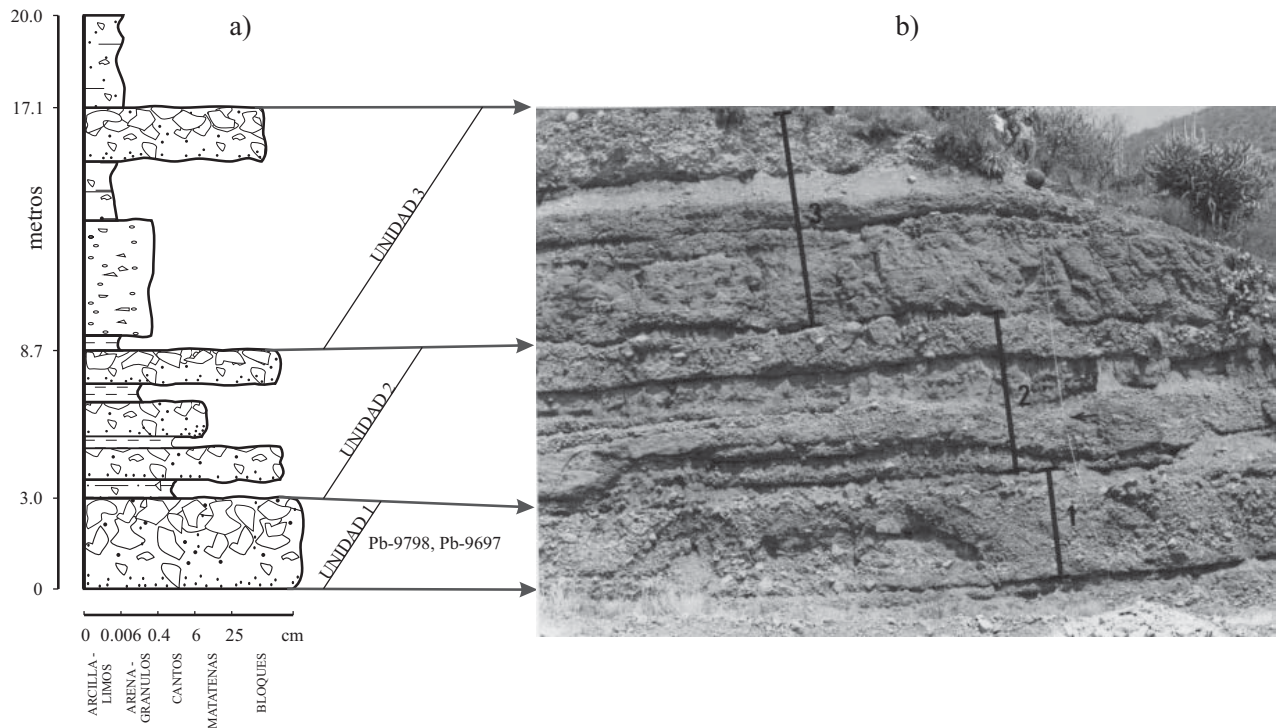


Figura 4. Localidad tipo de la Formación Metztlán, 60 m al sur de la caseta de vigilancia del Parque Ecológico del Santuario de las Cactáceas. a) Perfil litológico vertical del afloramiento ilustrando las tres unidades sedimentarias cíclicas, con los bloques en la parte superior de ellas. b) Afloramiento con las tres unidades sedimentarias cíclicas; la flecha horizontal indica una cinta métrica de 20 m, sostenida por una persona (parte superior derecha).

Tamaulipas Superior del Albiano Superior-Cenomaniano, lo cual se confirma con su petrografía.

La composición de los clastos es de caliza y pedernal. Su petrografía (Figura 5) indica que la composición es de biomicrita de foraminíferos planctónicos y calciesferas con escasos fragmentos de moluscos y equinoideos, y de micrita fosilífera de calciesferas con laminación gradual, los clásticos angulares de pedernal negro son escasos y ocurren en un porcentaje menor al 5 %, no hay clastos de roca ígnea.

Carrasco (1971) determinó que las calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior en la región de Metztlán están compuestas por micrita fosilífera de foraminíferos planctónicos y calciesferúlidos, por lo cual reinterpreta como una fuente de aporte local para los clastos de la Formación Metztlán.

La base de esta sección está pobremente expuesta a 100 m al sureste sobre la carretera. El contacto entre las rocas de la Formación Tamaulipas Superior y los conglomerados de la Formación Metztlán es discordante, en esta sección se encuentra cubierto por coluvión y caliche (Figura 3, indicado con una flecha horizontal).

## 2.5. Sección 'El Rincón'

Esta sección se encuentra situada a 2.2 km al sureste de Metztlán (entre San Juan Metztlán y El Salitre).

Oficialmente no tiene nombre geográfico porque no hay habitantes en el lugar, solo hay cultivos en una franja muy estrecha entre el pie del acantilado y la carretera, los campesinos le llaman 'El Rincón'.

El afloramiento (Figura 6) está formado por una serie de paredes casi verticales y continuas, que muestran el contacto discordante angular de las rocas de la Formación Tamaulipas Superior y los conglomerados de la Formación Metztlán. El acceso a los afloramientos es difícil debido a su altura (más de 40 m) y verticalidad.

Una consideración de aspecto estratigráfico y morfológico es que siguiendo la línea del contacto discordante (línea punteada, Figura 6) de las dos formaciones, se observa una continuidad de los conglomerados arriba de la línea con un espesor aproximado de 4 m, pero arriba de ellos la morfología cambia, y semeja un aspecto masivo con líneas horizontales, puede tratarse de coluvión y caliche.

Si se compara el mismo aspecto morfológico anterior con el área tipo (Figuras 2 y 3), se observa que a 25 m al norte y detrás de la caseta del 'Santuario de las Cactáceas', y a 35 m al sur de la misma caseta (marcadas con 1, 2 y 3, Figura 2), arriba de aproximadamente 4 m de los conglomerados de la Formación El Morro hay coluvión y caliche con aspecto masivo bandeado, con excepción del corte de la carretera (indicado como A y 4, Figura 2).

Con la debida reserva por no ser accesible la localidad, se considera que en "El Rincón" la Formación Metztlán está representada por 4 m de espesor estratigráfico de con-

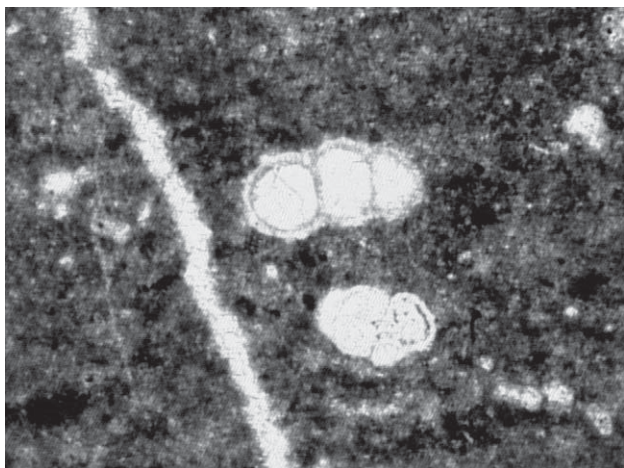


Figura 5. Petrografía de los clastos procedentes de la Formación Tamaulipas Superior en la sección Santuario de las Cactáceas, formados de biomicrita de foraminíferos planctónicos y calciesferas con escasos fragmentos de moluscos y equinoideos. Longitud horizontal de la fotografía 0.380 mm.

glomerados y su parte superior es sobreyacida por coluvión y caliche.

## 2.6. Sección El Salitre

Los afloramientos de la Sección El Salitre (Figura 7), se encuentran en El Salitre a 3.5 km al sureste de Metztlán, en donde el mejor afloramiento está situado en un corte de la carretera (a 25 m al este del río Venados), a la entrada del poblado y muestra el contacto entre la Formación Tamaulipas Superior y el conglomerado de la Formación

Metztlán. En la parte superior existen coluvión, suelos de cultivo, cactáceas y las casas de los habitantes del lugar, lo que impide el muestreo de la parte estratigráfica superior.

La base de la sección tiene expuesto un espesor de 2.50 m de la Formación Tamaulipas Superior (Figura 7, unidad A). Su parte superior esta cubierta discordantemente por los conglomerados de la base de la Formación Metztlán, formados por fragmentos de basalto de olivino y piroxenos, cloritizado, de color gris oscuro (Figura 8), con tamaños variables de guijarros a bloques (10-30 cm), bien redondeados, con una esfericidad de forma discoidal-alargada (Folk, 1974) y huellas de impacto en sus superficies. Los clastos de la base se encuentran en contacto entre ellos, y los superiores están suspendidos en una matriz limo-arenosa calcárea de color amarillo claro. Hacia arriba desaparecen los fragmentos de roca ígnea, y continua con estratos limo-arenosos y clastos calcáreos con la misma coloración, el espesor de este cuerpo sedimentario es 1.60 m (Figura 7, unidad B).

Cubriendo a la unidad B hay 0.35 m de sedimento calcáreo limo-arenoso con estructura laminar e intercalaciones de arenas y limos de color amarillo claro y rojo con apariencia oxidada. Hacia arriba aparece un conglomerado que se caracteriza por un incremento hacia su parte superior del tamaño de las partículas clásticas de finas a gruesas, variando desde el tamaño de gránulos (2-4 mm) hasta el de bloques en la parte superior (el mayor es de 0.30 m). Los clastos calcáreos en los clásticos gruesos tienen la litología de la Formación Tamaulipas Superior, formados por micrita fosilífera de calciesferas (Figura 9) con un color gris en sus partes frescas, y rodeados de una película de coloración rojiza de aspecto arcilloso. El espesor de este cuerpo sedimentario es de 3.00 m (Figura 7, unidad C).

La correlación entre las secciones estratigráficas

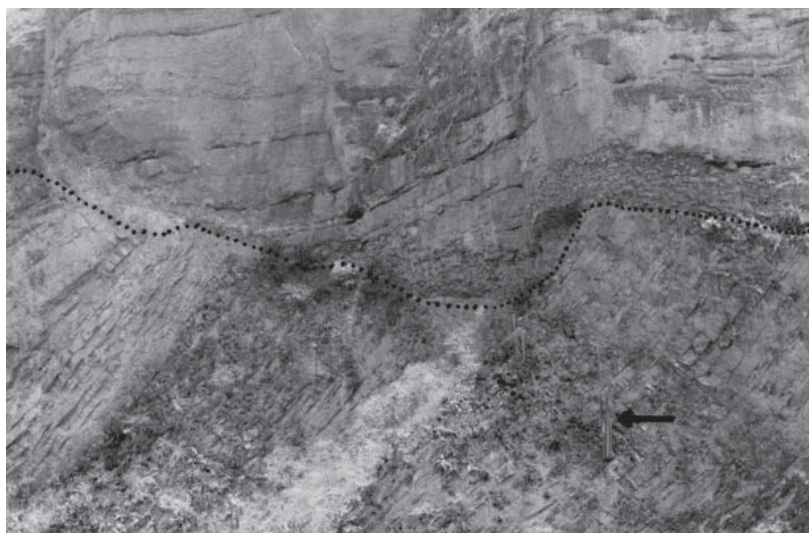


Figura 6. Pared vertical en la localidad "El Rincón" mostrando la discordancia (línea punteada) entre la Formación Tamaulipas Superior (abajo) y los conglomerados de la Formación Metztlán. La flecha horizontal en la parte inferior derecha señala un cactus de aproximadamente 4 m de altura.





Figura 7. Afloramiento en El Salitre, mostrando el contacto discordante entre la Formación Tamaulipas Superior (A) y los conglomerados de la Formación Metztlán. En la base del conglomerado (B) clásticos de rocas ígneas (basalto), en (C) secuencia de sedimentos finos a gruesos hacia la parte superior similar a los ciclos de la localidad tipo.

Santuario de las Cactáceas, “El Rincón” y El Salitre (Figura 10) muestra que la organización litológica de la unidad C en el Salitre es similar a las tres unidades sedimentarias de la sección tipo de la Formación Metztlán (unidades 1 a 3), y que su espesor (3.00 m) es igual al de la unidad cíclica 1 de dicha sección.

### 3. Datación por el método K-Ar de un clasto en el conglomerado de la Formación Metztlán

Se tomó un bloque de basalto de unos 10 cm de diámetro del conglomerado basal de la Formación Metztlán, en la localidad de El Salitre (sistema UTM, 14 Q: 526 228 m E, 2 273 801 m N, altitud 1302 m, 14QNT 262741). Esta roca presentaba una superficie muy poco alterada. Se realizó un estudio por lámina delgada (Figura 8) para determinar la mineralogía y el estado de preservación general para datación por el método K-Ar. El basalto está formado mayoritariamente por plagioclasa, con cantidades menores de piroxeno y olivino. Se procesó la roca entera para

eliminar la fracción más magnética y los fenocristales. El concentrado es lo más parecido a la matriz del basalto. Se han obtenido dos edades K-Ar (Tabla 1). El mejor análisis (número 1179) arroja una edad de  $3.8 \pm 0.7$  Ma. Esta edad corresponde al Plioceno. Hay que notar que siendo un clasto de roca volcánica la edad obtenida es la edad máxima del depósito de la Formación Metztlán. Por las discusiones presentadas más adelante, es muy probable que la edad de sedimentación sea próxima a esta. Todos los análisis se realizaron en los laboratorios de Geoquímica del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) ubicados en el Instituto de Geología.

### 4. Palinoestratigrafía

La toma de muestras para los estudios palinoestratigráficos se hicieron en las secciones Santuario de las Cactáceas y en El Salitre. En la sección Santuario de las Cactáceas sólo se consiguió el permiso para la toma de muestras en la parte baja de los cortes a la orilla de la carretera, en particular en la unidad 1 (Figura 4). En las unidades 2 y 3 hay un proceso de reforestación de cactáceas, por lo que se prohibió la toma de muestras.

La Figura 2 ilustra las cuatro localidades en el Santuario de las Cactáceas donde se tomaron muestras: la primera (marcada con 1) esta a 20 m al norte de la caseta de vigilancia (marcada con una flecha vertical); la segunda esta en la parte posterior de la caseta de vigilancia (marcada con 2), la tercera esta a 40 m al sur de la misma caseta (marcada con 3) y la cuarta esta a 60 m al sur de la misma caseta (marcada con 4). De esta última localidad en la unidad 1, se tomaron las muestras Pb-9798 y Pb-9697 en dos muestreos separados del mismo horizonte marcado en la Figura 4. En la sección El Salitre se tomaron muestras en la unidad C (Figura 7, M).

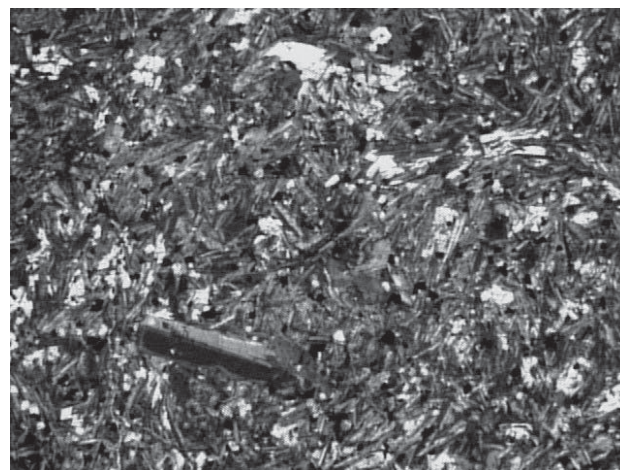


Figura 8. Petrografía de los clastos de basalto de olivino y piroxenos, parcialmente cloritizado en la base de la sección El Salitre. Longitud horizontal de la fotografía 4.570 mm.

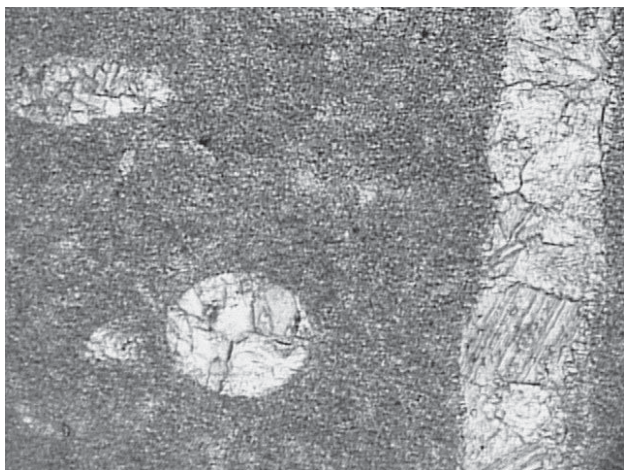


Figura 9. Petrografía de los clastos procedentes de la Formación Tamaulipas Superior, formados por micrita fosilífera de calciesferas. Longitud horizontal de la fotografía 0.380 mm.

Durante el Paleógeno en Norteamérica y en el resto de Laurasia se registra el óptimo termal-húmedo, condición climática que permitió el desarrollo de floras tropicales en la mayor parte de la Laurasia. A partir del Oligoceno, el clima empieza a ser más frío y seco, distribuyéndose los tipos de vegetación de acuerdo a la latitud; modificándose dichas bandas de vegetación según la variación en altitud en una región determinada. En territorio mexicano, durante el Mioceno, se establecen los tipos de vegetación actua-

les, según la latitud y fisiografía de cada región (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1998). Esta compleja distribución de la vegetación, a partir del Neógeno temprano, implica que las correlaciones cronoestratigráficas de los conjuntos de polen y esporas durante el Neógeno no necesariamente se basa en la similitud de las floras, sino que en el análisis palinoestratigráfico para determinar la edad relativa, existe la necesidad de considerar la latitud y altitud.

Sin embargo, ponderando las variantes producidas por la migración de las floras en respuesta a cambios climáticos y su distribución latitudinal y altitudinal, el reconocimiento de tipos florísticos pueden emplearse para determinar la edad de las cuencas continentales (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006; Ramírez-Arriaga, 2005). Independientemente de sus implicaciones cronoestratigráficas, los conjuntos palinológicos a partir del Mioceno son excelentes indicadores de las condiciones climáticas de humedad y temperatura, en una región determinada.

A lo largo del Cenozoico, el territorio mexicano esta sujeto a un levantamiento continuo, producido por volcanismo y movimientos poslaramídicos, originando abundancia de sedimentos continentales fluviales, volcanoclasticos, conglomerados y cuencas lacustres cuya estratigrafía y cronoestratigrafía es desconocida, como es el caso del Grupo Balsas (*sensu* Fries, 1960).

En el caso específico del estudio palinológico, solamente resultaron dos muestras positivas Pb-9697 y Pb-9798 tomadas en el conglomerado rojo de Metztlán.

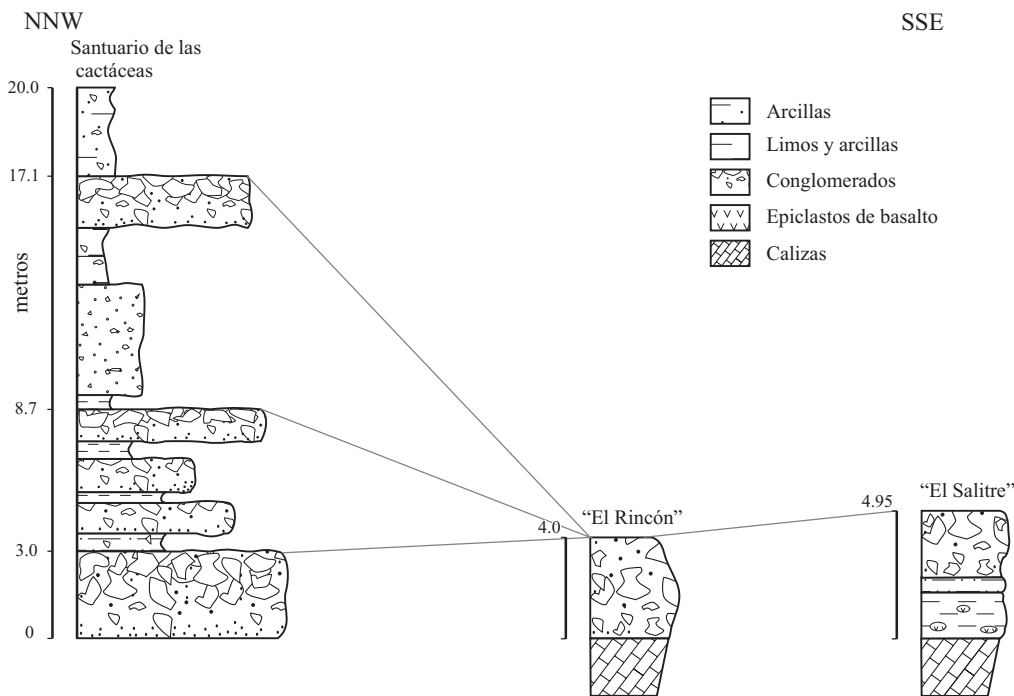


Figura 10. Correlación entre las tres secciones estratigráficas. La organización litológica de la unidad C en el Salitre es similar a las tres unidades sedimentarias de la sección tipo de la Formación Metztlán (unidades 1 a 3), su espesor (3.00 m) es igual al de la unidad cíclica 1 de dicha sección.

Tabla 1. Edades K-Ar de la muestra de basalto de la localidad El Salitre.

Muestra	Análisis	Peso (mg)	%K	<sup>40</sup> Ar (moles/g)	% <sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub>	Edad (Ma)
LGN-287	1146	7.610	0.768	5.12 10 <sup>-12</sup>	8.5	3.8 ± 1.7
	1179	14.588		5.08 10 <sup>-12</sup>	70.6	3.8 ± 0.7

El diagrama polínico (Figura 11) indica que el conjunto palinológico es dominado por los siguientes taxa: *Carya*, *Pinus*, *Compositae*, *Quercus*, *Gramineae* y *Alnus*. Las hemerzonas de estos granos de polen empiezan en el Paleógeno Tardío de Norteamérica y extienden su rango, en algunos casos, hasta el Plioceno y Hológeno (Norem, 1956). Por lo tanto, desde el punto de vista palinoestratigráfico y tomando en consideración los estudios previos (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999, 2006), la edad del conjunto indica una edad Neógena, pero tomando en consideración el fechamiento radiométrico (basalto en el conglomerado basal en El Salitre), permite afirmar una edad máxima del Plioceno para este conjunto palinológico de afinidades boreales.

No obstante, el análisis de las plantas representadas por los granos de polen más frecuentes, indican las condiciones paleoclimáticas que favorecieron la génesis de estas capas rojas conglomeráticas en Meztlán. Así, los géneros *Carya*, *Quercus* y *Pinus* existen todavía en Norteamérica formando varios tipos de vegetación en los bosques templados del Sureste de Estados Unidos (Sork, 1983; Barbour y Christensen, 1993). En México estos géneros forman parte del bosque Mesófilo de Montaña, vegetación relicto en algunas zonas de la república (Rzedowski, 1996), entre 600 – 2700 m de altitud, donde prevalece un clima húmedo y frío. Mientras que los otros taxa codominantes, como lo son las compuestas y gramíneas, pueden formar parte de varios tipos de vegetación, desde matorrales costeros a nivel del mar hasta vegetación de páramo a más de 3000 m.

La distribución geográfica de *Carya* en Norteamérica es muy amplia, desde el sureste de Canadá, extendiéndose en toda la región atlántica de Estados Unidos hasta el sur de México. Tomando en consideración las condiciones climáticas desde Québec (Canadá) a San Luís Potosí, Querétaro, Hidalgo y Veracruz, se presenta una gran adaptabilidad a la variación en la temperatura. Québec con temperatura media anual de 4 grados y Monterrey con una temperatura media anual de 22 grados, y siempre está en microclimas húmedos. También habría que señalar su amplia distribución, altitudinal desde 300 m hasta más de 2000 m. La lluvia se distribuye durante todo el año, y en algunas regiones con lluvia abundante en el verano, cuyas precipitaciones pueden llegar a más de 2000 mm en las re-

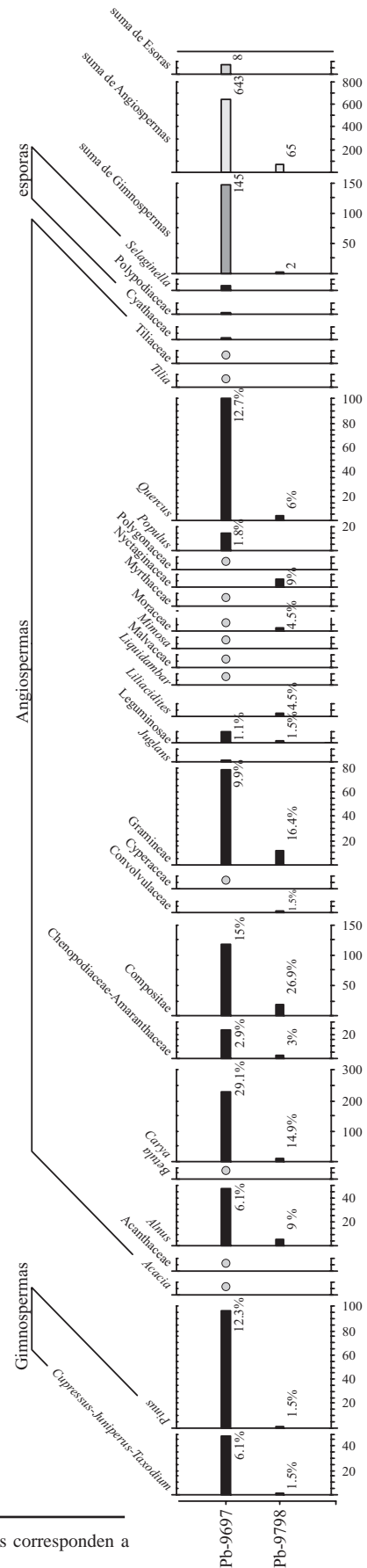


Figura 11 Diagrama polínico que incluye las muestras Pb-9697 y Pb-9798, las barras corresponden a cantidades totales, además se incluyen los porcentajes en base al conteo total.

giones montañosas de Carolina del Norte, mientras que en las regiones montañosas de México la pluviosidad oscila entre 875-1125 mm.

Específicamente en el estado de Hidalgo, en las inmediaciones de Zacualtipán a 2020 m, todavía prosperan poblaciones de *Carya ovata* var. *mexicana* (Engelm.) formando parte de la comunidad de pino-encino (Manning, 1962), o del bosque mesófilo en la región de Molango-Xochicoatlán (Mayorga et al., 1998); mientras que *Carya illinoensis* (Wang) K. Koch prospera en la misma región a menor altitud en la Barranca de Metztlán.

Además, otros indicadores climáticos que indican mayor humedad y bajas temperaturas hasta llegar incluso a la congelación, es el género *Betula*, con más de 60 especies nativas de las zonas templadas del hemisferio norte. *Betula*, conjuntamente con *Alnus*, *Liquidambar*, *Carya*, *Tilia*, *Juglans*, *Pinus* y *Quercus*, podrían formar parte del bosque mesófilo de montaña en el Plioceno Temprano, probablemente más rico entonces en especies, como lo demuestra la presencia de *Betula*, cuyo límite más meridional actual es el noreste de Texas. También, la presencia de *Betula* y *Alnus* pueden formar parte de la vegetación riparia, lo que indicaría su asociación a cuerpos de agua permanente como es el caso también de *Carya* (Villarreal et al., 2006).

Las inferencias paleoclimáticas, con base a los datos palinológicos, concuerdan con las investigaciones climáticas que se han realizado sobre el Plioceno Temprano, que indican la predominancia de un clima frío con intervalos de calentamiento, ambos casos con una precipitación que permitió que regiones ahora desérticas, fueran más húmedas, favoreciendo el crecimiento de varios tipos de vegetación (Adams, 2006).

En conclusión, las condiciones hidrológicas que prevalecieron durante el depósito de los sedimentos de la Formación Meztlán requirieron de un clima más húmedo que el actual, probablemente con lluvias durante todo el año, que permitió una mayor diversidad y extensión de las comunidades de Pino-encino y bosque mesófilo durante el Plioceno Temprano. En las (Figuras 12 y 13) se ilustran los granos de polen característicos de los sedimentos del Plioceno temprano en Metztlán.

## 5. Construcción del abanico aluvial del Plioceno

La organización litológica de las tres unidades en la Sección Santuario de las Cactáceas y de la unidad superior de la Sección El Salitre, muestra que el conglomerado se caracteriza por un incremento hacia la parte superior del tamaño de las partículas clásticas de finas a gruesas, variando desde el tamaño de gránulos hasta el de bloques en la parte superior, así como el engrosamiento de las unidades hacia la parte superior de la columna.

No se puede asegurar que el conglomerado de basalto en la base de la Formación Metztlán en la sección El

Salitre sea solamente de ocurrencia local, porque en la sección Santuario de las cactáceas, el contacto entre las rocas de la Formación Tamaulipas Superior y los conglomerados de la Formación Metztlán se encuentra cubierto por coluvión y caliche, y en la sección 'El Rincón' no se aprecia, por su lejanía en el acantilado.

La composición de dicho conglomerado, que constituye la parte basal de la formación en el afloramiento de El Salitre, es exclusivamente de rocas ígneas extrusivas (Basalto de olivino y piroxenos), y demuestra que con posterioridad al plegamiento de las rocas sedimentarias cretácicas y después de prolongado tiempo geológico (cerca de 60 Ma), se formaron primero las rocas volcánicas del Plioceno, que fueron a su vez erosionadas y cortadas por arroyos que transportaron los clastos de dichas rocas volcánicas y las depositaron en depresiones más recientes. Por otro lado, las características sedimentológicas y texturales indican que en la etapa temprana de sedimentación de la Formación Metztlán, estuvo asociada a un sistema fluvial.

Tomando en consideración que Zacualtipán se encuentra a 12 km al noreste de Metztlán, y la Formación Atotonilco El Grande y los derrames basálticos llegan hasta Los Arcos a 8 km al norte de Metztlán y a Zoquizoquipan a 8 km al noreste también de Metztlán. Además que, la cartografía geológica de Suter (2004) muestra que la extensión de la Formación Atotonilco incluye a Tlaxco y Hualula (13 km al noroeste de Metztlán). Es probable que existiera continuidad estratigráfica lateral de las dos emisiones de basalto, en otras palabras, que los basaltos señalados por Suter (2004), sean los mismos que los del área de Zacualtipán descritos por Almanza (1956). Con base en esta distribución geográfica se infiere que los sedimentos de la porción basal de la Formación Meztlán fueron transportados un máximo de 13 kilómetros.

Al suroeste de la población de Zacualtipán (1990 m de altitud) (Figura 1) cerca de las poblaciones de Zoquitenó (1850 m de altitud), Zoquizoquipan (1860 m de altitud) y Los Arcos (1790 m de altitud) afloran los límites de las dos emisiones de basalto (Tehuiztla y Tlatoxca) descritas por Almanza (1956) (Figura 14). De estas tres poblaciones bajan tres riachuelos de temporal, con grandes avenidas en época de lluvias y de ciclones, sus nombres son Papaxtla, El Salto y San Juan (se une con el Olotla), y descargan sus aguas y sedimentos en áreas vecinas a El Salitre (1302 m de altitud) y San Juan Metztlán (1285 m de altitud). Por lo cual existe la posibilidad de que los causes que originaron el depósito de la Formación Metztlán sean estos mismos. Por otra parte sugiere que la región tuvo una incisión en promedio de aproximadamente 500 metros.

En cuanto a la redondez de los clastos Según Dobkins y Folk (1970) en los clastos de basalto, la redondez y la esfericidad discoidal-alargada, puede lograrse con facilidad en poco tiempo geológico y en distancias cortas como en un ambiente fluvial o en un arroyo con torrentes (e.g. basaltos en Tahiti-Nui).

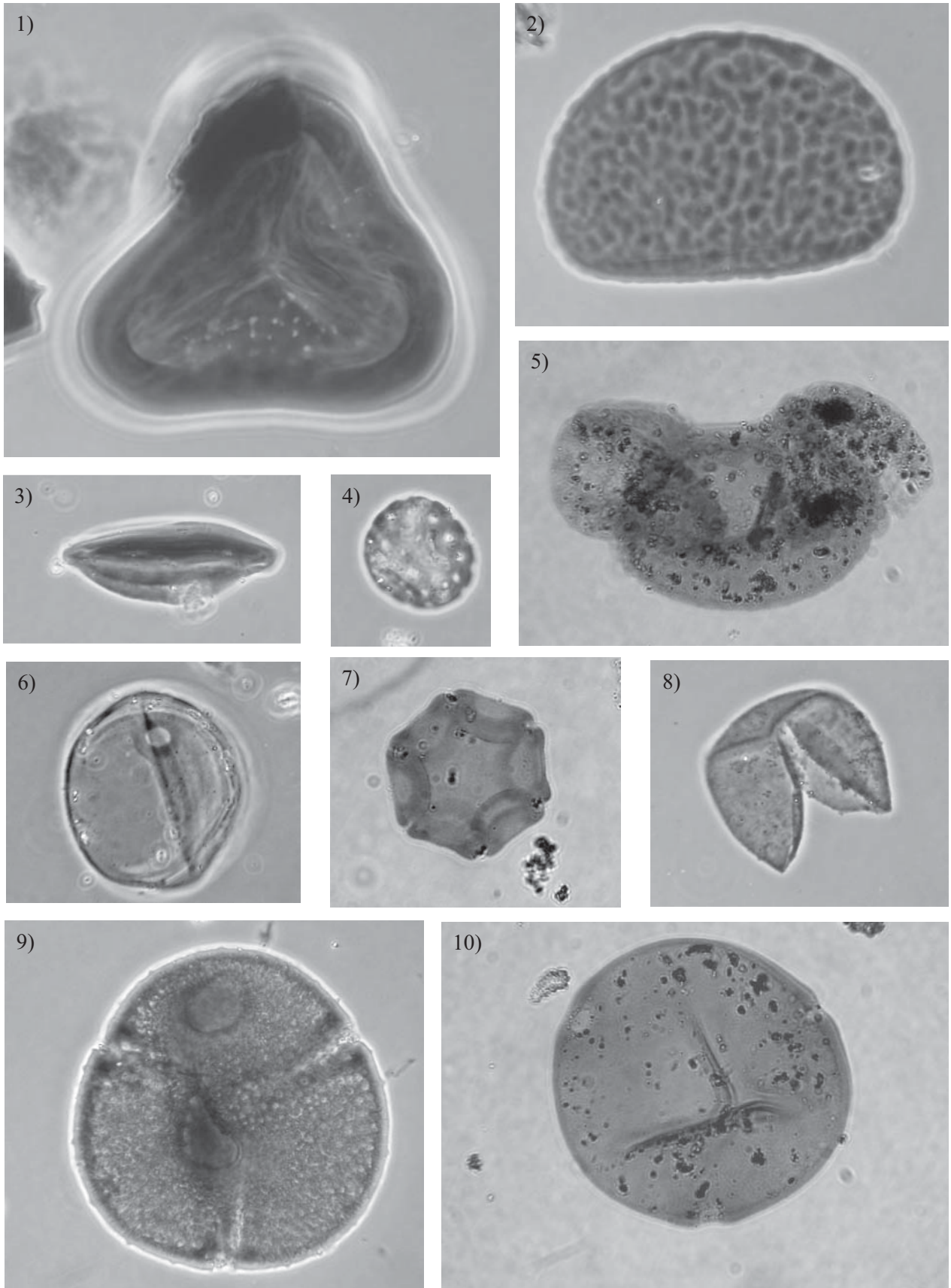


Figura 12. Palinomorfos recuperados: 1. Cyathaceae, 2. Polypodiaceae, 3. *Ephera*, 4. Chenopodiaceae – Amaranthaceae, 5. *Pinus*, 6. Gramineae, 7. *Alnus*, 8. *Cupressus – Juniperus – Taxodium*, 9. Cactaceae, 10. *Carya*. Todas las imágenes X 1000: 1mm equivale a 1micra.

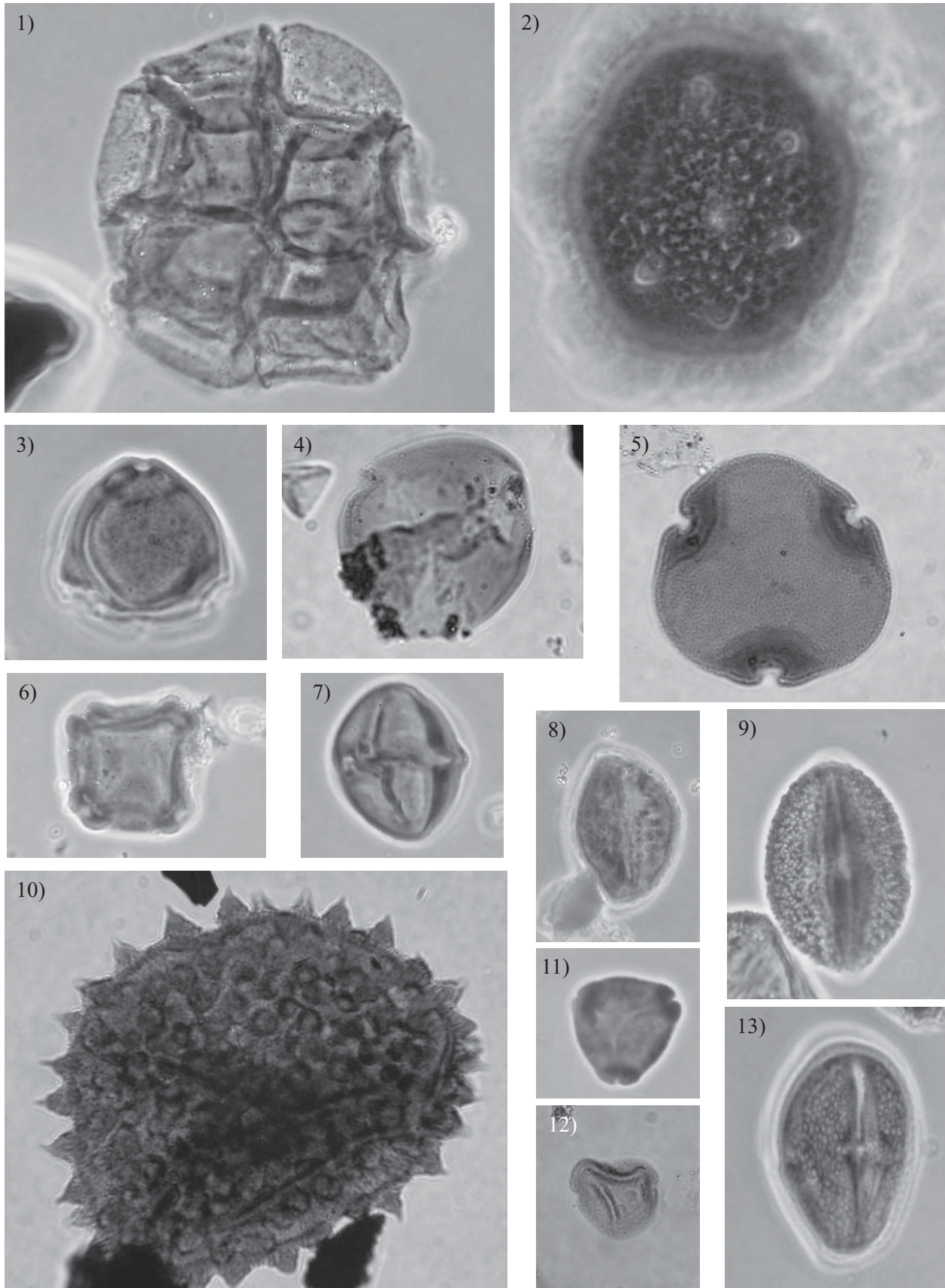


Figura 13. 1. *Acacia*, 2. Nyctaginaceae, 3. *Betula*, 4. Leguminosae 1, 5. *Tilia*, 6. *Alnus*, 7. Leguminosae 2, 8. *Quercus*, 9. Polygonaceae, 10. Malvaceae, 11. Myrtaceae, 12. Moraceae, 13. Tiliaceae. Imagen 10 X 400: 1mm equivale a 2.2 micras; resto de las imagenes X 1000: 1mm equivale a 1micra.

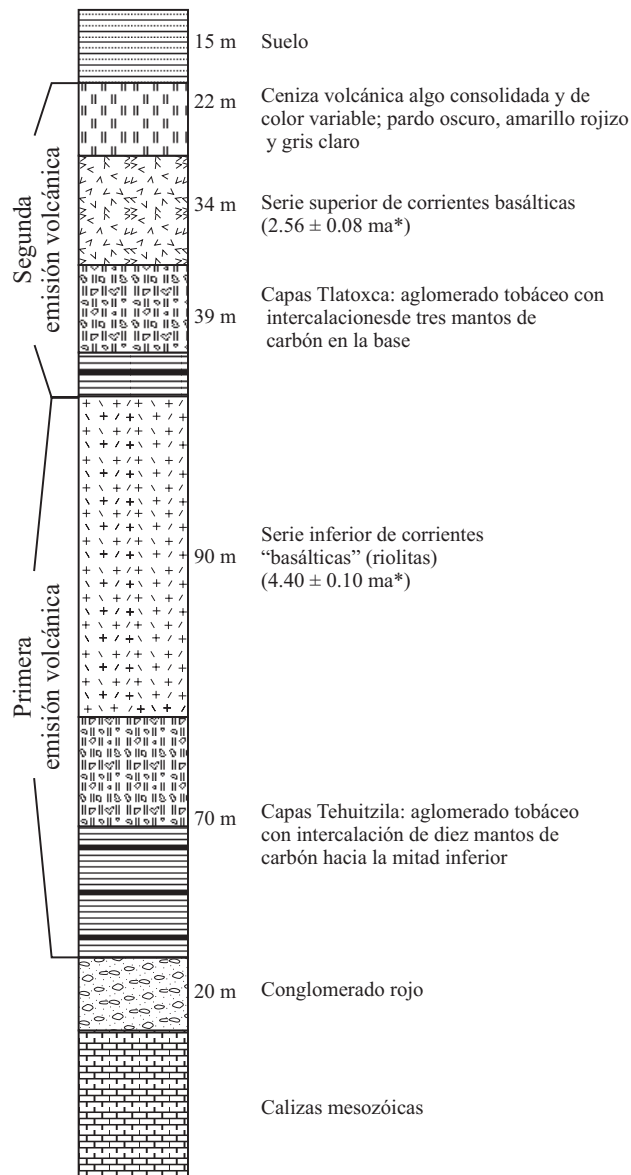


Figura 14. Sección geológica del área de Tehuitzila (modificada de Almanza, 1956, lámina 3), con datos radiométricos de Cantagrel y Robin (1979).

La Isla de Tahiti-Nui está formada de basaltos sódicos de olivino del Mioceno-Plioceno, en la parte media de la isla hay una caldera central de la cual descendiendo radialmente ocho arroyos con cauces en forma de 'V', por una topografía abrupta. Las corrientes juveniles forman cascadas y torrentes. Después de un transporte de 8 a 16 km, se logra que las matatenas y los cantos de basalto sean bien redondeados, y con una esfericidad de forma discoidal. Un caso particular son las matatenas del río Papenoo que son muy semejantes a las de la Sección El Salitre. Las superficies de impacto revelan un transporte rodando y saltando en el fondo de una corriente acuosa, con poder suficiente para mover matatenas y bloques sobre una pendiente.

Posiblemente al inicio del depósito del conglomerado

en la sección El Salitre hubo las condiciones de un arroyo torrencial, para después ir menguando la fuerza de la corriente, e iniciar el depósito de la matriz limo-arenosa calcárea y la desaparición de epiclastos de basalto.

Con posterioridad se formaron los abanicos aluviales que transportaron los productos de la desintegración e intemperismo de las rocas sedimentarias cretácicas.

En los diversos registros geológicos, los abanicos aluviales y sus secuencias sedimentarias se caracterizan por un engrosamiento de sus unidades hacia la parte superior de la columna estratigráfica. Según Nilsen (1982) el engrosamiento de las unidades es indicativo de progradación activa y su avance hacia el exterior del área fuente de los sedimentos.

En un abanico aluvial el mecanismo más frecuente de inicio es por la incorporación de sedimentos coluviales (detritos de roca y suelo acumulados al pie de un talud), en los que se incorpora rápidamente agua y aire dando lugar al inicio de su desplazamiento y consecuentemente al flujo de escombros. Las partículas de sedimento en el flujo de escombros son sostenidas por la densidad alta y el vigor del flujo, y además influenciadas por las fuerzas dispersivas y de empuje hacia arriba, propiciando que las partículas de mayor tamaño (bloques) se concentren en la parte superior del flujo, en su frente y en los flancos. Para Blair y McPherson (1994) el movimiento de los flujos de escombros es de forma laminar y no es erosivo.

Las diferencias de la topografía actual y la hidrografía pueden todavía presentar vestigios de los rasgos heredados del Plioceno; algún área situada entre las tres poblaciones antes citadas pudo ser la fuente de los flujos de los conglomerados basálticos de la unidad B en el Salitre (basalto de la "unidad Tlatoxca"); en tanto que los clastos de roca carbonatada de la Formación Tamaulipas Superior se incorporaron de la exposición de las rocas de la Formación Tamaulipas Superior en las barrancas de Papaxtla, El Salto y San Juan, todo este material fue movido como flujos de escombros (debris flows).

## Agradecimientos

Los autores agradecen la revisión y valiosas sugerencias de los árbitros: Dr. Mariano Cerca y un anónimo, así como de los editores de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Los alumnos de la Facultad de Ingeniería (Universidad Nacional Autónoma de México), División de Ciencias de la Tierra de la asignatura de Petrología Sedimentaria (clave 0624, grupo 01), participaron durante sus prácticas de campo en algunas tomas de muestra de roca en abril y octubre de 2005. En la Facultad de Ingeniería (Universidad Nacional Autónoma de México) el profesor de petrología ígnea Ing. Miguel Ángel Ruvalcaba Sepúlveda realizó el primer estudio petrográfico del conglomerado basal (basaltos) en la localidad de El Salitre, el Ing. Juan Carlos Cruz O. hizo la toma digital de las

microfotografías del basalto y las calizas. Agradecemos a Magdalena Alcaide Orraca del Instituto de Geología por la revisión y corrección de los resúmenes en español e inglés.

## Referencias bibliográficas

- Adams, J., 2006, A quick background to the Pliocene. Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory: <<http://www.esd.ornl.gov/projects/qen/pliocene.html>>, (revisado el 19 de octubre del 2006).
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, LVII (1), 65-82.
- Almanza, V.E., 1956, Cuenca carbonífera de Zacualtipán estado de Hidalgo, Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, *Boletín*, 35, 25 p.
- Barbour, M.G., Norman, Christensen, L., 1993, Vegetation. *in*: Flora of North America. North of Mexico. Editado por Flora of North America Editorial Committee, V. 1, Introduction, Chapter 5: 97-131. New York Oxford. Oxford University Press.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages, *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450-489.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979, K-Ar dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces, *Journal of volcanology and geothermal research*, 5, 99-114.
- Carrasco, V.B., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hgo., *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 5-26.
- Carrasco, V.B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosi platform, Mexico, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 25, 263-272.
- Carrillo-Martínez, M., 1998 (2000), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Carta Geológica de México, Serie de 1:100 000, Resumen de la Geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro, Hoja Zimapán 14Q-c(7), 33 p.
- Carrillo-Martínez, M., Suter, M., 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro, Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro, *Sociedad Geológica Mexicana*, 6 Convención Geológica Nacional, 1-20.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, *Monografía geológico-minera del estado de Querétaro*, México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, 108 p.
- Dobkins, J.E., Folk, R.L., 1970, Shape development on Tahiti-Nui, *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 1167-1203.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, Ch.,M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of México: The eastern alkaline province revisited, *Journal of volcanology and geothermal research*, 146, 284-306.
- Folk, 1974, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphill Pub. Co., 182 p.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Bulletin* 60, 236p.
- Fries, C. Jr., 1962, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Hoja Pachuca, 14-Q-e (11).
- García, G.,G., Querol, F., 1991, Description of some deposits in the Zimapán District, Hidalgo: *The Geology of North America*, v. P-3, *Economic Geology*, Mexico, Geological Society of America, 295-313.
- Geyne, A.R., Fries, C. Jr., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Publicación 5 E, 22 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, LVII (3), 227-283.
- Hernández-Treviño, J.T., Hernández-Bernal del S. M. , 1991, Evolución geológica de la región de Metztlán/Zacualtipán, Estados de Hidalgo y Veracruz: D.F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 92 p.
- Manning, W., 1962, Additional notes on *Juglans* and *Carya* in Mexico and Central America. *Bulletin Torrey Botanical Club*, 89, 110-113.
- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 1998, Antiquity of the Arctotertiary flora in Mexican territory and their abundance throughout the Tertiary: American Quaternary Association, 15<sup>th</sup> biennial meeting, Puerto Vallarta, 5-7 september, Program and Abstracts, p. 127.
- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 1999, Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México-implicaciones cronoestratigráficas, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, 187-207.
- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2006, Tertiary palynofloristic correlations between Mexican formations with emphasis in dating the Balsas Group in Vega, F.J. y Cols (eds.), *Studies on Mexican paleontology*, Chapter 2: 19-45.
- Mayorga-Saucedo, R., Luna-Vega, I., Alcántara-Ayala, O., 1998, Florística del Bosque mesófilo de Montaña de Molocotlán, Molango-Xochicoatlán, *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 63, 101-119.
- Nilsen, T.H., 1982, Alluvial fan deposits in edits. P. A. Scholle y D. Spearing, Sandstone depositional environments, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 31, 49-86.
- Norem, W. L., 1956, Tertiary spores and pollen related to paleoclimates and stratigraphy of California: *Micropaleontology* 2(4), 313-319.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla de México y recursos asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-17.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, Ch., M., Ferrari, L., Tagami, T., Maneti, P., 2007, Geochemical and isotopic variability controlled by slab detachment in a subduction zone with varying dip: The eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *Lithos*, 93, 149-174.
- Ramírez-Arriaga, E., 2005, Reconstrucción paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas: Distrito Federal, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias Biológicas, Instituto de Geología, tesis doctoral, 231p.
- Rzedowski, J., 1996, Análisis preliminar de la flora Vascular de los bosques mesófilos de montaña de México, *Acta Botánica Mexicana*, 35, 25-44.
- Segerstrom, K., 1956, Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F. y Zimapán, Hgo., *in* edit. M. Maldonado K., Geología a lo largo de la carretera entre México, D. F., Pachuca y Zimapán, Hgo. Distritos mineros de Pachuca, Real del Monte y de Zimapán, Hgo., XX Congreso Geológico Internacional, A-3 y C-1, p. 11-22.
- Segerstrom, K., 1961, Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 147-168.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997, Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11, Hgo., Qro., Edo. Méx., Ver. y Pue., escala 1:250 000, Secretaría de Economía.



- Sork, L.V., 1983, Distribution of pignut hickory (*Carya glabra*) along a forest to edge transect, and factors affecting seedling recruitment: *Bulletin of the Torrey Botanical Club*, 110, 494-506.
- Suter, M., 1990, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1: 100 000: Hoja Tamazunchale 14Q-e(5), texto explicativo, 55 p.
- Suter, M., 2004, A neotectonic-geo morphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztlán (Hidalgo State, east-central Mexico), *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 397-411.
- Villarreal, Q.J., Carranza, P.E.M., Estrada, C., Rodríguez, A.G., 2006, Flora riparia de los ríos Sabinas y San Rodrigo, Coahuila, México, *Acta Botánica Mexicana* 75: 1-20.
- Yta, M., Moreno-Tovar, R., 1997, La mineralización en los distritos mineros Pachuca-Real del Monte y Zimapán-su papel en la evolución metalogénica del Estado de Hidalgo, México: Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hgo., librería de la excursión geológica 3, 73-81
- Manuscrito recibido: Febrero 7, 2008  
Manuscrito corregido recibido: Julio 2, 2008  
Manuscrito aceptado: Julio 12, 2008