

Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca

Oscar Gabriel Dávalos-Álvarez¹, Ángel Francisco Nieto-Samaniego^{2,*},
Susana A. Alaniz-Álvarez², Enrique Martínez-Hernández³ y Elia Ramírez-Arriaga³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, 7600 Querétaro, Qro., México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, 7600 Querétaro, Qro., México.

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

* afns@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La falla de Oaxaca es un sistema cenozoico ubicado en el sur de la República Mexicana. La deformación por extensión asociada al sector norte de ese sistema de fallas formó una semifosa o depresión tectónica conocida como valle de Tehuacán. Los depósitos cenozoicos del valle registraron una fase de deformación progresiva con cuatro pulsos (p1, p2, p3 y p4). Entre los depósitos del Cretácico Tardío y los primeros depósitos cenozoicos existe una discordancia angular, la cual se asoció con la orogenia Laramide. Se reconoció que, posterior a dicha orogenia, en el valle de Tehuacán tuvo lugar un cambio de régimen tectónico, pasando de acortamiento a extensión. El régimen de extensión produjo fallamiento frágil, de tal forma que se originaron las primeras estructuras del sector norte de la falla de Oaxaca, definiéndose con ellas p1. La edad mínima de p1 es acotada por los primeros depósitos cenozoicos del valle, que abarcan del Eoceno temprano al medio. El pulso p2 ocurrió entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano como resultado de la propagación del fallamiento en el sistema; este pulso se registró en una zona de relevo de falla (rampa Calipan). Hay un cambio en el nivel de base regional que es marcado por una discordancia, la cual está asociada a un pulso p3 de edad del Eoceno tardío a la base del Oligoceno tardío; durante este pulso los depósitos sedimentarios del Eoceno y del Oligoceno temprano fueron fuertemente basculados. En el Oligoceno tardío, el nivel de base regresó al valle y comenzó a depositarse la Formación Tehuacán (Oligoceno tardío – Mioceno medio), lo cual indicó el final de p3. La deformación progresiva continuó a lo largo del Mioceno, dando lugar a p4 después del Mioceno medio, con el desarrollo del relevo de falla más joven en el sistema donde se depositó el conglomerado San Isidro (Mioceno medio a tardío). El sector norte de la falla de Oaxaca está constituido por cuatro fallas normales con una pequeña componente de cizalla lateral que forman un arreglo en échelon izquierdo. Con la caracterización de las unidades litoestratigráficas, el arreglo escalonado del sistema de fallas y las fases de deformación cenozoicas identificadas, se concluyó que el sector norte de la falla de Oaxaca creció a través de relevos de falla con una migración y propagación de la deformación del sur al noroeste.

Palabras clave: deformación, relevo de falla, Cenozoico, falla de Oaxaca, valle de Tehuacán, sur de México.

ABSTRACT

The Oaxaca fault is a Cenozoic structure located in southern Mexico. The extensional deformation related to the northern sector of this fault system formed a half-graben and a topographic depression known as the Tehuacán valley. The Cenozoic strata deposited in the valley recorded a progressive deformation phase with four pulses: p1, p2, p3, and p4. Between the Upper Cretaceous and the first Cenozoic strata exists an angular unconformity, which was associated to the Laramide orogeny. After this orogeny, the tectonic regime in the Tehuacán valley changed from shortening to extension. The extension produced brittle normal faults which were the first structures in the northern sector of the Oaxaca fault defining p1. The minimum age of p1 is constrained by the older Cenozoic strata of the valley that range in age from the early to middle Eocene. The pulse p2 occurred between the late Eocene and the early Oligocene and was produced by the propagation of faults within the system; this pulse was recorded in the Calipan ramp. A change in the regional base level is marked by a disconformity, which was associated to a pulse p3 that occurred between the late Eocene to the base of late Oligocene; during this pulse the strata of the Eocene and early Oligocene were strongly tilted. In the late Oligocene, the base level returned to the valley and the Tehuacán Formation (late Oligocene – middle Miocene) began to be deposited; this indicated the end of p3. The progressive deformation continued throughout the Miocene (p4) with the development of the youngest ramp within the fault system and the deposit of the San Isidro conglomerate (middle to late Miocene). The northern sector of the Oaxaca fault is constituted by four en échelon normal faults with a small lateral-slip component forming a left-stepped arrangement. Considering the characteristics of the lithostratigraphic units, the en échelon array of the faults and the identified Cenozoic pulses of deformation, we concluded that the northern sector of the Oaxaca fault grew through relay ramps with a migration and propagation from south to the northwest.

Key words: deformation, relay ramp, Cenozoic, Tehuacán valley, Oaxaca fault, south of Mexico.

INTRODUCCIÓN

El sur de México ha tenido una historia geológica que se remonta al Proterozoico (*e.g.*, Ortega-Gutiérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), con eventos tectónicos mayores ocurridos tanto en el Paleozoico como el Mesozoico (*e.g.*, Carfantán, 1981; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 1998; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Solari *et al.*, 2003), pero durante el Cenozoico se ha moldeado su estructura y morfología actual (*e.g.*, Centeno-García, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995; Tolson, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Para el Cenozoico se han propuesto como eventos tectónicos mayores la orogenia Laramide y el desplazamiento del bloque de Chortis (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Cerca, 2004; Cerca *et al.*, 2004), también fueron documentadas estructuras mayores y se ha propuesto que existieron varios regímenes de deformación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Los tres sistemas principales de fallas que han sido identificados son: la falla de Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005), la falla Chacalapa (Tolson, 1998, 2005) y la falla de Oaxaca (Centeno-García, 1988; Alaniz-Álvarez, 1996). Los estudios de la falla de Oaxaca (FO) se han enfocado principalmente a su actividad mesozoica (*e.g.*, Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994, 1996; Centeno-García y Keppie, 1999), mientras que de su evolución tectónica cenozoica hay poca información (*e.g.*, Centeno-García, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

En este trabajo se reportan los resultados de un estudio

desarrollado en la región de Tehuacán, el cual tuvo como objetivo identificar las unidades litoestratigráficas cenozoicas e inferir la evolución del sector norte de la falla de Oaxaca (SNFO) durante el Cenozoico. El área de estudio se ubica aproximadamente a 250 km al SE de la Ciudad de México en las cercanías del poblado de Tehuacán, Puebla, dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Figura 1a). En esta investigación se identificaron las diferentes unidades geológicas presentes en el Valle de Tehuacán (VT), así como la edad, geometría y cinemática de las fallas, de tal forma que fue posible establecer la relación del registro estratigráfico con el desarrollo del SNFO. Con estos datos se propone un modelo de crecimiento durante el Cenozoico del sistema de fallas en el área de estudio.

ESTRATIGRAFÍA DEL VALLE DE TEHUACÁN

La cartografía de las unidades previas al Cenozoico se hizo a manera de reconocimiento; para cerrar los contactos de dichas unidades se hicieron algunas verificaciones de campo, pero principalmente se utilizó fotointerpretación e información de mapas publicados o inéditos (Centeno-García, 1988; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001; Eguiza-Castro, 2001). Las unidades cenozoicas se cartografiaron en detalle y para tener un control de su edad se realizaron tres fechamientos isotópicos, así como el análisis palinológico de una unidad y la identificación de icnofósiles.

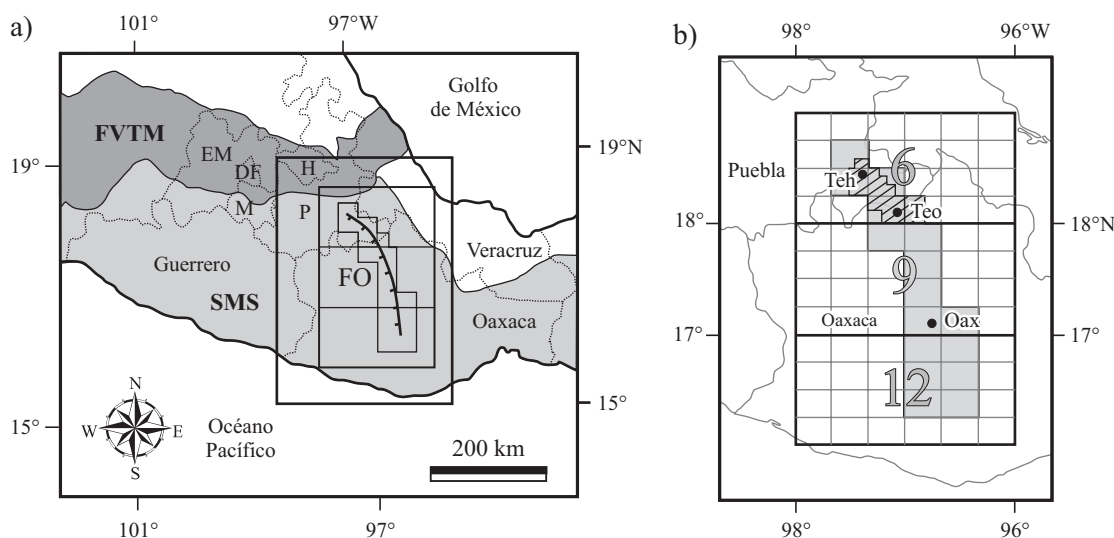


Figura 1. Ubicación del área de estudio. a) Mapa del sur de la República Mexicana con la división de provincias fisiográficas, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; SMS: Sierra Madre del Sur. Las líneas discontinuas corresponden con la división política de algunos estados del sur de México, EM: Estado de México; DF: Distrito Federal; H: Hidalgo; M: Morelos; P: Puebla. El rectángulo muestra el área ampliada en b. FO: Falla de Oaxaca. b) División cartográfica del INEGI correspondiente a parte de la zona E 14. Los recuadros mayores con número refieren a las hojas E 14-6 (Orizaba), E 14-9 (Oaxaca) y E 14-12 (Zaachila); la cuadrícula chica indica la división de las cartas a escala 1:50 000. La región sombreada corresponde a la zona aledaña a la falla de Oaxaca, y la región achurada señala la zona de estudio. Teh: Tehuacán, Teo: Teotitlán; Oax: Oaxaca.

Unidades precenozoicas

En el área de estudio afloran rocas precenozoicas, cuya distribución se muestra en la Figura 2. Las unidades estratigráficas identificadas son el Complejo Oaxaqueño (granulitas y otras rocas metamórficas de grado alto y de edad precámbrica; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003, 2004); la Formación Matzitzi (arenisca de edad paleozoica; Silva-Pineda, 1970; Velasco-Hernández y Lucero-Arellano, 1996); la Formación Chivillas (secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano; Pano, 1973; Carrasco, 1978; Toriz, 1984; Alzaga y Pano, 1989); la Formación Zapotitlán (margas del Cretácico Temprano; Hernández-Estévez, 1980; Buitrón, 1970; Barrientos-Reyna, 1985; Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987); el Conglomerado Cerro Colorado (conglomerado y arenisca del Cretácico Temprano; Eguiza-Castro, 2001); la Formación Tamaulipas Superior (caliza del Cretácico Temprano a Tardío; Alzaga y Santamaría, 1987); y una secuencia no estudiada que se identifica como Cretácico Superior indiferenciado (Ortuño-Arzate *et al.*, 1992; INEGI, 1994).

Unidades cenozoicas

Lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano a medio)

Esta unidad aflora principalmente en la porción meridional del VT (Figura 2), observándose en Tilapa uno de sus mejores afloramientos. Son capas violáceas de lodolita y

limolita, así como de arenisca y conglomerado de color rojo, con espesores de 5 a 50 cm. Hacia la cima del depósito hay capas delgadas de yeso. El conglomerado contiene clastos con tamaños que van de algunos milímetros (gránulos y guijarros) hasta 30 cm, son angulosos a subredondeados, provienen de gneis, esquisto y anfibolita, en menor cantidad de arenisca, andesita y sílice y escasamente de caliza; los clastos son soportados por matriz areno-arcillosa, aunque en algunos lugares el soporte es clástico. Las capas son desde deleznable hasta muy litificadas. Considerando las cotas de sus afloramientos es posible estimar un espesor mínimo de entre 150 y 200 m. Esta secuencia es cubierta discordantemente por los conglomerados San Isidro y Teotitlán, el travertino Cerro Prieto y los rellenos aluviales cuaternarios, y sobreyace discordantemente al conglomerado Cerro Colorado y a las Formaciones Chivillas y Tamaulipas Superior. Hacia la cima se identifican cambios de facies, pasando de manera transicional a la formación Mequitongo y al conglomerado El Campanario, descritos más adelante. Por su posición estratigráfica se ubica a esta unidad en el Eoceno temprano a medio.

Formación Mequitongo (Eoceno temprano a medio)

La formación Mequitongo aflora en la mitad sur del VT, sobre su borde oriente (Figura 2). Al norte de Tilapa está la Barranca Mequitongo, donde se observa la litología de esta unidad y su relación con los lechos rojos Tilapa, por lo que se emplea para esta unidad el nombre de dicha localidad. Está constituida por capas con estratificación delgada a media de lodolita de color rojo, café claro, amarillo pálido

y verde, las cuales son deleznales, ligeras y tienen huellas de desecación. También hay arenisca y conglomerado con clastos angulosos a subangulosos de rocas metamórficas (gneis, esquisto y anfíbolita) en una matriz arenosa; estas litologías se encuentran principalmente hacia la base en estratos de 2 a 8 m. Hay yeso fibroso, transparente y lechoso que aparece en capas, rellenando vetillas e inyectado en algunos horizontes; en algunos lugares está plegado en estructuras intracapa. El yeso abunda hacia la cima de la unidad, observándose capas con espesores de hasta 2 m. También afloran horizontes tobáceos. Las capas de la formación Mequitongo están intercaladas en su base con capas de conglomerado pertenecientes a los lechos rojos Tilapa, y son cubiertas discordantemente por el conglomerado Teotitlán y por rellenos aluviales. Su ambiente de depósito se infiere como lacustre somero y fluctuante. Considerando las cotas de los afloramientos es posible estimar un espesor mínimo de entre 100 y 120 m para esta unidad. El fechamiento isotópico en una muestra de la toba intercalada en la secuencia dio una edad de 50.2 ± 1.4 Ma (K-Ar en biotita, Tabla 1). Esta roca piroclástica es de color verde, con constitución arenosa, deleznable, poco densa y con algo de caolinización; al microscopio petrográfico se observa con textura hipocristalina y seriada, con cristales anédricos de cuarzo (35%) y sanidino en parte intercrecido con cuarzo (15%), biotita pleocróica y subédrica (5%), hornblenda (5%) y plagioclasa (5%) subédrica, tiene matriz vítrea (35%), opacos anédricos y apatita; en general los cristales están fracturados (angulosos a subangulosos) y se observa algo de alteración sericítica en algunos cristales de biotita y hornblenda, así como cloritización; la matriz está levemente carbonatada. Con base en la fecha obtenida y en su posición estratigráfica se asigna a la formación Mequitongo una edad cercana al límite Eoceno temprano a medio.

Conglomerado El Campanario (Eoceno medio – Oligoceno temprano)

Esta unidad aflora a 6 km al norte de Calipan, en el cerro El Campanario y a lo largo del flanco poniente del Cordón Tecachil. Es un conglomerado polimítico con clastos de caliza y caliza con pedernal (20–25%), arenisca (5–10%), andesita (5%), roca granítica (5%), clastos de otro conglomerado (5%) y micaesquisto (2–5%), soportados por una matriz areno-arcillosa. Los clastos son angulosos a subangulosos con tamaños que varían entre 10 y 15 cm; algunos alcanzan los 50 cm. El conglomerado está mal clasi-

ficado y generalmente litificado, con capas basculadas hasta en $\sim 30^\circ$. Su contacto inferior es transicional con los lechos rojos Tilapa y también sobreyace en discordancia angular al conglomerado Cerro Colorado y a la Formación Chivillas; es cubierto discordantemente por el conglomerado Teotitlán y por el relleno aluvial (Figura 2, sección D-D'). Con base en las cotas de sus afloramientos se puede inferir un espesor mínimo de entre 450 y 500 m. Tratando de establecer la edad de los conglomerados Cerro Colorado y El Campanario se realizaron análisis palinológicos y sólo se encontró material de estudio en la segunda unidad. El conglomerado El Campanario proporcionó un conjunto palinológico (ver Apéndice A) cuya abundancia relativa confirma una edad terciaria. Considerando esta información, la posición estratigráfica y el basculamiento en la unidad (producto del pulso p3 descrito más adelante) se le asigna una edad en el intervalo Eoceno medio – Oligoceno temprano.

Andesita San Juan Atzingo (Oligoceno tardío – Mioceno medio)

Los afloramientos de esta unidad se ubican hacia el borde poniente del valle, en su parte centro norte. En la zona aledaña al poblado de San Juan Atzingo se observa a la andesita intrusionando y cubriendo a rocas del Cretácico, así como cubierta por los sedimentos lacustres Altepexi (Figura 2, sección F-F'). Son lavas masivas, con densidad alta, muy fracturadas, de color gris oscuro que intemperizan a tonos ocre-rojizos; por lo general son afaníticas, aunque hay afloramientos con fenocristales de color verde oscuro de minerales ferromagnesianos y otros con cristales tabulares de anfíbol y plagioclasa; se observan también minerales reemplazados por óxidos. Al microscopio petrográfico se distinguen texturas porfídica, pilotaxítica y con agregados glomeroporfídicos; la matriz es merocristalina a holocristalina, formada por labradorita y andesina (65–75%). Tiene minerales opacos, posiblemente de magnetita y fenocristales de ortopiroxeno (hasta 20%), olivino (hasta 5%), ambos anédricos, muy oxidados y fracturados. Otros minerales que se reconocen son anfíboles no identificados y biotita que llegan a formar hasta un 5%; como resultado de la alteración se presenta sericita en la matriz y oxidación intensa. El espesor mínimo estimado para esta unidad es de 80 m. No se observan aparatos volcánicos en la zona, por lo que se considera probable un origen fisural. La edad, según su posición estratigráfica, se ubica entre el Oligoceno tardío y el Mioceno medio.

Tabla 1. Edades isotópicas para rocas del valle de Tehuacán.

| Muestra | Long W | Lat N | Mineral | Tipo de Roca | % ^{40}Ar atmosférico | % K | ^{40}Ar radiogénico (ppm) | Edad (Ma) |
|-----------|-----------|-----------|---------|--------------|-----------------------------------|------|---------------------------------------|----------------|
| FO-05-381 | 97°21'11" | 18°26'36" | Biotita | Toba | 35.1 | 7.08 | 4.445 | 16.4 ± 0.5 |
| FO-04-20 | 97°04'16" | 18°08'43" | Biotita | Toba | 35.4 | 2.73 | 5.310 | 50.2 ± 1.4 |

La separación mineral la realizaron los autores en el Centro de Geociencias, UNAM. Análisis realizados en Activation Laboratories Ltd.

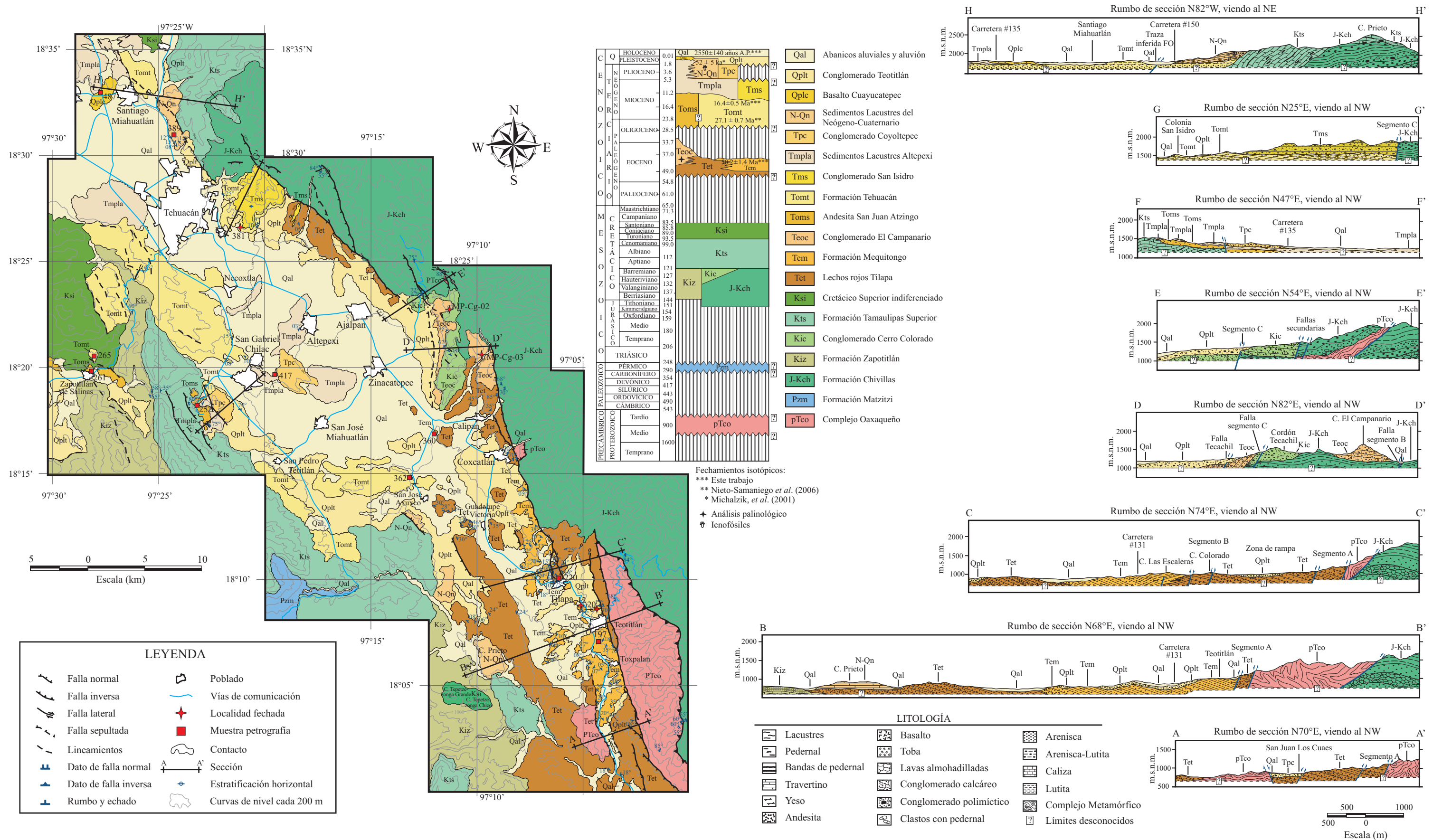


Figura 2. Geología del Valle de Tehuacán.

Formación Tehuacán (Oligoceno tardío – Mioceno medio)

Aguilera (1906) describió una secuencia cretácica de limolita y arenisca que identificó como Formación Tehuacán. Trabajos posteriores señalaron esa formación como terciaria (*e.g.*, Calderón-García, 1956; Hernández-Estévez, 1980). Esta unidad forma el principal relleno del VT. En su parte inferior y media tiene capas con estratificación delgada a media de caliza lacustre, arenisca y limolita que intemperizan a un color amarillo, así como lutita amarilla y lodolita verde intercaladas; presenta diferentes grados tanto de disolución como de recristalización y de silicificación. Hacia la cima hay lodolita verde y yeso fibroso con algunos horizontes tobáceos intercalados y es común observar huellas de desecación. La toba se presenta tanto de color verde como blanco, con un grado de compactación variable; es densa, laminar, y tiene huecos producidos por la alteración de minerales; su textura es porfídica, con fenocristales euédricos de biotita y líticos de una roca silícica. En las capas subyacentes a la toba hay enriquecimiento en sílice, aparentemente en forma de pedernal, de color verde y muy duro. No se documentó la base de esta unidad ya que está cubierta por los sedimentos lacustres Altepexi o por los conglomerados San Isidro y Teotitlán.

Su depósito se ha interpretado en un ambiente lacustre (Barrientos-Reyna, 1985), dentro de cuencas endorreicas asociadas a actividad en la FO (Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987). Las concentraciones de sílice en la base de la toba y la laminación y agrupación de cristales en capas, con una orientación que presenta caras planas paralelas a la estratificación, evidencian un depósito subacuoso. Por las cotas de sus afloramientos se considera que tiene un espesor mínimo de 300 m.

Una muestra de toba intercalada en la cima de la unidad dio una edad de 16.4 ± 0.5 Ma (K-Ar en biotita, Tabla 1). La muestra tiene textura porfirítica, matriz criptocristalina félsica con vidrio y opacos (35%), y contiene fenocristales de cuarzo anédrico a subédrico (30%), ferromagnesianos (*¿*ortopiroxeno?) anédricos y alterados (5%), sanidino anédrico (5%), plagioclasa subédrica (5%), biotita tabular subédrica (5%), y líticos angulosos parcialmente oxidados y sericitizados (15%); los productos de alteración son sericita y óxidos, y carbonato de calcio en la matriz; por lo general los cristales están fracturados y rotos. Nieto-Samaniego *et al.* (2006), reportaron una edad de 27.1 ± 0.7 Ma (K-Ar en muscovita) para una toba riolítica intercalada hacia la base de la Formación Tehuacán. Considerando ambas fechas, que son muy próximas a la cima y base del depósito, se asigna a esta unidad una edad que abarca del Oligoceno tardío al Mioceno temprano y se estima que la tasa de sedimentación fue cercana a los 30 m/Ma. Se aprecia que la sedimentación continuó en algunas zonas por encima del nivel donde se tomó la muestra fechada cercana a la cima, lo que hace que la secuencia sea más potente en esos lugares. Considerando que no hay evidencia de variaciones apreciables en el depósito y suponiendo que la tasa de sedimentación fue

uniforme, no podemos descartar que la Formación Tehuacán pudiera alcanzar parte del Mioceno medio.

Conglomerado San Isidro (Mioceno medio a tardío)

Aunque esta unidad ha sido incluida dentro de unidades mayores (Centeno-García, 1988; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001; Eguiza-Castro, 2001), en este trabajo se decidió cartografiarla de forma independiente por su importancia con relación al desarrollo de la FO. La unidad aflora en las inmediaciones de la Colonia San Isidro, ubicada al oriente de Tehuacán. Es un conglomerado mal clasificado, muy compactado, polimíctico y con clastos soportados por matriz. Los clastos son de caliza y caliza con pedernal (35–45%), arenisca de color café-verde (5%) y rojo (5%), granito (2%) y de otro conglomerado polimíctico (2%). Los clastos son subangulosos a subredondeados y varían de 1 a 8 cm, con algunos de hasta 45 cm. Las capas de la unidad tienen una disposición horizontal y sobreyacen a la Formación Tehuacán con una discordancia angular sutil (Figura 2, sección G-G'). Se localiza en una zona de relevo del SNFO. Considerando las cotas de su afloramiento es posible estimar un espesor mínimo de 400 m. Su edad máxima es limitada al Mioceno medio por yacer sobre la Formación Tehuacán y, dado su contacto transicional con esa formación, su edad mínima se considera del Mioceno tardío.

Sedimentos lacustres Altepexi (Mioceno medio – Pleistoceno)

Los sedimentos lacustres Altepexi afloran en los alrededores de Tehuacán, y se observan claramente en el corte de la Carretera Federal #131 (Tehuacán–Oaxaca) en los alrededores de Altepexi (Figura 2). La unidad está constituida por horizontes areno-arcillosos, calcáreos, deleznable, de color café que intemperiza a blanco-amarillo, con textura sacaroide y granos bien redondeados; también tiene capas arcillosas color naranja-amarillo, muy porosas y ligeras. Además hay lodolita verde y capas de grava con clastos de andesita y arenisca. Hacia la cima se presenta un conglomerado poco consolidado, con guijarros de caliza de pocos centímetros y redondeados en una matriz areno-arcillosa, el cual está intercalado con capas arcillosas. Presenta bandas de ónix de color café, que son muy duras pero frágiles. También hay cavidades de raíces de plantas reemplazadas por sulfatos y/o carbonatos, yeso masivo y fibroso, y capas de travertino. En general, presenta estratificación horizontal y porosidad secundaria por disolución. Suprayacen en discordancia angular ligera a la Formación Tehuacán y a la andesita San Juan Atzingo; en la parte superior presenta una variación lateral de facies, cambiando a lodos calcáreos. Es cubierta por el conglomerado Coyoltepec y por el basalto Cuayucatepec. Se infiere un ambiente de depósito continental lacustre somero. Con base en las cotas de sus afloramientos se considera que tiene un espesor mínimo de 80 a 100 m. Por la posición estratigráfica de los sedimentos lacustres Altepexi y considerando que hacia su parte supe-

rior aparecen cambios de facies laterales con intercalaciones con los sedimentos lacustres Villa Alegría, descritos más adelante, se le asigna una edad entre el Mioceno medio y el Pleistoceno.

Sedimentos lacustres del Neógeno – Cuaternario (Plioceno – Pleistoceno)

Dentro de esta unidad se hace una subdivisión para resaltar características distintivas en los diferentes depósitos que la constituyen.

Travertino Cerro Prieto. El travertino Cerro Prieto aflora en el borde poniente del VT, al oeste del poblado Ignacio Mejía en el Cerro Prieto, donde se documentó su contacto inferior. Forma paquetes de más de 30 m de lodo calcáreo (micrita). Son rocas de color rojizo a amarillo que intemperizan a tonos crema, bandeadas, con abundante porosidad secundaria por disolución y presencia de lapiaces; no tiene fósiles ni bioturbación. Forman amplias terrazas horizontales que sobreyacen en discordancia angular a los lechos rojos Tilapa y son cubiertas por el conglomerado Teotitlán. La fuente de los carbonatos parece ser la porción poniente del VT, donde hay potentes secuencias calcáreas cretácicas que fueron expuestas a una fuerte disolución. En el VT, el travertino ha sido considerado como del Plioceno–Cuaternario (e.g., Brunet, 1967; Centeno–García, 1988; INEGI, 1994). Suponiendo una probable correlación entre los travertinos descritos y el travertino de San Antonio Texcala, localizado hacia el surponiente y fechado en 52 ± 5 ka por Michalzik *et al.* (2001; U/Th), y atendiendo también a las relaciones estratigráficas observadas, se ubica a esta unidad en el Plioceno–Pleistoceno.

Sedimentos lacustres Villa Alegría. Esta unidad aflora hacia la parte más septentrional del valle, sobre la carretera Federal #150, a aproximadamente dos kilómetros al norte de Tehuacán. Son rocas de color rojizo y amarillo que intemperizan a tonos crema, están bandeadas, estratificadas y son muy porosas. Es una roca de precipitación formada por micrita, con calcita recristalizada fina y anédrica; no se encontraron microfósiles. En la secuencia hay intercalación de lodolita de color verde. Presenta cambios de facies laterales, reconociéndose la intercalación de travertino en capas finas de color blanco y horizontes conglomeráticos de los sedimentos lacustres Altepexi (Figura 2, sección H–H'). Es cubierta por el conglomerado Teotitlán y aluvión. El ambiente de depósito es continental lacustre, generado por zonas de inundación con aguas saturadas en carbonato. En la unidad se reconocieron icnitas (moldes y contramoldes) de camélidos y de felinos que se presentan de manera aislada (Apéndice B) y en parte rellenas por calcita. La icnoturbación por camélidos muestra impresiones de forma subovalada a semicircular, con marcas de dos uñas separadas en la parte anterior. La icnita de felino tiene bien marcado el cojinete plantar y los cojinetes digitales, los cuales acaban de forma puntiaguda posiblemente indicando la impresión de las garras. Para establecer la edad de esta unidad se consideró la correlación de icnitas reportadas para la localidad

de Tepexi de Rodríguez (Pie de Vaca; Cabral-Perdomo, 1995) localizada a 22 km al W de Tehuacán. Los icnofósiles identificados en esa zona corresponden a huellas de flamencos, de aves zancudas pequeñas, de dos tipos de felinos y de camélidos. Cabral-Perdomo (1995) documentó en dicha región que las dimensiones estimadas para los camélidos que dejaron las huellas corresponderían a las de especies que existieron durante el Plioceno–Pleistoceno y, para las icnitas de felinos, relacionó que corresponden a tamaños de animales que habitaban en el Pleistoceno. Como apoyo a las observaciones descritas por Cabral-Perdomo (1995), hay un reporte de Dugés (1896), quien describió icnofósiles de felinos y aves en la localidad de La Verdolaga en San Juan de los Lagos, Jalisco, México. Aunado a las icnitas reportó restos óseos que relacionó con la especie *Bison*, de tal forma que asignó una edad Plioceno–Pleistoceno a la unidad geológica que contenía esos hallazgos.

Las huellas de camélidos y de felinos reportadas para las diferentes localidades mencionadas son de gran similitud, por lo tanto en este trabajo se utilizan como un posible argumento para correlacionar la edad de las diferentes unidades que presentan las impresiones de huellas. Otros autores apoyaron la edad del Plioceno–Pleistoceno para rocas correspondientes a las unidades icnofosilíferas de Pie de Vaca (e.g., Applegate y Espinosa-Arrubarrena, 1982; Applegate *et al.*, 1984; Pantoja-Alor *et al.*, 1989), pero existen otros trabajos que consideraron una edad más antigua para las mismas rocas (e.g., Eoceno–Oligoceno con base en palinología; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999).

Debido a los diversos puntos de vista acerca de la edad para esas rocas, es difícil correlacionar sólo las huellas para validar la edad de esta secuencia. Por lo tanto, con base en la posible correlación de icnitas, en la posición estratigráfica observada en campo y en la edad documentada por Michalzik *et al.* (2001; 52 ± 5 ka, U/Th) para depósitos de travertino en el VT, se asigna a los sedimentos lacustres Villa Alegría una edad del Plioceno–Pleistoceno.

Conglomerado Coyoltepec (Plioceno – Pleistoceno)

Hay dos afloramientos de poca extensión del conglomerado Coyoltepec. El primero está localizado a un kilómetro al poniente de San Gabriel Chilac donde aparece mal clasificado, medianamente compactado, masivo, con abundantes clastos de andesita y algunos de caliza que varían de redondeados a subredondeados; hay algunos angulosos. El otro afloramiento se ubica en las inmediaciones de Altepexi, donde se presenta con contenido de carbonato de calcio, litificado, mal clasificado, con clastos de caliza gris y blanca, caliza con pedernal, arenisca café y sílice amorfa. Los clastos son subangulosos a subredondeados y de tamaño grueso. En el primer afloramiento está en contacto por falla con los sedimentos lacustres Altepexi y cubierto por el conglomerado Teotitlán; en la zona de Altepexi descansa en discordancia angular sobre los sedimentos lacustres Altepexi y es cubierto por rellenos aluviales. Son depósitos

continentales terrígenos que, en la zona ubicada al poniente de San Gabriel Chilac, se asociaron a una posible falla que los pone en contacto con los sedimentos lacustres (Figura 2, sección F-F'); en la región aledaña a Altepexi no se identifica su fuente, pero en esta zona se debieron depositar en condiciones subacuáticas con aguas saturadas, lo que le dio un carácter carbonatado a la matriz. Considerando las cotas de sus afloramientos es posible estimar un espesor mínimo de 100 m. No se tienen argumentos para asignar una edad esta unidad pero, con base en las relaciones de campo (cubren a los sedimentos lacustres Altepexi), se le estima como del Plioceno–Pleistoceno.

Basaltos Cuayucatepec (Pleistoceno)

La extensión del basalto Cuayucatepec es muy pequeña y sólo se identifica un afloramiento a siete kilómetros al norte de Tehuacán (Figura 2), entre los poblados de Cuayucatepec y Santiago Miahutlán. Es una roca densa, masiva, muy vesicular, de color gris a gris oscuro, melanocrática, con fenocristales prismáticos de piroxeno (subédrico y de color verde). Al microscopio es porfirítica, afieltrada, intergranular y con agregados glomeroporfídicos, es hipocrystalina a holocrystalina, con matriz de plagioclasa acicular subédrica, vidrio y ortopiroxeno (60%); presenta fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno (25%) subédricos y fracturados, así como fenocristales subédricos de olivino (15%); no presenta alteración. Según la clasificación de Streckeisen (1979) corresponde a un basalto. Esta unidad está cubierta por el aluvión y sobreyace a los sedimentos lacustres Altepexi; en el contacto con los sedimentos lacustres se formó una autobrecha y presenta alteración. Con base en las cotas del afloramiento se calcula un espesor mínimo de 20 a 40 m y por su posición estratigráfica se estima una edad del Pleistoceno.

Conglomerado Teotitlán (Pleistoceno)

Centeno-García (1988) llamó informalmente conglomerado Teotitlán a una secuencia poco compactada y masiva que identificó como abanicos aluviales. Éstos se distribuyen a lo largo de todo el VT (Figura 2). Es un conglomerado polimíctico, sin gradación, deleznable y masivo, de color café-rojizo, con clastos de gneis, anfibolita, micaesquisto, andesita, caliza, arenisca y pedacería de sílice amorfa, soportados por una matriz arcillosa; los clastos son subangulosos a subredondeados, algunos angulosos, con tamaños entre 5 mm y 10–15 cm, varios alcanzan los 30 cm y hay clastos de rocas metamórficas que llegan a medir 2 m en su diámetro mayor. En algunas zonas, la matriz presenta enriquecimiento en micas blancas detríticas. Sobreyace discordantemente a las unidades cretácicas y terciarias; sólo los rellenos aluviales y abanicos activos cubren a esta secuencia de gravas. Se considera de ambiente continental terrígeno formado por abanicos aluviales. Por las cotas en sus afloramientos se estima para esta unidad un espesor mínimo de 150 a 200 m y según su posición estratigráfica se ubica en el Pleistoceno.

Abanicos aluviales y aluvión (Holoceno – Reciente)

A lo largo de todo el VT se extiende el relleno aluvial y los abanicos aluviales. El aluvión forma extensas planicies de sedimentos muy finos; los abanicos son depósitos deleznales de gravas soportadas en una matriz areno-arcillosa, de color café claro, que contienen líticos de rocas metamórficas (gneis, anfibolita y micaesquisto) y de lutita; los clastos son subangulosos, algunos angulosos, y tienen tamaños de 10–15 cm con bloques de hasta un metro. Se aprecian horizontes arenosos con estratificación cruzada y capas de sedimentos finos con clastos imbricados. Esta unidad cubre en discordancia angular prácticamente al resto de las rocas del valle y sólo sobreyace concordantemente al conglomerado Teotitlán y al basalto Cuayucatepec. En un abanico ubicado a un kilómetro y medio al NW de Teotitlán se encontró carbón vegetal dentro del depósito. El afloramiento muestreado está en el lecho de un río y mide 3.9 m de altura, de la base a la cima se encuentra lo siguiente: a) capa de 80 cm de clastos gruesos (5 cm, 8 cm, 10 cm y hasta 20 cm) en matriz de arena gruesa; b) capa de 70 cm de arena fina a gruesa; c) capa de 20 cm de arena gruesa y gravas que alcanzan hasta los 10 cm, aunque la mayoría son de 3 a 5 cm; d) capa de 40 cm arena fina a media; en esta capa se obtuvo el carbón que está retrabajado y redondeado, es fino aunque se encuentran pedazos de hasta 1 cm; e) capa de 1.80 cm de conglomerado medio a grueso en matriz arenosa rica en cuarzo; los clastos son preferentemente de rocas metamórficas. Se fechó el carbón por ^{14}C , obteniéndose una edad de $2,550 \pm 140$ años A.P. (Tabla 2). Esta fecha nos aproxima a una edad máxima del depósito, considerándose por lo tanto que los abanicos más jóvenes del valle tienen edades del Holoceno al Reciente.

SISTEMA FALLA DE OAXACA

El sistema falla de Oaxaca (SFO) se ubica en la porción sur de México, dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur (Figura 1a). Este sistema ha sido propuesto como el límite tectónico para los terrenos Zapoteco y Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993). El SFO es polifásico, está constituido por la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), la falla de Oaxaca (FO) y la falla de Donají (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). La ZCO es la primera evidencia de deformación en el sistema; Ortega-Gutiérrez *et al.* (1990) propusieron

Tabla 2. Edad ^{14}C para una muestra de carbón colectada en un abanico aluvial reciente.

| Muestra | Edad de radiocarbono medida | $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ | Edad de radiocarbono convencional |
|----------|-----------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| F0-04-12 | $2,540 \pm 140$ A.P. | -24.4 ‰ | $2,550 \pm 140$ A.P. |

Calibración a 2 sigma: Cal A.C. 990 a 380 (Cal A.P. 2,940 a 2,330). El análisis fue realizado por Beta Analytic Inc. A.C.: antes de Cristo, A.P.: antes del Presente.

que se formó como una cabalgadura producida por la yuxtaposición de los terrenos Zapoteco y Cuicateco en un evento que generó milonitización y fue constreñido por Alaniz-Álvarez *et al.* (1994) al Pérmico – Jurásico Medio. En el Jurásico Medio, hace 165 Ma, se reactivó como falla lateral derecha durante la migración del bloque de Yucatán y la apertura del Golfo de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996). Entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano tuvo actividad como falla normal y exhumó al cinturón milonítico (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). Finalmente se reactivó en el Cenozoico como un sistema de fallas normales (Centeno-García, 1988), originándose las fallas de Oaxaca y de Donají (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

SECTOR NORTE DE LA FALLA DE OAXACA (SNFO)

Geometría y cinemática del SNFO

El SNFO tiene cuatro segmentos formados por fallas de tipo normal, con el bloque hundido al poniente, que forman un arreglo en *échelon* izquierdo. Los segmentos se identifican como (Figura 3): Segmento A, se extiende por 20 km, del borde meridional de la Hoja Orizaba (Figura 1b, E 14-6; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001) hasta Tilapa; hacia su parte sur se puede seguir en la Hoja Oaxaca (Figura 1b, E 14-9; INEGI, 1984; González-Ramos *et al.*, 2000) por más de 35 km fuera del área de estudio. El escarpe de falla tiene un desnivel de entre 700 y 800 m en las inmediaciones de Tilapa, donde es muy pronunciado. El segmento B comienza en Tilapa prolongándose por ~25 km hasta las cercanías de Calipan; el escarpe de falla tiene un desnivel de ~800 m. El segmento C se extiende por 20 a 23 km de Calipan a Tehuacán; su escarpe tiene un desnivel de ~750 m. El segmento D se extiende desde Tehuacán hasta el borde septentrional del área de estudio, tiene una longitud de 20 km y el escarpe forma desniveles de entre 300 y 400 m.

Los segmentos de falla son enlazados por tres relevos: de sur a norte se distingue el primero en la zona de Tilapa (rampa Tilapa), el segundo al N-NW de Calipan y al oriente de Zinacatepec (rampa Calipan), y el tercero al oriente de Tehuacán (relevo Tehuacán). La rampa Tilapa une los segmentos A y B (Figura 3), ambos orientados al NNW. En el bloque del bajo del segmento A afloran gneis y esquistos, presumiblemente del Complejo Oaxaqueño, y en el del segmento B aflora la Formación Chivillas; en el bloque hundido de ambos segmentos aflora la cubierta cenozoica. En la zona de erosión de la rampa está expuesta la Formación Chivillas y en el abanico de la rampa los lechos rojos Tilapa de edad eocénica (Figura 2). La rampa Calipan une al segmento B de rumbo NNW con el segmento C de rumbo NW (Figura 3). En el bloque del bajo de ambos segmentos de falla aflora la Formación Chivillas y, en el de techo, la cubierta cenozoica; en la zona de erosión aflora la Formación Chivillas, pero se interpreta que hubo rocas

de la Formación Tamaulipas Superior, ya que las calizas de dicha unidad son los principales constituyentes del conglomerado El Campanario, asociado al depocentro de la rampa. En el relevo Tehuacán se traslapan los segmentos C y D (Figura 3), ambos orientados al NW. En el bloque del bajo de estos segmentos aflora la Formación Chivillas y, en el del alto, rocas cenozoicas. Dentro del relevo aflora la Formación Chivillas y hay un depocentro que contiene al conglomerado San Isidro, el cual se asocia al segmento trasero del relevo. No se observa rampa. El conglomerado San Isidro es miocénico y tiende a ser horizontal, las capas subyacentes están basculadas ~10° al N, lo que hace suponer una rotación sobre un eje horizontal asociada a la actividad del segmento trasero del relevo.

En el área de estudio se observa que los relevos representan distintos estadios de desarrollo. La rampa Tilapa es un relevo enlazado (Soliva y Benedicto, 2004; Hus *et al.*, 2005), es decir, tiene un grado avanzado de desarrollo. Según su morfología se interpreta que las fallas se unen propagándose del segmento trasero al frontal y que este último se tornó inactivo en su terminación meridional (*upper-ramp breach* de Crider, 2001). La rampa Calipan es un relevo enlazado y comenzó a desarrollar estructuras secundarias, observándose fracturamiento a través de la rampa, el cual, junto con la actividad de la falla Tecachil, no permitieron reconocer de manera inequívoca la zona de enlace para el relevo, aunque por su morfología se interpreta que se une por la parte alta de la rampa (Figura 3). El relevo Tehuacán es un relevo abierto, siendo esto un posible indicador de su estado inmaduro, y es en este relevo donde se forma el depocentro más joven asociado al desarrollo del sistema de falla. El VT se hizo más profundo hacia su porción septentrional, lo cual se evidencia por la exposición del Precámbrico al sur del valle (menor hundimiento) y por estar sepultados los depósitos de lechos rojos paleógenos hacia el norte, donde fueron cubiertos por sedimentos más jóvenes (mayor hundimiento). Si se considera además que teóricamente los relevos abiertos representan una etapa incipiente durante el desarrollo del enlace de los segmentos de falla y que los relevos enlazados representan una etapa media en el proceso de enlace (Peacock y Sanderson, 1991; Trudgill y Cartwright, 1994; Soliva y Benedicto, 2004; Hus *et al.*, 2005), entonces lo que se observa en el VT indica una migración del fallamiento del S al NW.

Fases de deformación cenozoica en el SNFO

La deformación que antecede a la extensión cenozoica es un evento compresivo asociado a la orogenia Laramide. En el VT esa orogenia está indicada por una discordancia entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. La unidad Cretácico Superior indiferenciado (¿Turoniano–Santoniano?) indica la edad máxima del evento contráctil, y los lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano a medio) su edad mínima. En la región aledaña al VT se ha reconocido que la orogenia Laramide tiene un transporte tectónico al E-NE (Meneses-Rocha *et al.*, 1996; Martínez-Amador *et al.*, 2001; Eguiza-Castro,

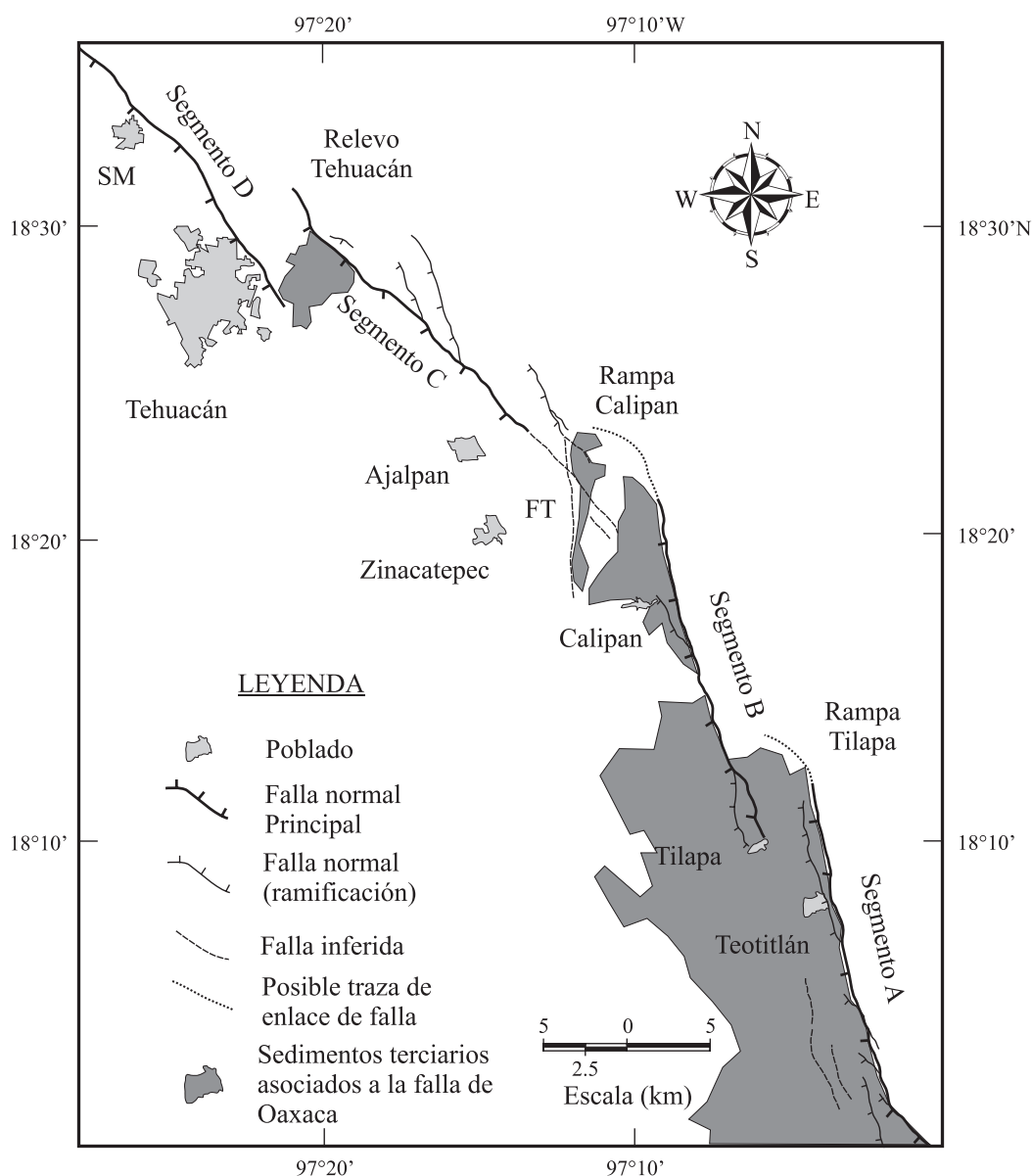


Figura 3. Esquema de los segmentos que forman el sector norte de la falla de Oaxaca y zonas de relevo de falla. SM: Santiago Miahuatlán; FT: Falla Tecachil. Las regiones en gris oscuro marcan la zona de depósitos terciarios relacionados con la actividad de fallas.

2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) y que esa deformación generó fallas inversas y ejes de pliegue con rumbo preferente N-NW. Dichas estructuras, así como eventos de fallamiento anteriores, han servido como planos de debilidad a través de los cuales se liberó deformación con diferentes intensidades generando la FO (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997).

Al finalizar la deformación contráctil comenzó el evento de extensión en el VT, el cambio en el régimen de deformación tuvo lugar a finales del Paleoceno o al inicio del Eoceno. En escala regional, al régimen de acortamiento le sucedió trascurrencia con alargamiento al NW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Las primeras etapas del desarrollo del SNFO, con el progresivo levantamiento de la Sierra

Mazateca y el hundimiento de la cuenca (VT), pudieron haber tenido lugar bajo ese régimen. El primer registro y marcador de la edad mínima de la formación del VT está dado por los lechos rojos Tilapa y la formación Mequitongo (Eoceno temprano a medio).

En el SNFO se reconoció una fase de deformación cenozoica con cuatro pulsos (p1, p2, p3 y p4), los cuales registran el desarrollo del sistema. El pulso p1 es el inicio de la extensión (Eoceno temprano), durante el cual comenzó la actividad de los segmentos A, B, y C que está indicada por el depósito de los lechos rojos Tilapa, continuando durante el depósito de la formación Mequitongo. Si consideramos el espesor de esos depósitos como una aproximación de la subsidencia en la cuenca durante este pulso, tenemos

un hundimiento de ~320 m. El pulso p2 ocurrió durante la progresión de la deformación en el SNFO; durante este pulso se formaron las rampas de relevo Tilapa y Calipan. El conglomerado El Campanario (Eoceno medio – Oligoceno temprano), ubicado en el depocentro, es registro de dicho pulso y marca su edad mínima de ocurrencia. Considerando su espesor podemos aproximar una subsidencia en este pulso de 500 m ocurrida entre 50.2 y 27 Ma, que son las edades obtenidas para la formación Mequitongo y la base de la formación Tehuacán, respectivamente, lo que da una tasa de subsidencia de 20 m por millón de años (0.02 mm/año). El pulso p3 está evidenciado por el basculamiento fuerte que tienen las unidades eocénicas (lechos rojos Tilapa, formación Mequitongo y conglomerado El Campanario), las cuales alcanzan los 30° de inclinación. Aunado al basculamiento, p3 también está indicado por un *hiatus* que se interpreta como una discontinuidad producida por un cambio en el nivel de base regional. El p3 abarcó del Eoceno tardío a la base del Oligoceno tardío. El pulso p4 también es parte del crecimiento del SNFO; durante este pulso se formó el relevo Tehuacán y está indicado por el cambio de facies en la Formación Tehuacán, que va de sedimentación lacustre a un depósito potente de conglomerado de aproximadamente 400 m de espesor, denominado conglomerado San Isidro (Mioceno medio a tardío). Con base en el basculamiento de la subunidad denominada sedimentos lacustres Villa Alegría y en la posición estratigráfica del conglomerado San Isidro se interpreta que p4 fue activo del Mioceno temprano hasta el Pleistoceno. La subsidencia ocurrida durante el pulso p4 debe ser próxima a 700 m, considerando los espesores de la formación Tehuacán y el conglomerado San isidro, y ocurrió en un lapso de aproximadamente 25 Ma, lo que da una tasa de subsidencia de 28 m por millón de años (0.028 mm/año).

Si sumamos los espesores de las unidades sedimentarias terciarias que rellenan la semifosa de Tehuacán, más el desnivel que forma el escarpe de falla, tenemos un hundimiento superior a los 2,200 m, ocurrido en un lapso de *ca.* 50 Ma.

Modelo de crecimiento de la falla de Oaxaca

Los segmentos de falla que forman el SNFO tienen dos direcciones preferentes: A y B con rumbo NNW mientras que C y D tienen una dirección NW (Figura 3). Esta configuración y la migración de la deformación hacia el NW documentada en este trabajo, muestra que el SNFO evolucionó como una zona de falla normal con una pequeña componente de cizalla derecha. Si se consideran válidos los regímenes tectónicos regionales propuestos en la literatura (*e.g.*, Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004; Serrano-Durán, 2005; Nieto-Samaniego et al., 2006), es posible que la dirección de alargamiento principal haya estado orientada hacia el NW durante el Eoceno–Oligoceno (deformación en segmentos A y B; rampa Tilapa) (Figura 4a), y hacia el NE (segmentos C y D; relevo Tehuacán), durante y posterior al Oligoceno (Figura 4b). Se desconocen las magnitudes de desplazamiento para las componentes que deformaron este sector de la falla, por lo tanto no se pudo calcular una dirección exacta para la máxima extensión, pero las direcciones estimadas son coherentes con la deformación regional reportada para diferentes zonas del sur de México.

La FO se puede dividir tentativamente en tres sectores: meridional, de Miahuatlán a Oaxaca; centro, de Oaxaca a la zona de Tecomavaca–Teotitlán; y septentrional, del sur de Teotitlán al norte de Tehuacán. De la zona de falla

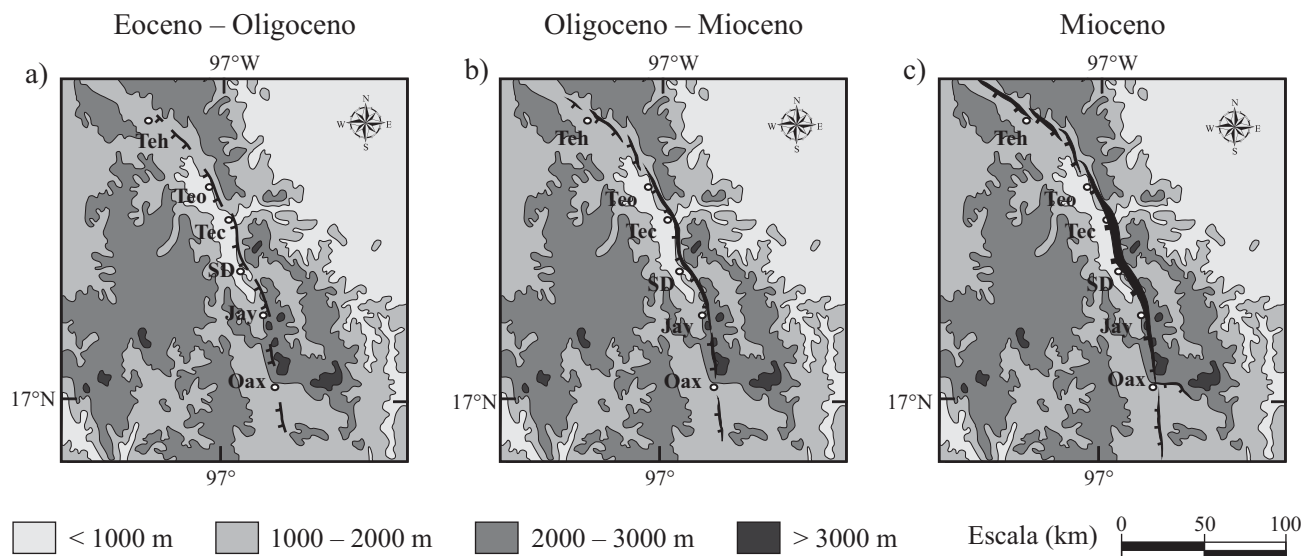


Figura 4. Interpretación esquemática del inicio y propagación de la deformación en el SNFO. a) Eoceno–Oligoceno, b) Oligoceno–Mioceno y c) Mioceno. Teh: Tehuacán; Teo: Teotitlán; Tec: Tecomavaca; SD: Santiago Dominguito; Jay: Jayacatlán; Oax: Oaxaca. I Sector sur, abarca de Oaxaca hacia el sur; II Sector centro, abarca de Oaxaca a Teotitlán; III Sector norte, abarca de Teotitlán a Tehuacán.

ubicada entre Oaxaca y Tehuacán, la región comprendida entre los poblados de San Juan del Estado y Tecomavaca es la zona con los escarpes más jóvenes y pronunciados; Nieto-Samaniego *et al.* (1995) documentaron desplazamientos verticales de hasta 1,800 m y Centeno-García (1988) de 1,700 m.

Con la configuración de la FO en la zona comprendida entre Oaxaca y Tehuacán, de manera general se puede suponer que el sistema crece de un centro común ubicado en la región de San Juan del Estado y Tecomavaca, propagándose hacia sus extremos, al sur hacia Oaxaca y al norte hacia Tehuacán (Figura 4). En la zona de Tehuacán, la deformación más joven se documenta para el Mioceno medio a tardío (depocentro San Isidro en relevo Tehuacán y basculamiento de lacustres Villa Alegría), mientras que para la deformación más joven en la porción aledaña a la ciudad de Oaxaca se estimó una edad del Mioceno medio (Wilson y Clabaugh, 1970) y del Mioceno–Pleistoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Estos periodos de actividad son asignados por la relación que tienen las fallas cortando a la Formación Suchilquitongo.

Aunado a esos datos, y a reserva de confirmar periodos activos de la falla y su mecanismo de propagación en los sectores centro y sur, la información de este trabajo permite interpretar que la migración del sistema cenozoico se da a partir de un centro común, ahora con la mayor deformación acumulada, migrando hacia sus extremos con fallamiento más joven y de menor magnitud, y que el sistema se desarrolla formando relevos de falla.

DISCUSIÓN

Para la deformación cenozoica en el sur de México se han postulado dos eventos regionales de cizalla horizontal (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Uno de ellos, con acortamiento horizontal NE-SW (alargamiento NW-SE), migró de poniente a oriente y es caracterizado por fallas preferentemente laterales y edades que abarcan del Eoceno al Oligoceno temprano en la parte occidental y del Mioceno al Reciente en la parte SE en la costa sur de México. El otro evento formó fallas normales y laterales, produciendo un alargamiento horizontal NE-SW y afectando la mayor parte del centro y norte del sur de México durante el Oligoceno–Mioceno. El inicio de la deformación cenozoica en el SNFO es contemporáneo con el evento transcurrente con acortamiento NE-SW (Figura 5a y 5a'). En el SNFO, el registro de la extensión comienza a principios del Eoceno. Los primeros depósitos sedimentarios asociados a dicha extensión formaron cuerpos elongados orientados al NNW-NW, y las estructuras asociadas tienen rumbo NNW. La ubicación de los sedimentos más antiguos en el SNFO sugiere que la deformación comenzó en la región entre Cuicatlán y Santiago Dominguillo (Sector Jayacatlán en Centeno-García, 1988) al inicio del Eoceno, o antes (Figura 4). Cabe añadir que, para el sector Jayacatlán, Centeno García (1988) documentó una componente lateral derecha, de tal forma que esa cinemática apoya la interpretación de que existió cizalla horizontal con alargamiento NW en el Eoceno–Oligoceno. En este contexto, el problema sería precisar la edad de inicio de la

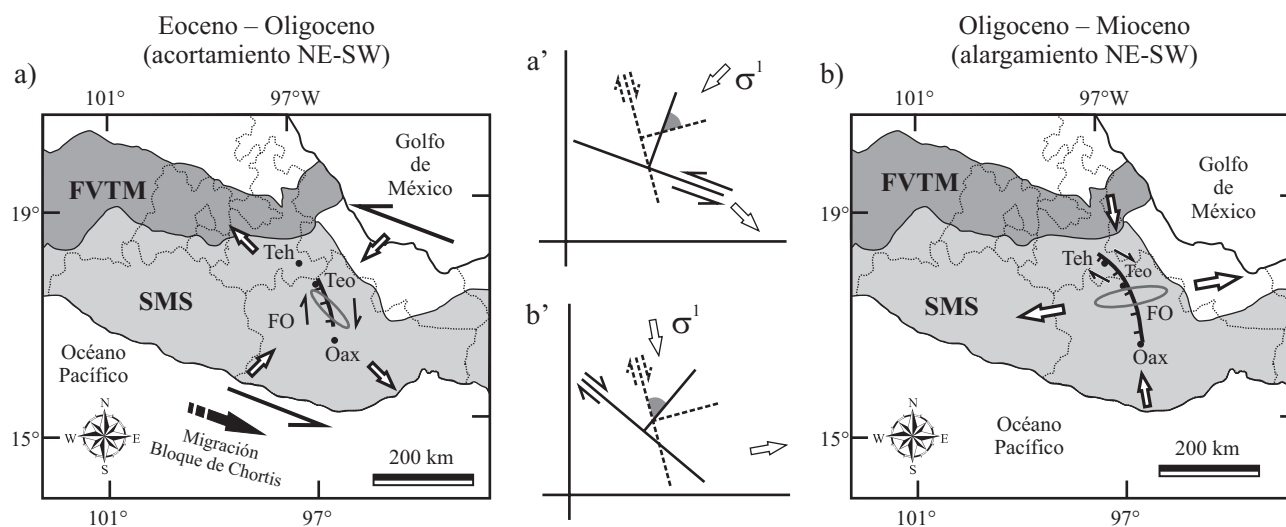


Figura 5. Evolución cenozoica del sistema falla de Oaxaca. Las figuras a y b muestran el comportamiento regional del campo de deformación y los esquemas a' y b' las direcciones posibles del esfuerzo compresivo máximo. a: Campo de deformación que actuó en el Eoceno–Oligoceno, cuando inició la falla de Oaxaca. El sistema de fallas se originó en cizalla horizontal con alargamiento al NW-SE, indicado por las flechas claras y la elipse. a': Dirección promedio de las estructuras mostradas en (a); la línea sólida (S70°E) representa la orientación probable para una zona de cizalla izquierda paralela a la costa y la línea discontinua (~N15°W), la zona de falla de Oaxaca donde se espera una cizalla derecha. La zona gris entre las líneas ortogonales a los planos muestra las orientaciones posibles para el esfuerzo principal compresivo máximo, para que la cizalla en ambas estructuras sea compatible. b: Campo de deformación que actuó en el Oligoceno–Mioceno. La falla de Oaxaca continuó propagándose hacia el sur y norte. La falla de Oaxaca en su sector norte cambió a un rumbo NW. La extensión es cercana a la dirección ENE de tal forma que la componente normal es la mayor. b': La línea sólida (~N50°W) muestra la orientación del SNFO y la discontinua (~N15°W) la orientación del sector central; las zona gris indica las orientaciones posibles del esfuerzo principal compresivo máximo que permite una componente de cizalla derecha en ambos sectores.

deformación en el sector Jayacatlán. En ese sector, al igual que entre Santiago Dominguillo y Teotitlán, las estructuras cortan al conglomerado Cuicatlán, ubicado al sur del área de estudio, el cual consiste en depósitos con características litológicas similares a los lechos rojos Tilapa, pero cuya edad es desconocida.

Se ha propuesto que posterior a la cizalla lateral regional con acortamiento NE-SW, ocurrió un cambio de dirección principal de alargamiento, prevaleciendo durante el Oligoceno y el Mioceno un régimen extensivo con alargamiento al NE (Figura 5b y 5b'; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El SNFO refleja este cambio en la dirección de extensión máxima con un cambio de rumbo conforme la estructura se extiende hacia el NW; se muestra también que la dirección de alargamiento máximo se modifica tomando un rumbo al ENE en la rampa Tilapa y el segmento B, y a partir de la rampa Calipan se torna NE.

CONCLUSIONES

Con base en la cartografía y la geometría de las fallas en el VT se reconoció que el SNFO es respuesta a un evento de deformación progresiva que acaeció durante el Cenozoico. Las estructuras formaron un arreglo *en échelon* izquierdo, lo que sugiere el desarrollo del sistema bajo un régimen trastensivo, identificándose una componente mayor de extensión con una pequeña componente lateral derecha. Este evento es posterior a la orogenia Laramide y corresponde al inicio de la formación del valle. Se identificó que la propagación del fallamiento se da por enlaces de falla documentándose dos rampas (rampa Tilapa y rampa Calipan) y un relevo (relevo Tehuacán). Se reconocieron cuatro pulsos de actividad:

p1: Está dado por el inicio de la extensión cenozoica, el cual se estima que ocurre entre el Paleoceno tardío y el Eoceno temprano; los lechos rojos Tilapa (Eoceno tardío a medio) indican el inicio de la sedimentación cenozoica y por lo tanto marcan la edad mínima del evento de extensión.

p2: Ocurre durante la propagación del fallamiento cuando se forman las rampas Tilapa y Calipan, y está indicado por el depocentro que aloja al conglomerado El Campanario (Eoceno medio – Oligoceno temprano).

p3: Este pulso es evidenciado por un fuerte basculamiento de las unidades eocénicas y hay un cambio en el nivel de base regional. Se documentó que sobre el conglomerado El Campanario hay una discordancia que abarca del Eoceno tardío a la base del Oligoceno tardío. Este pulso finalizó con el depósito de la Formación Tehuacán (27.1 ± 0.7 Ma, base; 16.4 ± 0.5 Ma, cima).

p4: Este pulso ocurrió durante la progresión del fallamiento produciendo la interacción de los segmentos de falla que formaron el relevo Tehuacán; el inicio de este pulso está indicado por el abrupto cambio de facies de los sedimentos lacustres de la Formación Tehuacán al conglomerado San Isidro (Mioceno medio a tardío) y continúa hasta el Plioceno–Pleistoceno, ya que los sedimentos lacustres Villa Alegría se encuentran afectados por fallas.

Se trató de demostrar la actividad actual de las fallas en el VT estudiando los abanicos aluviales más recientes, sin embargo, esos depósitos son horizontales y no son cortados por estructuras. En esos abanicos se obtuvo un fechamiento que nos aproxima a una edad de depósito de $2,550 \pm 140$ A.P. La disposición horizontal y la ausencia de fallas nos hacen pensar que la actividad de las fallas en el SNFO no ha sido significativa en los últimos 2,500 años.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está basado en la tesis de maestría presentada por el primer autor en el Centro de Geociencias de la UNAM. Se agradece a los doctores Dante Morán Zenteno, Jorge Aranda Gómez, Rafael Barboza Gudiño y Armando García Palomo por sus comentarios a este trabajo. Se agradece el financiamiento recibido por el CONACyT proyecto 41044-F, y por la Universidad Nacional Autónoma de México proyecto PAPIIT IN102602-3. También agradecemos al Dr. Alexander Iriondo por la asesoría en el separado de minerales para las muestras fechadas y a los técnicos del CGEO Juan Tomás Vázquez, Crescencio Garduño y Oscar Aguilar por su apoyo en la preparación de las láminas delgadas de roca, así como a Manuel Albarrán por su apoyo en el laboratorio de molienda. Las revisiones de Thierry Calmus, Cristina Peñalba y un árbitro anónimo ayudaron a mejorar el manuscrito.

APÉNDICE A. ANÁLISIS PALINOLÓGICO DEL CONGLOMERADO EL CAMPANARIO

Metodología

La naturaleza y composición de los conglomerados implica una mezcla de rocas con edades diferentes, de tal manera que el conjunto de polen-esporas recuperado, si se

incluyen los clastos, indicaría diferentes edades mínimas y máximas. En el caso específico del conglomerado El Campanario, la colecta de muestras en sus afloramientos (MP-Cg-02 y MP-Cg-03; Figura 2) se hizo a una profundidad cercana a un metro, donde se presenta sin intemperismo; los clastos son grandes, lo que permitió su separación mecánica en el laboratorio de palinología y la recuperación exclusiva de la matriz formada de arena y arcilla. La matriz

obtenida (60 g) fue tratada siguiendo la técnica de aplicación de ácido clorhídrico (24 h); ácido fluorhídrico (24 h); acetólisis y montaje con hidroxietil celulosa (HEC) y bálsamo de Canadá.

Resultados

El conglomerado El Campanario está mal clasificado, indicando un evento sedimentario de alta energía con clastos que fueron transportados en una distancia corta, depositados rápida y conjuntamente con las arcillas y arenas que constituyen la matriz. El contexto sedimentológico explica la poca cantidad de kerógeno y la escasez de polen-esporas. Los granos de polen y esporas se comportan como partículas limo-arcillosas que se encuentran en la matriz. Se obtuvieron suficientes granos de polen que permiten restringir la edad de esta unidad litológica. El conjunto palinológico está caracterizado por una flora de aspecto moderno, dado que la mayoría de los taxa presentan alcances estratigráficos muy amplios, hasta el presente, y con una primera ocurrencia (FA) a partir del Paleoceno.

Género *Alnipollenites* Potonié 1932 ex Potonié 1960

(Figuras A1-6 y A1-10)

Especie tipo: *Alnipollenites verus* (Potonié) Potonié 1960.

Este morfotipo aparece ocasionalmente en el Cretácico Tardío de Japón (Takahashi, 1974; Miki, 1977). En Norteamérica, el registro es desde el Cretácico de Canadá a Montana (Felix y Burbridge, 1973; Oltz, 1969), mientras que Elsik (1968) mencionó que aparece en los lignitos del Grupo Wilcox del Paleoceno, en Texas. La primera ocurrencia de este grupo laurásico es posterior en Europa, donde se presenta a partir del Paleoceno tardío (Kruttsch, 1970; Roche, 1973). Es a partir del Mioceno cuando *Alnipollenites* llega a ser muy abundante, tanto en Europa (Potonié, 1931) como en Norteamérica (MacGinitie, 1969).

Género *Betulaceoipollenites* Potonié 1951 ex Potonié 1960

(Figuras A1-8 y A1-12)

Especie tipo: *Betulaceoipollenites bituitus* (Potonié) Potonié 1951 ex Potonié 1960.

Sinónimo de *Trivestibulopollenites betuloides* (Kruttsch, 1970). Existen reportes aislados del Cretácico Tardío de Norteamérica (Jarzen y Norris, 1975) y Japón (Miki, 1977). Se conocen varias formas géneros similares como *Triatriopollenites*, *Tripoporopollenites* y *Casuarinidites*, sin embargo la característica principal de *Betula* es la presencia de vestíbulo, la cual sólo se da en la forma género *Trivestibulopollenites*, que apareció en el Paleoceno temprano (Kruttsch, 1970) y Paleoceno tardío (Gruas-Cavagnetto, 1976) de Europa. Datos moleculares obtenidos por Pia-Jarvinen *et al.* (2004), indicaron una edad eocénica

para las especies americanas de *Betula*. El morfotipo *Betula* fue más frecuente a partir del Oligoceno temprano.

Género *Chenopodipollis* Kruttsch 1966 (Figura A1-13)

Especie tipo: *Chenopodipollis multiplex* (Weyland y Pflug 1957) Kruttsch 1966.

Existen registros fidedignos desde el Paleoceno en Norteamérica (Nichols y Traverse, 1971), pero aún en el Eoceno este taxa fue raro en Estados Unidos (Elsik, 1968) y en Francia (Gruas-Cavagnetto, 1978), alcanzando mayor frecuencia a partir del Oligoceno en Norteamérica (Leopold y MacGinitie, 1972; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga 2006). Para Australia, el primer registro es del Oligoceno (Martin, 1978), y llegó a ser muy abundante a partir del Mioceno, tanto en Europa (von der Brelie *et al.*, 1973), como en África (Demarcq *et al.*, 1976).

Género *Fraxinoipollenites* Potonié 1951 (Wien) ex Potonié 1960

(Figura A1-9)

Especie tipo: *Fraxinoipollenites pudicus* (Potonié 1934) Potonié 1951.

Esta forma de polen originalmente fue descrita como tricolpado (Potonié, 1960), actualmente incluye formas tetracolpadas (Melke, 1976). Aunque existen registros escasos a partir del Paleoceno de Norteamérica (Stanley, 1965) y Europa (Gruas-Cavagnetto, 1976), *Fraxinus* empezó a ser más frecuente a partir del Mioceno en Laurasia (Smiley *et al.*, 1975; Van Campo, 1976).

Género *Graminidites* Cookson 1947 ex Potonié 1960

(Figura A1-5)

Especie tipo: *Graminidites medius* Cookson 1947 ex Potonié 1960.

El registro más antiguo es del Cretácico Tardío, pero todavía en el Paleoceno su registro es muy raro en los conjuntos palinológicos de América (Pares-Regali *et al.*, 1974), África (Salard-Cheboldaeff, 1978) y Australia (Harris, 1965). A partir del Eoceno su registro es más frecuente en África (Kedves, 1971; Salard-Cheboldaeff, 1978), mientras que en Europa tiene su primer registro.

En Norteamérica las primeras ocurrencias son del Eoceno temprano (Elsik, 1968) y sigue siendo escaso en el Eoceno tardío (Tschudy, 1973; Frederiksen, 1980). Según Muller (1981). Este tipo de polen empezó a ser abundante a partir del Oligoceno y Mioceno, lo que comprueba los hallazgos de Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga (1999) para el Oligoceno; aunque para el resto de Norteamérica las praderas se extendieron en el continente hasta el Mioceno (Frederiksen, 1985).

Género *Juglanspollenites* Raatz 1939

Especie tipo: *Juglanspollenites verus* Raatz 1938.

Se encuentra a partir del Paleoceno tardío en Norteamérica

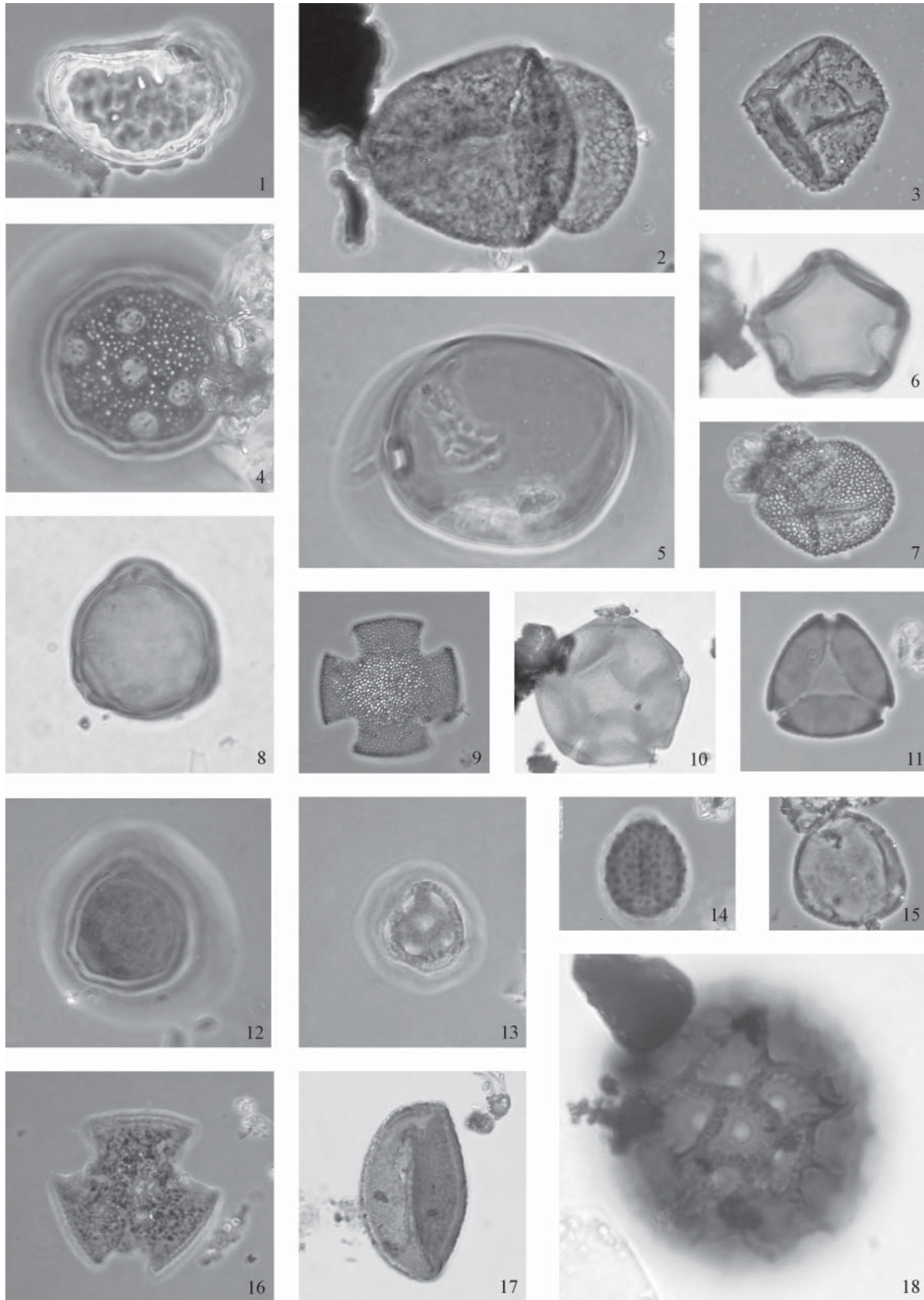


Figura A1. Espora (1) y granos de polen (2 a 18) del conglomerado El Campanario. 1: Polypodiaceae; 2: *Pinuspollenites*; 3: *Cupressus – Juniperus – Taxodium*; 4: *Liquidambarpollenites*; 5: *Graminidites*; 6,10: *Alnipollenites*; 7: *Liliaceae*; 8, 12: *Betulaceoipollenites*; 9: *Fraxinoipollenites*; 11: *Myrtaceidites*; 13: *Chenopodipollis*; 14: *Tubulifloridites*; 15: *Momipites coryloides*; 16, 17: *Quercoidites*; 18: *Kallstroemia*.

(Tschudy y Van Loenen, 1970; Wolfe, 1973; Frederiksen, 1979), alcanzando su plenitud en el Eoceno (Elsik, 1968; Leopold y MacGinitie, 1972). En Europa se presenta desde el Eoceno temprano (Gruas-Cavagnetto, 1978).

Género *Kallstroemia* Scop.

(Figura A1-18)

Kallstroemia es un género actual de la familia Zygophyllaceae, el cual no tiene especie tipo en el sistema parataxonómico. Su registro estratigráfico se presenta en el Plioceno–Pleistoceno, sin embargo tomando en consideración el significado bioestratigráfico del conjunto palinológico, se podría considerar como la primera ocurrencia de este taxón en el Neógeno, ya que esta familia pertenece a orden Sapindales con registros a partir del Mioceno (Muller, 1981).

Género *Liquidambarpollenites* Raata ex Potonié 1960

(Figura A1-4)

Especie tipo: *Liquidambarpollenites stigmosus* (Potonié y Venitz) Potonie 1960.

Los registros más antiguos en América son del Paleoceno (Wolfe, 1973), llegando a ser más abundante en el Mioceno (Traverse, 1955; Graham, 1963). En Europa fue abundante desde el Eoceno (Krutzsch, 1970; Gruas-Cavagnetto, 1978). En México, existen registros a partir del Oligoceno y llegó a ser importante en los conjuntos palinológicos a partir del Mioceno (Palacios-Chávez y Rzedowski, 1993).

Género *Momipites* Wodehouse 1933

(Figura A1-15)

Especie tipo: *Momipites coryloides* Wodehouse 1933.

La especie *Momipites coryloides* está muy extendida en los depósitos Terciarios de Norteamérica y Europa. En México existen varias especies del grupo *Momipites* consideradas índices para el Paleógeno (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006). En el conglomerado encontramos algunos granos de polen pertenecientes al grupo *Momipites*, específicamente *M. coryloides* cuya hemeroteca se extiende del Paleoceno al Mioceno. Habría que mencionar que los géneros *Engelhardia* y *Alfaroa* son árboles que producen este tipo de polen y se encuentran todavía formando parte importante de los bosque de neblina en Nayarit, Oaxaca y Tamaulipas, por lo que se considera que *Momipites coryloides*, puede extender su rango estratigráfico hasta el Holoceno, aunque su mayor abundancia ocurrió en el Paleógeno.

Género *Myrtaceidites* Cookson y Pike 1954 ex Potonié 1960

(Figura A1-11)

Especie tipo: *Myrtaceidites mesonesus* Cookson y Pike ex Potonié 1960.

Esta forma género tiene un registro a partir del Cretácico Tardío en el continente euro-asiático (Krutzsch, 1969) y en

Australia se registra desde el Paleoceno (Martin, 1978). En América del Sur existen reportes para el Maastrichtiano (Van der Hammen, 1954), mientras que para Norteamérica Elsik y Dilcher (1974) lo documentaron para el Eoceno medio. En México su primera ocurrencia es en el Oligoceno (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999) y es más frecuente a partir del Mioceno (Palacios-Chávez y Rzedowski, 1993).

Género: *Pinuspollenites* Raatz 1938 ex Potonié 1958

(Figura A1-2)

Especie tipo: *Pinuspollenites labdacus* (Potonié) Raatz ex Potonié 1958.

Esta conífera se registra ocasionalmente en Norteamérica a partir del Paleoceno–Eoceno (Elsik, 1968; Leopold y MacGinitie, 1972; Srivastava, 1972). El género *Pinus* incrementa su presencia a partir del Oligoceno y particularmente del Neógeno. En México, el género *Pinus* conjuntamente con *Picea* son de las coníferas dominantes en los registros palinológicos a partir del Oligoceno hasta el Pleistoceno.

Género: *Quercoidites* Potonié, Thomson y Thiergart 1950 ex Potonié 1960

(Figuras A1-16, A1-17)

Especie tipo: *Quercoidites henrici* (Potonie, 1931) ex Potonié 1960.

Existen registros a partir del Eoceno temprano de Norteamérica (MacGinitie, 1969), pero alcanzó su abundancia en el Oligoceno (Elsik, 1968; Elsik y Dilcher, 1974). En Europa se ha registrado para el Paleoceno (Gruas-Cavagnetto, 1978) y el Oligoceno (Krutzsch, 1957).

Género *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960

(Figura A1-14)

Especie tipo: *Tubulifloridites antipodicus* Cookson 1947.

Esta forma género ha sido considerada como uno de los primeros registros oligocénicos de la familia Asteraceae en Europa (Hochuli, 1978; Kemp y Harris 1977) y Norteamérica (Leopold y MacGinitie, 1972; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996). Es a partir del Mioceno cuando aumentó la diversidad de polen de asteráceas, así como su porcentaje considerando los conjuntos palinológicos (Muller, 1981).

Conclusiones Palinoestratigráficas

Para la asignación cronoestratigráfica del conjunto palinológico del conglomerado El Campanario se consideraron las hemerotecas de los taxa presentes, desde su primera ocurrencia (F.A.) a su última aparición (L.A.), de tal forma que se definieron amplias hemerotecas que nos indican una edad terciaria. Prácticamente no existen los taxa índice reportados para Norteamérica que pudieran darnos mayor precisión. La mayoría de los taxa identificados

en el presente estudio tiene su primera ocurrencia en Norteamérica durante el Terciario, principalmente a partir del Paleoceno. También habría que considerar en el análisis cronoestratigráfico que cuando un taxón aparece por primera vez en el registro, inicialmente sus frecuencias son muy bajas y esporádicas y posteriormente llegan a ser

abundantes, como es el caso de los géneros o morfotipos *Liquidambar*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Betula* y *Pinus*, lo que se podría considerar como biozonas de apogeo, que sugieran una edad del Oligoceno–Mioceno, pero debido a la carencia de polen índice no se puede descartar una edad anterior a dicho rango (Figura A2).

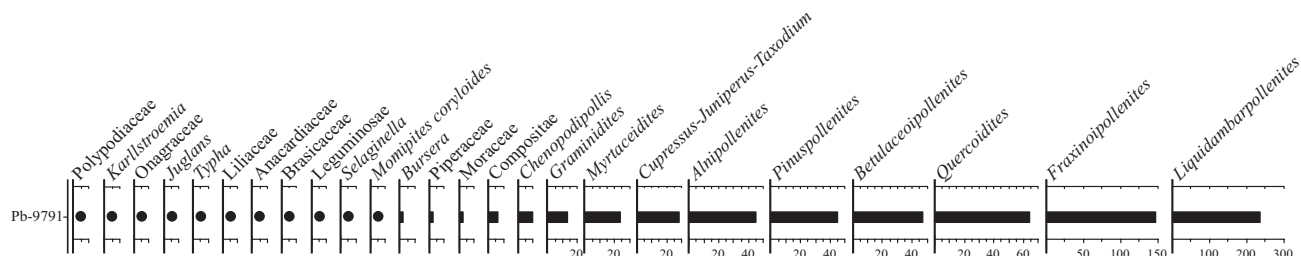


Figura A2. Espectro paleopalinológico del conglomerado “Cerro el Campanario” mostrando las cantidades totales de los taxa recuperados. Los círculos representan cantidades menores a 3 granos de polen.

APÉNDICE B. ICNOFÓSILES

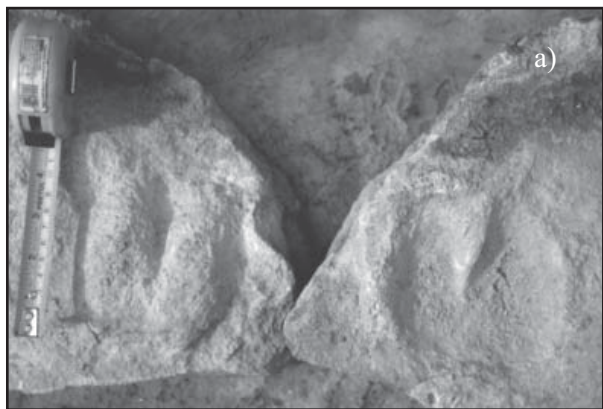


Figura B1. Huella de camélido (a) y de felino (b) encontradas en la los sedimentos lacustres Villa Alegría.

REFERENCIAS

- Aguilera, J.G., 1906, Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya, México, en X Congreso Geológico Internacional, Libro-Guía 7: México, International Geological Congress, 27 p., 1 mapa.
- Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Edad, cinemática e implicaciones tectónicas de los eventos de deformación de la zona de cizalla de Oaxaca, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, tesis de doctorado, 70 p.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1997, Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento; aplicación a la falla de Oaxaca, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juarez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.A., van der Hieden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: Geology, 24(5), 443-446.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco Region, Southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14.
- Alzaga, H., Pano, A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 21(1), 5-15.
- Alzaga, H., Santamaría, D., 1987, Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el prospecto Azumbilla, Puebla: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-3026, 180 p.
- Applegate, S.P., Espinosa-Arrubarrena, L., 1982, Lithographic limestone-like deposits in Tepexi de Rodríguez, Puebla, México, en Espinosa-Arrubarrena, L. (ed.), Field Guide for the Excursion, Society of Vertebrate Paleontology, 42nd Annual Meeting, Mexico

- City: Universidad Nacional Autónoma de México y Society of Vertebrate Paleontology, 39 p.
- Applegate, S.P., Espinosa-Arrubarrena, L., López-Neri, P., 1984, Las calizas litográficas de la Cantera Tlayúa en Tepexi de Rodríguez, Puebla, en *Libreto Guía de la Excursión, VII Convención Geológica Nacional: México, Sociedad Geológica Mexicana*, 83 p.
- Avellaneda-Cordova, R., Guerrero-Suastegui, M., Hernández-Martínez, J. R., Mariscurrena-Guadarrama A. E., 1987, Estudio geológico del área Tehuacán-Ixcaquixtla, Estado de Puebla, México: Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 67 p.
- Barrientos-Reyna, F.A., 1985, Estudio geológico regional de una porción de la Sierra Mazateca, valle de Tehuacán y Sierra de Atzingo: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, tesis de licenciatura, 86 p.
- Brunet, J., 1967, Geologic Studies, en Byers, D. (ed.), *The prehistory of the Tehuacán valley*, v. 1, Environmental and Subsistence: Austin, Texas, University of Texas press, Chapter 5, 66-90.
- Buitrón, B.E., 1970, Equinoides del Cretácico Inferior en la región de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 1-47.
- Cabral-Perdomo, M.A., 1995, Los icnofósiles de vertebrados terrestres del Terciario tardío del área de Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 107 p.
- Calderón-García, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla, en *XX Congreso Geológico Internacional, Libro Guía, Excursión A-11, Estratigrafía del Mesozoico y tectónica del sur del estado de Puebla; Presa de Valsequillo, Sifón de Huexotitlanapa y problemas hidrológicos de Puebla: México, D. F., Congreso Geológico Internacional, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 9-27.
- Carfantán, J.C., 1981, Evolución estructural del suroeste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 5(2), 207-216.
- Carrasco, B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Pue.: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Nota técnica*, 10(3), 78-82.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 156 p.
- Centeno-García, E., Keppie, D.J., 1999, Latest Paleozoic-Early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction: *Tectonophysics*, 301, 231-242.
- Cerca, M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de doctorado, 175 p., 1 mapa.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: Insights from analogue models, en *Grocott, J., Taylor, G., Tikoff, B. (eds.), Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere: Geological Society, London, Special Publication*, 227, 117-140.
- Cookson, I.C., Pike, K.M., 1954, Some dicotyledoneous pollen types from Cainozoic deposits in the Australian region: *Australian Journal of Botany*, 2(2), 197-219.
- Crider, J.G., 2001, Oblique slip and the geometry of normal fault linkage: Mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon: *Journal of Structural Geology*, 23, 1997-2009.
- Demarcq, G., Meón-Vilain, H., Miquel, R., Kujawski, H., 1976, Un bassin paralique Néogène: celui de Skanes-Monastir (Tunisie orientale): *Notes du Service Geologique Tunisie*, 42, 97-147.
- Dugés, A., 1896, Felis fósil de San Juan de los Lagos: *La Naturaleza*, t. II, serie II, 421-423.
- Eguiza-Castro, M.H., 2001, Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, tesis de licenciatura, 84 p.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpositional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, Southern Mexico, and Regional Tectonic Implications: *Tectonics*, 21(3), 1-17.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La falla Caltepec: Raíces de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83-109.
- Elsik, W.C., 1968, Palynology of a Paleocene Rockdale lignite, Milan County, Texas. II. Morphology and Taxonomy (end): *Pollen et Spores*, 10(3), 599-664.
- Elsik, W.C., Dilcher, D., 1974, Palynology and age of clays exposed in Lawrence clay pit, Henry County, Tennessee: *Palaeontographica B*, 146, 65-87.
- Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1998, Late Cretaceous basement uplift and large-scale gravitational tectonics in southern Mexico: A possible reason for anomalous Laramide trends south of the Mexican Volcanic Belt: *Geos*, 18(4), 301.
- Felix, C.J., Burbridge, P.P., 1973, A Maastrichtian age microflora from arctic Canada: *Geoscience and Man*, 7, 1-29.
- Frederiksen, N.O., 1979, Paleogene sporomorph biostratigraphy, north-eastern Virginia: *Palynology*, 3, 129-167.
- Frederiksen, N.O., 1980, Sporomorphs from the Jackson Group (upper Eocene) and Adjacent Strata of Mississippi and Western Alabama: Washington, United States Geological Survey, Professional Paper, 1084, 75p.
- Frederiksen, N.O., 1985, Review of Early Tertiary sporomorph paleoecology: American Association of Stratigraphic Palynologist, *Contribution Series*, 15, 92 p.
- González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L.M., Mota-Mota, S., Araceo y Cabrilla, F.A., Onofre-Espinosa, L., Zárate-López, J., Soto-Araiza, R., 2000, Carta Geológico-Minera Oaxaca, E14-9, escala 1:250 000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Graham, A., 1963, Systematic revision of the Sucker Creek and Trout Creek Miocene floras of southeastern Oregon: *American Journal of Botany*, 50, 921-936.
- Gruas-Cavagnetto, C., 1976, Etude palynologique du Paléogène du Sud de l'Angleterre: *Cahiers de Micropaléontologie*, 1, 1-49.
- Gruas-Cavagnetto, C., 1978, Etude palynologique de le Eocene du bassin anglo-parisien: *Mémoires de la Société Géologique de France, Mémoires, nouvelle série*, 56(131), 1-64.
- Harris, W.K., 1965, Basal Tertiary microfloras from the Princetown area, Victoria, Australia: *Palaeontographica B* 115, 75-106.
- Hernández-Estévez, S., 1980, Excursión geológica al borde noroeste de la paleopenínsula de Oaxaca (Sureste del Estado de Puebla), en *V Congreso Geológico Nacional, Libro Guía: México, Sociedad Geológica Mexicana*, 11 p.
- Hochuli, P.A., 1978, Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys: *Beiträge zur Paläontologie Österreichs*, 4, 1-132.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R., De Batist, M., 2005, Sandbox models of relay ramp structure and evolution: *Journal of Structural Geology*, 27, 459-473.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1994, Carta Geológica Orizaba, E 14-6, escala 1:250 000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Jarzen, D.M., Norris, G., 1975, Evolutionary significance and botanical relationship of Cretaceous angiosperms pollen in the western Canadian inferior: *Geoscience and Man*, 11, 47-60.
- Kedves, M., 1971, Présence de types sporomorphes importants dans les sédiments préquaternaires Egyptiens: *Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 17, 371-378.
- Kemp, E.M., Harris, W.K., 1977, The palynology of early Tertiary

- sediments, ninetyeast Ridge Indian ocean: Palaeontological Association of London, Special Papers Paleontology, 19, 1-69.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications: Precambrian Research, 120, 365-389.
- Krutzsch, W., 1957, Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung: Zeitschrift für angewandte Geologie, 3, 509-548.
- Krutzsch, W., 1969, Taxonomie syncolp(ori)ater und morphologisch benachbarter Pollengattungen und -Arten (Sporae dispersae) aus der Oberkreide und dem Tertiär. I. Syncolp(ori)ate und syncolp(ori)atoide Pollenformen: Pollen et Spores, 11, 397-424.
- Krutzsch, W., 1970, Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs: Jahrbuch für Geologie und Botanik, 3, 309-379.
- Leopold, E.B., MacGinitie, H.D., 1972, Development and affinities of Tertiary floras in the Rocky Mountains, en Graham, A. (ed.), Floristics and Paleofloristics of Asia and Eastern North America: Elsevier Publishing Co., 147-200.
- MacGinitie, H.D., 1962, The Kilgore Flora. A Late Miocene flora from Northern Nebraska: Berkeley, University of California Publications in Geological Sciences, 35(2), 67-158.
- MacGinitie, H.D., 1969, The Eocene Green River Flora of northwestern Colorado and northeastern Utah: Berkeley, University of California Publications in Geological Sciences, 83, 203 p.
- Martin, H.A., 1978, Australian flora and vegetation throughout the Tertiary: evidence from pollen: Alcheringa, 2, 181-202.
- Martínez-Amador, H., Zárate-Barradas, R., Loeza-García, J.P., Sáenz-Pita, R., Cardoso-Vázquez, E.A., 2001, Carta Geológico-Minera Orizaba, E 14-6, escala 1: 250 000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- 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(2), 187-207.
- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2006, Tertiary palynofloristic correlations between Mexican formations with emphasis in dating the Balsas Group, en Vega, F. J., Nyborg, T.G., Perrilliat, M.C., Montellano-Ballesteros, M., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Quiroz-Barroso, S.A (eds.), Studies on Mexican Palentology: Holanda, Springer Verlag, Topics in Geobiology, 24, 19-45.
- Melke, B., 1976, Pliozäne und Altestquärtare Sporen- und Pollenflora von Schleswig-Holstein: Jahrbuch für Geologie, 32, 3-197.
- Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández-de la Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V., 1996, Excursión geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica: México, Petróleos Mexicanos (PEMEX), Reporte interno.
- Michalzik, D., Fischer, R., Hernández, D., Oezen D., 2001, Age and origin of the "Mexican Onyx" at San Antonio Texcala (Puebla, Mexico): Geologische Beiträge Hannover, 2, 79-89.
- Miki, A., 1977, Late Cretaceous pollen and spore floras of northern Japan: composition and interpretation: Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV, Geology and Mineralogy, 17, 399-436.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints: Earth and Planetary Science Letters, 141, 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Sole, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136, 97-119.
- Muller, J. 1981, Fossil pollen records of extant angiosperms: The Botanical Review, 47, 1-142.
- Nichols, D.J., Traverse, A., 1971, Palynology, petrology and depositional environments of some early Tertiary lignites in Texas: Geoscience and Man, 3, 37-48.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12, 1-8.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, 118, 238-252.
- Oltz, D.F., 1969, Numerical analyses of palynological data from Cretaceous and early Tertiary sediments in East Central Montana: Palaeontographica B 128, 90-166.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, 20(3), p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., de la Fuente, M., 1990, Transect H-3, Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico, escala 1:50 000: Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, North American continent-ocean transect program, 9 p., map and sections.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R.C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continental-ocean transition: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, Continent-Ocean Transect Volume, 265-306.
- Ortuño-Arzate, S., Xavier, J.P., Delfaud, J., 1992, Análisis tectono-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 24(1), 11-45.
- Palacios-Chávez, R., Rzedowski, J., 1993, Estudio palinológico de las floras fósiles del Mioceno inferior y principios del Mioceno medio de la región de Pichualco, Chiapas, México: Acta Botánica Mexicana, 24, 1-96.
- Pano, A.A., 1973, Estudio de detalle estratigráfico de las áreas Sierra de Chivillas, Sierra de Miahuatpec, Los Reyes, Mezontla, Puebla y San Sebastián Frontera, Oaxaca, del Prospecto Tehuacán: Petróleos Mexicanos (PEMEX), Reporte Interno, IGPR 107.
- Pantoja-Alor, J., Malpica-Cruz, V., Galguera-Rosas, G., 1989, Geología de los alrededores de la cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla, en Tercer simposio de la Geología Regional de México, Memoria: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 61-69.
- Pares-Regali, M.D.S., Uesugui, N., Santos A.D.S., 1974, Palinología dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil (I): Rio de Janeiro, Boletim Técnico da Petrobras, 17, 177-191.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991, Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: Journal of Structural Geology, 13(6), 721-733.
- Pia-Jarvinen, A.P., Mika L.O., Keinanen, M., Sopanen T., Lascoux, M., 2004, Phylogenetic relationships of Betula species (Betulaceae) based on nuclear ADH and chloroplast matk sequences: American Journal of Botany, 91, 1834-1845.
- Potonié, R., 1931, Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre sporen- und Blütenstaubformen: Braunkohle, 30, 325-333.
- Potonié, R., 1934, Zur Mikrobotanik des eocänen Humodils des Geiseltals: Arbeiten aus dem Institut für Paläobotanik und Petrographie der Brennsteine, 4, 25-125.
- Potonié, R., 1951, Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des mittel-europäischen Tertiärs: Palaeontographica, Abteilung B, 91, 131-151.
- Potonié, R., 1958, Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites (Nachtrage), Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates: Geologischen Jahrbuch, Beihefte, 31, 114 p.
- Potonié, R., 1960, Sporologie der eozänen Kohle von Kalewa in Burma: Senckenbergiana Lethea, B 41, 451-481.
- Roche, E., 1973, Marqueurs stratigraphiques (pollen et spores) du Paléocène et l'Eocène inférieur de Belgique: Academie Royal, Bulletin des Science, 5e serie, 59, 956-969.
- Salard-Cheboldaeff, M., 1978, Sur la palynoflore Maestrichtienne et

- Tertiaire du bassin sédimentaire littoral du Cameroun: Pollen et Spores, 20, 215-260.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: *Tectonics*, 14(5), 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.
- Serrano-Durán, L.M., 2005, Estudio de los enjambres de diques y el fallamiento Terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, República Mexicana: Medellín, Colombia, Universidad EAFIT, tesis de licenciatura, 126 p.
- Silva-Pineda, A., 1970, Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 29, 47 p.
- Smiley, C.J., Gray, J., Huggins, L.M., 1975, Preservation of Miocene fossils in unoxidized lake deposits, Clarkia, Idaho: *Journal of Paleontology*, 49, 833-844.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R., Hames, W.E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: roots of and orogen: *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solari, L.A., Keppie, D.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R., 2004, ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 212-225.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004, A linkage criterion for segmented normal faults: *Journal of Structural Geology*, 26, 2251-2267.
- Srivastava, S.K., 1972, Some spores and pollen from the Paleocene oak hill member of the Naheola Formation, Alabama (U.S.A.): *Review of Palaeobotany and Palynology*, 14, 217-285.
- Stanley, E.A., 1965, Upper Cretaceous and Paleocene plant microfossils and Paleocene dinoflagellates and hystrichosphaerids from northwestern South Dakota: *Bulletin American Paleontology*, 49, 179-384.
- Streckeisen A.L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, 7, 331-335.
- Takahashi, K., 1974, Palynology of the Upper Albian Tonohata Formation of the Miyako Group, northeast Japan: *Pollen et Spores*, 16, 535-564.
- Tolson, G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geobarométricos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 98 p.
- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 111-122.
- Toriz, G.J., 1984, Informe geológico de actualización geológica del prospecto Chapulco-Atzompa: México, Petróleos Mexicanos (PEMEX), reporte interno IGPR 237.
- Traverse, A., 1955, Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont: United States Department of Interior, Bureau of Mines, Report of Investigations, 5151, 1-107.
- Trudgill, B., Cartwright, J., 1994, Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah: *Geological Society of American Bulletin*, 106, 1143-1157.
- Tschudy, R.H., 1973, Stratigraphic Distribution of Significant Eocene Palynomorphs of the Mississippi Embayment: Geological Survey Professional Paper, 743-B, 1-24.
- Tschudy, R.H., Van Loenen, S.D., 1970, Illustrations of Plant Microfossils from the Yazoo Clay (Jackson Group, Upper Eocene) Mississippi: United States Geological Survey, Professional Paper, 643-E, 1-5.
- Van Campo, E., 1976, La flore sporopollénique du gisement Miocène terminal de Venta del Moro (Espagne): Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Diplôme d'Etudes Supérieures de Sciences Naturelles, 54 p.
- Van der Hammen, T., 1954, El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior: *Boletín Geológico de Bogotá*, 2, 49-106.
- Velasco-Hernández, M., Lucero-Arellano, M.R., 1996, Una localidad nueva de la Formación Matzitz en el Río Calapa, límite estatal de Oaxaca y Puebla, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 123-127.
- Von der Brellie G., D.F., Geissert, F., Weiler, H., Weiler, W., 1973, Ein Aufschluss im unteren Bereich der Hydroben-Schichten (Aquitain) beim Bau der Gruppen-Kläranlage "Queichtal", Godramstein bei Landau (Pfalz): *Oberrheinischen Geologische Verein Abhandlungen*, 22, 13-44.
- Weyland, H., Pflug, H.D., 1957, Die Pflanzenreste der pliozänen Braunkohle von Ptolemais in Nordgriechenland I: *Palaeontographica*, B 102, 96-109.
- Wilson, J.A., Clabaugh, S.E., 1970, A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca, *en* Segura, L.R., Rodríguez-Torres, R. (eds.), *Libreto Guía de la Excursión México-Oaxaca*: México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, 120-128.
- Wolfe, J.A., 1973, Fossil forms of Amentiferae: *Brittonia*, 25, 334-355.

Manuscrito recibido: Septiembre 22, 2006

Manuscrito corregido recibido: Marzo 29, 2007

Manuscrito aceptado: Abril 25, 2007