

Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México

Ángel Francisco Nieto-Samaniego^{1,*}, Constanancio Iván Barajas-Gea^{1,2},
Juan Martín Gómez-González¹, Armando Rojas²,
Susana Alicia Alaniz-Álvarez¹ y Shunshan Xu¹

¹ Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Centro de Geociencias,
Boulevard Juriquilla No. 3001, Juriquilla, Querétaro, México, C.P. 76230.

² Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Posgrado en Ciencias de la Tierra,
Boulevard Juriquilla No. 3001, Juriquilla, Querétaro, México, C.P. 76230.

* afns@geociencias.unam.mx

RESUMEN

El graben de Santiaguillo forma la parte noroccidental del sistema regional de fallas San Luis-Tepahuanes, y se encuentra ubicado entre las provincias de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central. En la región del graben de Santiaguillo se identificaron ocho unidades litoestratigráficas, abarcando un rango temporal desde el Eoceno hasta el Cuaternario. La secuencia estratigráfica está compuesta en la base por andesitas porfídicas, la parte media por una secuencia de ignimbritas, depósitos de caída y lavas riolíticas, y la parte superior por lavas basálticas y sedimentos aluviales, lagunares y eólicos. El graben de Santiaguillo está constituido por cuatro zonas con diferentes características estructurales: una zona con fallas normales en disposición asimétrica que originan el semigraben en la parte sureste del área de estudio, una zona con fallas normales dispuestas con una mayor simetría originando un sistema de horst y graben en la parte noroeste del área de estudio, y dos zonas de relevo, uno izquierdo y otro derecho. El desarrollo del graben ocurrió entre el Eoceno medio y el final del Oligoceno, sin embargo actualmente se encuentra nuevamente activo. Para identificar la existencia de sismicidad se instaló una red sísmica temporal, de abril del 2006 a abril del 2007, abarcando el área de estudio. De la actividad sísmica detectada ocho sismos fueron registrados en un mínimo de tres estaciones, cuyas magnitudes de coda (FMag) van de 0.9 a 2.6. El total de sismos localizados por la técnica de monoestación fue de 150, con magnitud de coda entre 0.7 y 4.2. Las localizaciones epicentrales indican que esa actividad sísmica de fondo ocurre tanto en fallas del graben de Santiaguillo como del graben Otinapa-Río Chico.

Palabras clave: tectónica, estratigrafía volcánica, sismicidad, fallas activas, Cenozoico, graben de Santiaguillo, México.

ABSTRACT

The Santiaguillo graben forms the northwestern part of the regional San Luis-Tepahuanes fault system, which is located between the Sierra Madre Occidental and the Mesa Central physiographic provinces. In the region of Santiaguillo graben we identified eight lithostratigraphic units with ages from Eocene to Quaternary. The lower part of the stratigraphic sequence is composed of porphyritic andesites,

the middle is a sequence of ignimbrites, pyroclastic fall deposits and rhyolitic lavas, and the upper part are basaltic lavas, as well alluvial, lacustrine and eolian sediments. The Santiaguillo graben consists of four areas with different structural characteristics: a zone with normal faults in asymmetrical array forming a half-graben located in the southeastern part of the study area; a zone with normal faults forming a horst and graben system located in the northwestern part of the study area; and two relay zones in the central part, a left-relay and a right-relay. The graben developed between middle Eocene and the end of the Oligocene, but it is again currently active. To identify the seismicity in the study area, we installed, from April 2006 to April 2007, a temporary seismic network of short-period stations covering the study area. From the detected seismic events, eight earthquakes were recorded at least in three stations, whose code magnitudes (FMag) range from 0.9 to 2.6. The total number of earthquakes located by using the technique of single-station was 150, with code magnitudes between 0.7 and 4.2. The epicentral locations indicate that the seismic activity occurs in both, the Santiaguillo and Otinapa-Río Chico grabens.

Key words: tectonics, volcanic stratigraphy, seismicity, active faults, Cenozoic, Santiaguillo graben, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El graben de Santiaguillo se localiza sobre un lineamiento de dimensiones regionales constituido por múltiples fallas; dicho lineamiento fue denominado sistema de fallas San Luis-Tepehuanes por Nieto-Samaniego *et al.* (2005) quienes, por su extensión e historia de actividad, lo consideraron una gran discontinuidad cortical. Las fallas cenozoicas reportadas a lo largo de este lineamiento son principalmente de tipo normal, pudiendo identificarse en su porción noroeste tres sistemas de fosas tectónicas de morfología reciente, una de las cuales es el graben de Santiaguillo, objeto de este estudio (Figura 1b).

El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFST) marca el límite entre las regiones norte y sur de la provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC) y forma el límite de la MC con la Sierra Madre Occidental en su porción noroeste (Figura 1a). El sistema de fallas ha sido reconocido desde San Luis de la Paz, en el estado de Guanajuato, hasta Tepehuanes, en el estado de Durango (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las edades de actividad más reciente de las fallas que constituyen el SFST así como del volcanismo afectado por ellas son, en general, del Oligoceno, salvo en su porción cercana a la ciudad de Durango, donde se localiza el campo volcánico de Durango, de edad Plioceno-Cuaternario (Albritton, 1958; Córdoba, 1988; Aranda-Gómez *et al.*, 2003). En esa región aparecen fallas que afectan a las rocas plio-cuaternarias, habiéndose reportado sismicidad histórica (Yamamoto, 1993; García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996; Barajas-Gea, 2008), la cual fue percibida principalmente en poblados localizados hacia los bordes del campo volcánico de Durango (Tabla 1, Figura 1b).

El objetivo de este estudio es reportar información geológica, estructural y sismológica básica, para reconstruir las fases de actividad que ha presentado el graben de Santiaguillo durante el Cenozoico. Para ello se hizo la cartografía geológica del área en escala 1:50,000, poniendo énfasis en identificar y cartografiar las unidades litoestratigráficas cenozoicas del área de estudio, con atención especial en determinar su edad de emplazamiento. También

se reconocieron las fallas principales, las relaciones de corte entre estructuras y unidades estratigráficas, se determinó la cinemática de las fallas y, cuando fue posible, la magnitud de su desplazamiento usando como marcadores las unidades estratigráficas. Adicionalmente se instaló una red sísmica temporal y se procedió a la localización de aquellos eventos que fueron registrados por al menos tres estaciones.

En este estudio presentamos una descripción detallada de las unidades estratigráficas del área con el fin de aportar información que permita delimitar espacial y temporalmente los eventos volcánicos y sedimentarios regionales. Incluimos también datos de las fallas del área estudiada, su interpretación cinemática y un primer reporte de los datos sísmicos registrados por la red temporal que instalamos, para poner a disposición de la comunidad científica información básica para perfeccionar las interpretaciones tectónicas regionales. El graben de Santiaguillo es una estructura sobre la cual hay pocos estudios geológicos; al momento de realizar nuestra investigación contamos con fotografías aéreas blanco y negro en escala 1:50,000, con el mapa geológico de Munguía-Rojas *et al.* (1998), las tesis inéditas de Reyes-Cortés (1976) y Chacón-Cruz (2004), y un estudio de tectónica regional en el que se identificaron algunas de las fallas estudiadas en la presente contribución (Vélez-Scholvink, 1990). Dada la poca información geológica disponible, consideramos que los datos presentados y la evolución estructural aquí propuesta, constituyen un avance sustancial en el conocimiento geológico de la región.

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Dentro del área cartografiada se reconocieron ocho unidades litoestratigráficas de origen volcánico, predominantemente de composición riolítica, a excepción de las unidades ubicadas en la base y cima de la columna que tienen composiciones de intermedias a básicas. Este conjunto de rocas tiene un alcance estratigráfico que va del Eoceno medio (Bartonian) a la parte media del Oligoceno. Se reconoció una discordancia cuyos límites temporales no

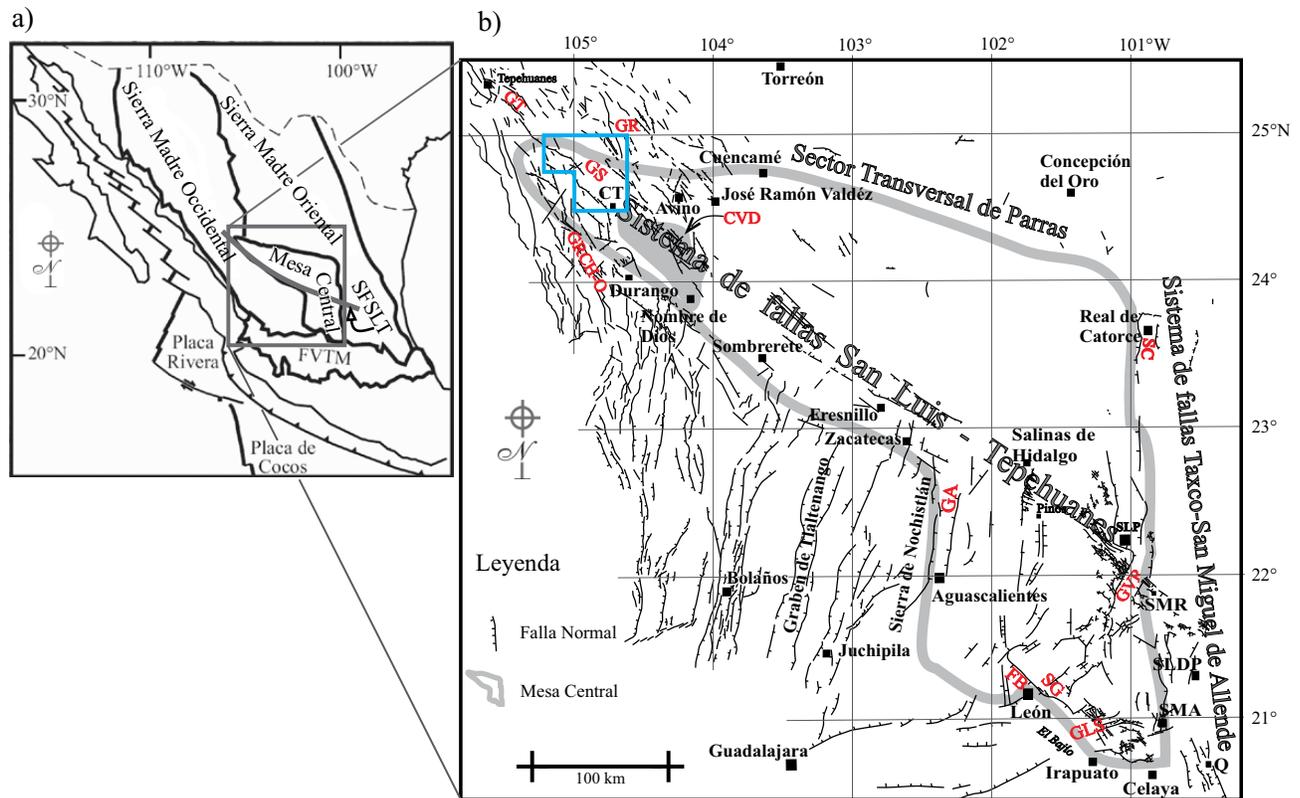


Figura 1. Mapa de localización de las estructuras mayores de la Mesa Central. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana, CT: Canatlán, CVD: Campo Volcánico de Durango, FB: falla del Bajío, GA: graben de Aguascalientes, GR: graben de Rodeo, GRCH-O: graben de Río Chico-Otinapa, GS: graben de Santiaguillo, GLS: graben de La Saucedá, GT: graben de Tepehuanes, GVR: graben de Villa de Reyes, Q: Querétaro, SC: Sierra de Catorce, SFSLT: Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, SG: Sierra de Guanajuato, SLDP: San Luis de la Paz, SLP: San Luis Potosí, SMA San Miguel de Allende, SMR: Santa María del Río. En 1b el recuadro azul indica la ubicación de la Figura 2. Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005.

están determinados con precisión, pero que abarca la mayor parte del Mioceno.

Eoceno

Andesita Coneto (TE₀-Ac)

En este trabajo se da el nombre de *andesita Coneto* a la unidad más antigua del área, formada principalmente por coladas de lavas de composición máfica, de estructura masiva. Los mejores afloramientos de esta unidad están ubicados en la zona aledaña a Coneto de Comonfort (Figura 2). Consiste en una serie de derrames de andesita de estructura masiva, su color cuando está intemperizada es gris verdoso o bien rojo ocre. La textura es principalmente porfídica, aunque en algunas localidades hay lavas de textura afanítica; la matriz está formada de microcristales de plagioclasa, dicha matriz contiene fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm y de piroxeno de hasta 3 mm. En la localidad de Pinos Altos se observaron xenolitos de rocas máficas afaníticas color rojizo de hasta 40 cm (Figura 2). En la localidad de Coneto se observaron vetas de cuarzo y diques máficos emplazados en esta unidad, presentándose alteración argílica en las zonas con mayor densidad de diques y vetas. En el área de estudio

no afloran rocas que descansen bajo la andesita Coneto, pero en regiones aledañas afloran rocas sedimentarias marinas de edad jurásica (Munguía-Rojas *et al.*, 1998). Encima de la andesita Coneto yacen unidades volcánicas piroclásticas, el contacto es muy irregular, ambos tipos de rocas son descritas más adelante. El mayor espesor observado fue de *ca.* 100 m, al poniente de Villa Hermosa.

Swanson (1974), McDowell y Keizer (1977) y Carrasco-Centeno (1978) describen una formación que denominan “Andesita Antigua”, cuya litología es muy similar a la Andesita Coneto, y que ocupa la misma posición estratigráfica. A esa unidad le asignaron una edad de 38.8 ± 0.1 Ma en San Lucas de Ocampo (Carrasco-Centeno, 1978, K-Ar) y de 51.6 ± 1.3 Ma en la Sierra del Registro (McDowell y Keizer, 1977, K-Ar).

En el presente estudio se realizaron dos fechamientos isotópicos, uno de ellos por el método Ar-Ar en una muestra colectada al poniente de Villa Hermosa (Figura 2, NI-27) que arrojó una edad de 35.0 ± 0.6 Ma y el otro por el método U-Pb en zircones, en una muestra colectada en la localidad de Coneto de Comonfort (Figura 2, PLCC-022), obteniéndose una edad de $40.15 +0.35/-0.95$ Ma, que interpretamos como la edad de emplazamiento de la andesita (Tabla 2).

Consideramos que la andesita Coneto está formada por

Tabla 1. Sismos históricos en el estado de Durango.

Año	Mes y día	Localidad	Magnitud	Intensidad	Duración
1787 ^a	Marzo 26 y 27	Ciudad de Durango Real del Oro		Fuerte	
1853 ^a	Diciembre 2	Ciudad de Durango		Fuerte	
1896 ^a	Junio 23	Ciudad de Durango Avino Cuencame		Ligero Fuerte	
1911 ^a	Abril 7	Ciudad de Durango Elota Cavaría Nombre de Dios			5 s, Oscilatorio 6 s, Oscilatorio 5 s, Oscilatorio 3 s, Oscilatorio
1972 ^b	Abril 30 – Mayo 2	Arnulfo R. Gómez	Mc = 1.1 Mb ~ 3.1		6 s
2003 ^c	Julio	Col. José Ramón Valdéz	4.5		

a: García-Acosta y Suarez-Reynoso (1996), b: Yamamoto, (1993), c: Datos obtenidos del Servicio Sismológico Nacional, catálogo en línea <www.ssn.unam.mx>.

el conjunto de rocas de composición andesítica, con alcance estratigráfico Eoceno medio, que yace bajo una potente secuencia de riolitas e ignimbritas de composición riolítica.

Ignimbrita Altamira (TE_o – A1)

Se denomina *ignimbrita Altamira* a dos unidades de ignimbrita con un alto grado de soldamiento, cuyos mejores afloramientos se localizan en el poblado de Altamira (Figura 2). Esta unidad aflora en la parte centro-sur del área de estudio, siendo notable su ausencia dentro del graben de Santiaguillo, ubicado en la parte norte del área de estudio (Figura 2). Con base en el contenido de líticos y grado de soldamiento se pueden diferenciar dos litologías: Un miembro de ignimbrita (A1) bien expuesto en la localidad de Altamira, donde aparece como un depósito masivo, soldado, color rosa oscuro, compuesto principalmente por matriz afanítica con fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita. En la matriz hay pómez a manera de flamas de hasta 8 cm y clastos líticos angulosos de hasta 5 cm que constituyen aproximadamente el 10 % de la roca. Los clastos más abundantes son de rocas máficas afaníticas, aunque también están presentes clastos de rocas metamórficas y rocas sedimentarias, principalmente de caliza. El miembro de vitrófido (A2) es un vitrófido con pocos líticos, con estructuras de flama, presenta muy alto grado de soldamiento y descansa sobre el miembro A1. Se pueden observar buenos afloramientos en los alrededores de Manuel Altamirano y Arnulfo R. Gómez. El color de la roca con intemperismo varía de café oscuro a negro, el depósito es masivo, está compuesta principalmente por una matriz vítrea de textura eutaxítica. Entre un 10% y un 15% del total de la roca está formado por clastos de pómez de hasta 8 cm, cristales abundantes de cuarzo anhedral en tamaños de 1–2 mm, cristales de feldespato de 1–3 mm, biotita de 1 mm (generalmente alterada) y minerales oxidados; es de destacar la presencia de algunos cristales de olivino cuya composición no fue determinada, pero inferimos que se trata de fayalita por encontrarse como fenocristales junto con cuarzo y feldespato potásico.

El contacto inferior de la ignimbrita Altamira es muy irregular con la formación andesita Coneto. El contacto superior es con la formación Los Castillos que cubre al miembro A2. El espesor mínimo del miembro A1 es un poco mayor que 40 m y los espesores del miembro A2 varían de 7 m a un poco más de 40 m. Por ello se estima para la ignimbrita Altamira un espesor máximo cercano a los 80 m.

La ignimbrita Altamira forma relieves bajos, presentando un grado de erosión mayor que el de las unidades que la sobreyacen. También se observa que las capas buzan hacia el Norte, a diferencia de las unidades más jóvenes, cuyas capas buzan consistentemente hacia el Noreste. En el presente estudio se obtuvo una edad K-Ar, en separado de sanidino, de 38.8 ± 1.0 Ma (Tabla 2), ubicando así a la ignimbrita Altamira hacia el final del Eoceno medio (Bartoniano).

Formación Los Castillos (TE_o-Lc)

Se denomina formación *Los Castillos* a la unidad compuesta por una secuencia de ignimbritas con grado de soldamiento de bajo a muy bajo, de color blanco, que tienen como particularidad un alto contenido de cristales de biotita. La localidad de donde toma su nombre es el poblado abandonado de Los Castillos, ubicado tres kilómetros al sur del poblado El Molino (Figura 2), allí tiene un espesor mayor que en las demás localidades, alcanzando 100 m. Esta unidad incluye varias litologías que se describen enseguida:

1) Miembro volcánico-lástico. Consiste de un depósito estratificado de color verde claro, con espesor de 5 m, que está compuesto por capas de espesor de entre 5 y 30 cm, principalmente de ceniza, con clastos subangulosos a subredondeados, líticos rojizos y pocos cristales de feldespato menores que 1 mm; se observan algunos clastos de hasta 6 cm. La estratificación es paralela y los cambios entre capas son graduales.

2) Miembro conglomerático. Sobre el miembro volcánico-lástico se encuentra un depósito estratificado de color rojizo, de aproximadamente 5 m de espesor, formado por

Tabla 2. Edades isotópicas de unidades litoestratigráficas obtenidas en esta investigación para el área de la laguna de Santiaguillo, Durango.

K-Ar	Muestra	Unidad litoestratigráfica	Coordenadas UTM	%K	⁴⁰ Ar radiogénico nl/g	⁴⁰ Ar atmosférico %	Edad Ma
			Norte Oeste				
13R							
	NI-23	riolita Morelos	2765000 578411	5.68	7.042	9.4	32.2±0.8
	CN-21	ignimbrita El Molino	2741915 501945	6.19	7.660	22.4	32.2±0.8
	CN-19	fm. Los Castillos	2737850 501505	5.32	7.300	3.9	35.6±0.9
	CN-24	ignimbrita Altamira	2728012 518502	3.98	5.951	19.4	38.8±1.0
Los análisis para fechamientos K-Ar fueron realizados en separados de Sanidino. La separación mineral se hizo en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, UNAM y el análisis isotópico en ActLabs, de Ontario, Canadá.							
Ar-Ar			13R			Edad Ma	
	NI-27	andesita Coneto	2746810 480275				35.0±0.6
Los análisis para fechamientos Ar-Ar fueron realizados en separados de sanidino. La separación mineral se hizo en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, UNAM, y el análisis isotópico en el laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). La información isotópica se reporta en el Apéndice A (suplemento electrónico 19-1-02).							
U-Pb			13R			Edad Ma	
	PLCC-022	andesita Coneto	2762200 523300				40.15 +0.35/-0.95
Los análisis para fechamientos U-Pb fueron realizados en zircones. La separación mineral y el análisis isotópico se hicieron en el Centro de Geociencias de la UNAM. La información isotópica se reporta en el Apéndice A (suplemento electrónico 19-1-02).							

estratos de 10 a 30 cm, donde se observa comúnmente estratificación cruzada. Está compuesto principalmente por matriz arenosa de color rojizo, los granos son cristales y fragmentos líticos angulosos a subredondeados. La matriz soporta clastos redondeados y subredondeados, de hasta 20 cm de diámetro, polilitológicos de ignimbrita con biotita, andesita porfídica, andesita afanítica, cuarzo y feldespato. El contacto inferior no se observó, y el contacto superior está bien definido por una superficie irregular.

3) Miembro ignimbrito 1. El tercer miembro es un depósito masivo con zonas pseudoestratificadas, medianamente consolidado, de color crema claro en roca fresca y verde claro cuando está intemperizada. Está compuesto principalmente por matriz de ceniza, contiene aproximadamente 20 % de cristales de cuarzo, feldespato y biotita. La matriz soporta fragmentos de pómez de hasta 2 cm y líticos menores a 1 cm. El espesor mínimo es de 20 m, pero no se observó la base.

4) Miembro estratificado. Concordante sobre el depósito anterior se encuentra un depósito estratificado de ca. 30 m de espesor, compuesto por capas de espesor variable, masivas, que llegan a tener un espesor de 1 m, compuestas principalmente por matriz de ceniza de pómez, soportando abundantes fragmentos líticos angulosos de rocas volcánicas máficas, afaníticas, de colores rojizo, gris oscuro y negro, de tamaños generalmente menores a 1 cm, pero que llegan a alcanzar hasta 3 cm. Las capas más delgadas, que van de 1 cm a 20 cm de espesor, están compuestas principalmente por clastos de pómez, angulosos, de hasta 2 cm, se observa un soporte clasto a clasto y la estratificación es paralela. Estas capas alternan con otras de 1 a 10 cm con estratifi-

cación cruzada, compuestas principalmente por matriz de ceniza de pómez de colores rosa y blanco, la cual contiene cristales de cuarzo, sanidino, y en menor cantidad, biotita y ceniza lítica color gris.

5) Miembro ignimbrito 2. Sobre la secuencia de depósitos anteriores se encuentra una roca masiva de aproximadamente 35 m de espesor, compuesta principalmente por una matriz de ceniza de pómez, con cristales euhedrales de biotita muy abundantes, de tamaño cercanos a 3 mm. También contiene cuarzo y sanidino, no se observan líticos. Tiene un color de intemperismo gris verdoso y un color rosa claro a crema en roca fresca.

La formación Los Castillos descansa sobre la ignimbrita Altamira o sobre la andesita Coneto con un contacto erosional y el contacto superior es por discordancia angular pequeña con la ignimbrita El Molino. El espesor total de la formación Los Castillos se calculó en 95 m y se obtuvo una edad K-Ar, en separado de sanidino, de 35.6±0.9 Ma (Tabla 2), ubicándola en el Eoceno tardío.

Oligoceno-Mioceno

Ignimbrita El Molino (TO_G-Mo)

Se denomina ignimbrita El Molino a un conjunto de depósitos piroclásticos que afloran en las cercanías del poblado de El Molino, ubicado aproximadamente a 10 km de Guatimapé. Esta unidad aflora principalmente en la parte Centro-Sureste del área de estudio (Figura 2). En la localidad de El Molino se aprecia como un depósito piroclástico masivo, bien soldado, con fracturas columnares

bien desarrolladas, de color rojizo al estar intemperizada y rosa oscuro en roca fresca. Está compuesta por una matriz afanítica que contiene fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 3 mm, tiene flamas de hasta 6 cm, su textura es eutaxítica, y lo más común es observarla sin líticos, o bien son éstos muy escasos. Solamente al norte de Canatlán (Figura 2) tiene en su base una zona de aproximadamente 15 m con clastos líticos de rocas volcánicas afaníticas color rojizo, de 2 cm de diámetro como máximo.

Los contactos inferior y superior se pueden observar en la localidad de El Molino, en donde la ignimbrita El Molino cubre a la formación Los Castillos formando un ángulo pequeño. El contacto superior también forma un ángulo pequeño con la ignimbrita Canatlán. El espesor en El Molino es de *ca.* 120 m, mientras que en la zona de Canatlán es de 25 m. Se observó que los espesores varían en distancias cortas, lo que interpretamos como la presencia de una topografía abrupta al tiempo de su emplazamiento. La edad isotópica K-Ar en sanidino obtenida para esta unidad fue de 32.2 ± 0.8 Ma (Tabla 2), ubicándola en el Oligoceno temprano.

Riolita Morelos (TO_C-Rm)

Se denomina riolita Morelos a la serie domos y flujos de lava de composición riolítica que afloran principalmente en las cercanías de los poblados de José Ma. Morelos y al noroeste de Nuevo Ideal. En Las Palmas, la roca es una lava cuya parte basal (entre 2 y 8 m) presenta textura porfirítica, matriz vítrea y fenocristales de feldespato euhedrales de color blanco, en tamaños de 1 a 2 mm. Encima de la zona basal pasa a una lava de textura porfirítica de color rosáceo, de matriz afanítica y fenocristales de feldespato y en menor proporción cuarzo. La parte superior presenta estructura en bloques.

En la localidad de Las Palmas, la riolita Morelos presenta un espesor total entre 7 y 15 m. Tanto el contacto superior como inferior son irregulares. Se obtuvo una edad isotópica K-Ar en sanidino de 32.2 ± 0.8 Ma (Tabla 2).

Ignimbrita Canatlán (TO_C-Cn)

Se denomina ignimbrita Canatlán a la secuencia de depósitos piroclásticos y de caída que corresponden a la última etapa de volcanismo explosivo registrada en el área de estudio, y que aflora en los alrededores de Canatlán (Figura 2). En esta unidad se reconocieron cuatro litologías.

Miembro de Ignimbrita 1. En la base de esta formación aparece un depósito con bajo grado de soldamiento, masivo, poco consolidado, compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con pocos cristales de cuarzo y feldespato, la matriz soporta pómez angulosa de hasta 3 cm, el espesor aproximado de esta capa es de 10 m. En la localidad de Charco Largo tiene aproximadamente 20 m de espesor y es de color rosa claro a blanco; allí está compuesto principalmente por una matriz de pómez que contiene además de los cristales de cuarzo y feldespato, minerales verdosos no identificados y obsidiana perlitizada, soporta pómez y líticos

angulosos de hasta 8 cm de color gris y rojizo de textura afanítica, el depósito es poco consolidado, presenta fracturas columnares mal desarrolladas, no se observa gradación.

Miembro estratificado. Cubriendo al miembro de Ignimbrita 1 aparece un depósito estratificado de aproximadamente 8 m de espesor, que está compuesto por capas con alto contenido de clastos líticos alternadas con capas masivas con alto contenido de pómez; las capas ricas en líticos son de aproximadamente 20 cm con soporte clasto a clasto, contienen abundantes líticos angulares de rocas félsicas bandeadas de textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y feldespato, de hasta 7 cm; la matriz es de ceniza lítica. Estos estratos alternan con capas de matriz de ceniza de pómez que soportan líticos angulosos de color rojizo y gris de máximo 1 cm de rocas volcánicas afaníticas, el espesor de las capas varían de 15 a 40 cm. En la localidad de Charco Largo este miembro tiene aproximadamente 10 m de espesor y, a diferencia del descrito en Canatlán, muestra menor contenido de líticos, allí la base es un depósito estratificado de 1 m de espesor, compuesto de capas de 15 cm de pómez soportadas clasto a clasto, que alternan con capas de ceniza de pómez de 5 cm de espesor; la parte media la forma un depósito masivo de 5 m de espesor, compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con cuarzo y feldespato, soportando líticos negros de textura vítrea de 1 cm. En la cima se encuentra un depósito estratificado de 4 m de espesor, compuesto por capas de ceniza de pómez y líticos rojizos y grises, estas capas tienen 1 a 5 cm de espesor.

Miembro masivo. Yaciendo sobre el depósito anterior aflora un depósito masivo color rosa claro a blanco en roca fresca y gris verdoso al estar intemperizado. Tiene aproximadamente 30 m de espesor y está compuesto por matriz de ceniza de pómez con aproximadamente el 10% de cristales de feldespato y cuarzo, la matriz soporta fragmentos de pómez y clastos líticos angulosos rojizos de rocas afaníticas, ambos menores a 1 cm de diámetro. En Charco Largo el espesor es de 20 m y aumenta el contenido y tamaño de clastos líticos, llegando a ser de hasta 10 cm. Los clastos son de obsidiana perlitizada y líticos grises afaníticos.

Miembro de Ignimbrita 2. La parte superior de la ignimbrita Canatlán consiste en un depósito masivo, de aproximadamente 30 m de espesor, bien soldado, de color rosa y fracturas columnares bien desarrolladas. Este depósito está compuesto principalmente por una matriz afanítica eutaxítica de color rosa, con fiammes de menos de 0.5 mm y cristales de feldespato y cuarzo. La matriz soporta clastos líticos angulosos, de color rojizo, de 1 a 3 mm de diámetro. En la localidad de Charco Largo el espesor es de 25 m, los fiammes son de hasta 20 cm hacia la cima, mientras que en la parte media son de 8 cm y de color negro, los clastos líticos son de rocas grises afaníticas de 0.5 a 2 cm y están presentes en todo el depósito.

La ignimbrita Canatlán se encuentra descansando sobre la Andesita Coneto en la localidad de Coneto de Comonfort, mientras que en Canatlán, Cruz Gálvez y El Molino cubre a la ignimbrita El Molino (Figura 2). El

contacto superior se puede observar en la Sierra de Coneto (Puerto Coneto), donde yace bajo la formación riolita Coneto en un contacto muy irregular. El espesor de esta formación es de aproximadamente 80 m. Por encontrarse sobre la ignimbrita El Molino y el contacto muy irregular en su cima le asignamos una edad en el Oligoceno medio a tardío.

Riolita Coneto (TO_c-Rc)

Se denomina riolita Coneto a la unidad litoestratigráfica compuesta por derrames y domos de riolita que afloran sobre las secuencias ignimbríticas. Sus mejores afloramientos se ubican en el camino que cruza la sierra de Coneto, del poblado 11 de Marzo a Coneto de Comonfort. Los afloramientos de esta unidad fueron reconocidos de manera dispersa en toda el área cartografiada, comúnmente aparece a manera de domos y derrames de lava félsica, con estructura fluidal, incluyen zonas de autobrecha y zonas vítreas. La lava es de textura porfídica, con matriz color rosa a gris, contiene fenocristales de cuarzo y feldespato en tamaños que van de 1 a 2 mm. El color de intemperismo es gris verdoso y en roca fresca es gris claro. Es común que presente fracturas columnares y, en la base, zonas de autobrecha de espesor variable. En la parte superior de la unidad presenta bandeamiento de flujo, la lava es de textura afanítica, los escasos fenocristales son de feldespato y cuarzo, el espesor máximo en la sierra de Coneto es cercano a 50 m, aunque alcanza espesores superiores a los 100 m. En los afloramientos de Once de Marzo la roca es félsica, de textura porfirítica, matriz afanítica color crema claro, con fenocristales de 1 a 2 mm de cuarzo anhedral y feldespato euhedral, no muy abundantes. Aproximadamente un 5 % de los cristales son óxidos rectangulares de 1 mm, posiblemente biotitas oxidadas; presenta una estructura bandeada en algunas zonas, las bandas son pequeñas y de color rojo o blanco, mostrando pliegues pequeños de pocos centímetros dentro de la roca. En la localidad de Cieneguitas esta unidad es una lava félsica de color de intemperismo verdoso y gris en roca fresca, es de matriz afanítica y tiene fenocristales de feldespato y cuarzo de 3 mm; también contiene anfíboles en tamaños cercanos a 1 mm. Se presenta muy intemperizada y erosionada, en algunas zonas presenta bandeamiento de flujo. El espesor mínimo estimado allí es de 25 m, pero no se observó la base.

La riolita Coneto yace bajo el Basalto Santa Teresa en discordancia erosional, también la cubren en numerosas localidades sedimentos fluvio-lacustres. El espesor de esta unidad alcanza más de 100 m en la región de Coneto. Dada su posición estratigráfica lo asignamos el Oligoceno tardío-Mioceno tardío, y es correlacionable con la Formación Gamón, descrita por Roldán-Quintana (1968).

Plioceno-Holoceno

Basalto Sta. Teresa (QP_o-Bs)

Se denomina basalto Santa Teresa a la unidad litoestra-

tigráfica formada por aparatos volcánicos y derrames de lava de composición máfica que afloran en la cima de la secuencia volcánica. Esta unidad aflora de manera dispersa dentro del área cartografiada. Consiste en coladas de lavas máficas, con estructura en bloques y en algunos casos masivas, la roca tiene una textura afanítica, la matriz es microcristalina con abundantes cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, en algunos casos la matriz es pilotaxítica y puede contener xenolitos de peridotita de hasta 4 cm. Presenta un color de intemperismo café oscuro a rojizo oscuro, en roca fresca es de color gris oscuro a negro. Esta unidad generalmente aparece rellenando cauces de arroyos y zonas de topografía baja. El espesor es muy variable dada su naturaleza de derrames y la presencia de aparatos volcánicos. El basalto Santa Teresa se puede correlacionar con los derrames de lavas máficas que forman el Campo Volcánico de Durango, descrito por Albritton (1958) y Córdoba (1988), ya que tienen composición similar, contienen cristales de olivino y xenolitos de peridotita, y ocupan la misma posición estratigráfica.

Al ser la unidad de roca más joven del área de estudio, presenta rasgos morfológicos que indican un estado incipiente de erosión y dada la ausencia de suelos o sedimentos recientes que la cubran, consideramos que el basalto Santa Teresa tiene una edad del Plioceno-Cuaternario.

Aluvión y depósitos lacustres (Q-Al).

Se consideran dentro de esta unidad a los depósitos sedimentarios que rellenan las depresiones topográficas dentro del área de estudio. Estos depósitos son de tipo fluvial en las zonas alledañas a los altos topográficos, allí consisten de cantos rodados, gravas y arenas, mientras que hacia las partes centrales de las cuencas de depósito pasan a ser lacustres, formados de limo y arcilla. Chacón-Cruz (2004) analizó dos núcleos obtenidos en zonas alledañas a la laguna de Santiaguillo interpretando parte de estos sedimentos como transportados eólicamente y depositados en un ambiente de *loess*.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Zona SE

En el extremo SE, la estructura dominante es un semigraben que se caracteriza por el desarrollo de una falla principal (Falla F2 en Figura 2), de aproximadamente 25 km de largo, con orientación N45°W, la cual produjo basculamiento hacia el NE en las capas del bloque hundido. El ancho del semigraben es de aproximadamente 15 km y las inclinaciones de las capas varían entre 10° y 25°. Con base en las relaciones de corte entre las unidades estratigráficas y las fallas, la evolución de la zona de semigraben se puede resumir en cuatro etapas:

La unidad estratigráfica que identificamos como anterior al desarrollo del graben es la ignimbrita Altamira de 38.8±1.0 Ma. Dicha unidad presenta mayor grado de

erosión que las unidades que la sobreyacen. En muchos de sus afloramientos buza al NW o SW, orientación que no coincide con el buzamiento general de la secuencia estratigráfica en esa zona (Figura 2). Para desarrollar la asimetría del semigraben, la falla F2 (Figura 2) debió acumular desplazamiento, inhibiendo la propagación en profundidad de las fallas antitéticas del graben (*e. g.*, Contreras y Scholz, 2001). Eso daría lugar a la formación del sistema de bloques inclinados hacia el NE, los que actualmente aparecen en la parte interna del semigraben. La unidad más joven que aparece dentro de los bloques basculados hacia el NE es la formación Canatlán, por lo que sabemos que la individuación y rotación de los bloques fue posterior al depósito de esa unidad, cuya edad es Oligoceno.

Las unidades ignimbrita Altamira, formación Los Castillos, ignimbritas El Molino y Canatlán fueron basculadas y erosionadas intensamente antes del depósito de la riolita Coneto. Esta última unidad aflora hacia la parte central del semigraben. En los afloramientos cercanos al poblado El Progreso, aparece con un basculamiento mínimo, o bien sin basculamiento. También observamos que algunas fallas no afectan a los cuerpos de la riolita Coneto y que los derrames de esta unidad sepultan algunas fallas. Consideramos que el desarrollo principal del semigraben ocurrió antes del emplazamiento de la riolita Coneto y posiblemente de manera sincrónica al emplazamiento de la ignimbrita Canatlán (Figura 2). Obsérvese que los afloramientos de los bloques basculados dentro del semigraben se encuentran hasta muy cerca de la falla principal F2 en la parte sureste de la semifosa, mientras que hacia la parte noroeste de la semifosa, dichos bloques están sepultados bajo el relleno sedimentario. Por esta observación hemos inferido que la magnitud del desplazamiento de la falla principal F2 es mayor en la parte noroeste, alcanzando el desplazamiento máximo en la zona de relevo derecho que limita al semigraben (Figuras 2, 3).

Zona NW

En esta zona las trazas de las fallas principales tienen longitudes aproximadas de 30 km para la falla F4 y de 50 km para la falla F3 (Figuras 2, 3). Aunque dichas fallas se encuentran sepultadas por los depósitos fluviolacustres, inferimos que son las que tienen mayor desplazamiento ya que forman escarpes de entre 600 y 900 m de desnivel y el graben de Santiaguillo alcanza los 30 km de ancho en esa zona (Figuras 2, 3).

La falla F4 corta a la formación Los Castillos, ignimbrita Canatlán y andesita Coneto, y a lo largo de la traza se observa un alineamiento de domos de la riolita Morelos. La falla F3 corta a la formación Los Castillos, la riolita Morelos, la ignimbrita Canatlán y la riolita Coneto. En el camino que cruza la sierra de Coneto se pueden observar fallas normales NW-SE subparalelas a la falla principal F3; sin embargo, se midió una cantidad considerable de fallas laterales en

esa misma zona y se observaron diques máficos de poco espesor. Sobre la traza de las fallas subparalelas al escarpe hay derrames de lavas máficas del basalto Santa Teresa.

Zonas de relevo

Hay dos zonas de relevo, una en cada hombro de la fosa tectónica. La zona de relevo del hombro NE es un relevo derecho (ZR1 en Figura 3) y la zona de relevo del hombro SW es un relevo izquierdo (ZR2 en Figura 3). Ambos relevos son producto del traslape de dos fallas normales. De acuerdo con Hus *et al.* (2005), el desarrollo de los enlaces abarca tres pasos: a) Estado inmaduro; el comienzo y propagación lateral del fallamiento se caracteriza por el desarrollo de fallas aisladas en superficie. b) Estado de interacción; inicia la rampa de relevo, las dos estructuras implicadas en el enlace comienzan a interactuar. Esto sucede cuando en superficie la topografía se inclina y cuando hay una deflexión del rumbo de una falla hacia la rampa de relevo. A este estado también se lo denomina “enlace débil”. c) Estado de enlace; es la culminación del desarrollo del relevo, una de las fallas se propaga hacia la otra y la rampa de relevo se fractura. A este estado también se lo denomina “enlace fuerte.” En el caso que nos ocupa, ambos relevos alcanzaron el estado de enlace fuerte. El relevo ZR1 de la Figura 3 es un relevo derecho con enlace inferior y el relevo ZR2 es un relevo izquierdo con enlace superior (Figura 3D). El número de fallas medidas en las que se pudo determinar la dirección y sentido de movimiento es reducido, por lo que no consideramos pertinente utilizar los métodos de inversión clásicos para determinar paleotensores reducidos de esfuerzos. Con el fin de obtener las direcciones de los esfuerzos principales se utilizó el método descrito en Santamaría-Díaz *et al.* (2008), denominado “diagramas de compatibilidad cinemática”. Ese método es gráfico y compara las orientaciones de las estrías de las fallas medidas en el campo con las direcciones teóricas en un campo de esfuerzos homogéneo, considerando los rangos de desviación inducidos por la forma del elipsoide de esfuerzos. La dirección de máxima extensión en la zona de relevo ZR1 obtenida con los diagramas de compatibilidad cinemática es hacia el NNW-SSE, mientras que la dirección de extensión obtenida de los datos no compatibles con ese sistema de extensión es hacia el ENE-WSW, el cual consideramos representa al sistema regional, ya que corresponde a las direcciones de extensión documentadas en la literatura (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) (Figura 3e).

Etapas de actividad de fallas en el graben de Santiaguillo

1). La primera etapa ocurrió cuando se formaron las fallas principales (F1, F2, F3 y F4, ver Figura 4a). Las fallas inicialmente eran independientes y produjeron una estruc-

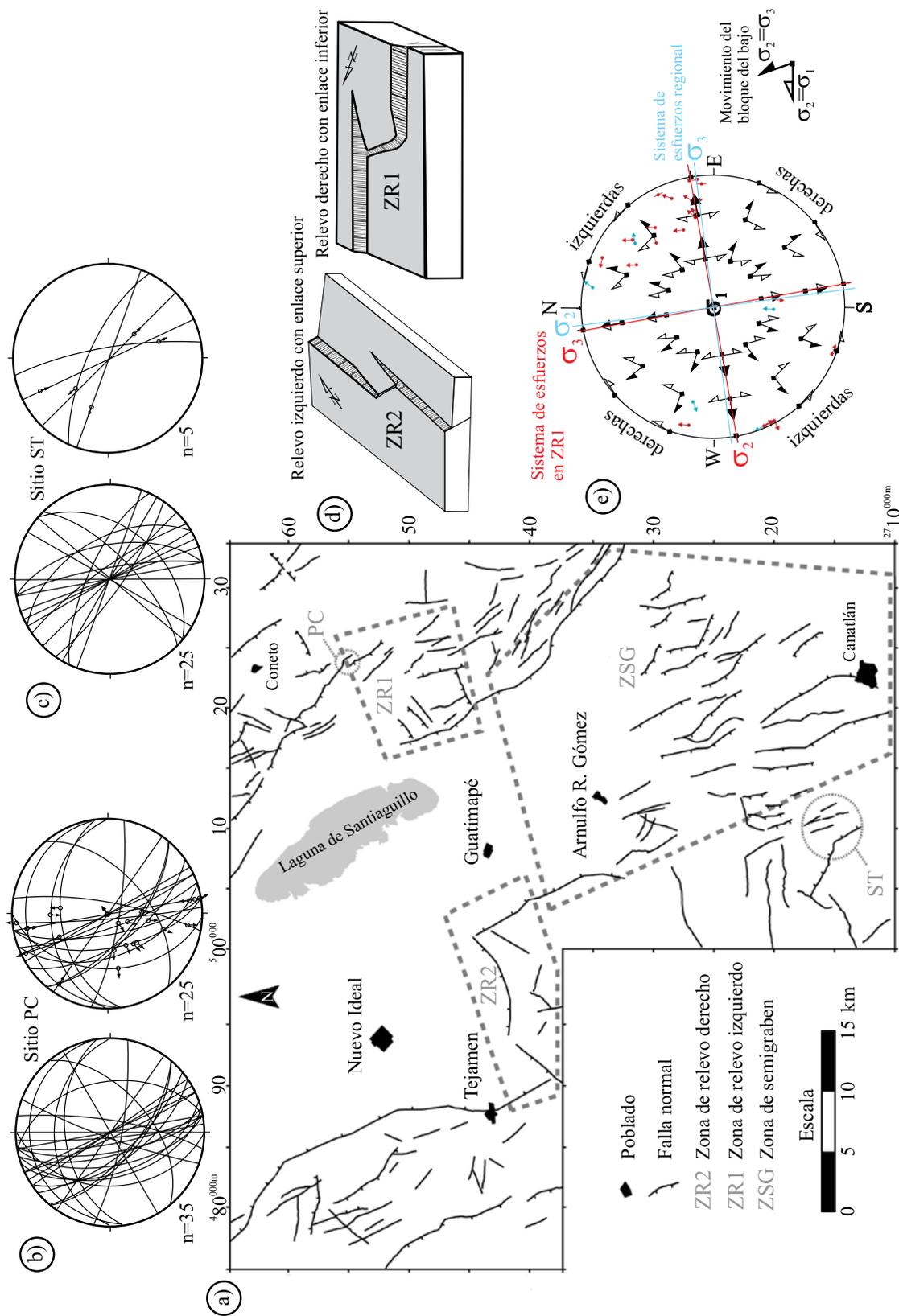


Figura 3. a: Mapa que muestra las fallas cartografiadas en el área de estudio. ZR1 y ZR2 indican las zonas de relevo entre las fallas mayores, PC y ST indican las zonas donde se midieron los planos de falla y estrias que se muestran en los estereogramas en b y c. ZSG indica la zona del semigraben. d: Esquema que muestra la geometría de las zonas de relevo. ZR1 es un relevo derecho con enlace en la parte inferior de la rampa y ZR2 es un relevo izquierdo con enlace en la parte superior de la rampa. e: Diagrama de compatibilidad cinemática con la totalidad de datos de fallas medidos en el área de estudio. Las flechas rojas presentan compatibilidad con un sistema extensional con σ_3 orientado al NNW, el cual interpretamos asociado a la zona de relevo ZR1, mientras que los azules indican un σ_3 orientado al ENE, que coincide en dirección con los sistemas de esfuerzos reportados para zonas cercanas como en Rodeo, Dgo. (Lühr et al. 2001) y el graben de Río Chico (Henry y Aranda-Gómez 2000). Para una exposición completa de la construcción y uso de estos gráficos consúltese Santamaría-Díaz et al. (2008)

tura simétrica, siguiendo su desarrollo por propagación hacia sus extremos, pero sin interactuar entre ellas. Ocurrió posteriormente al depósito de la ignimbrita Altamira de 38.8 ± 1.0 Ma y antes de los 35.6 ± 0.9 Ma.

2). Durante la segunda etapa se continuaron propagando las fallas principales. Inicia la interacción entre las fallas F1 y F4 (Figura 4b), desarrollándose la rampa de relevo ZR2. Esta etapa muy probablemente fue la responsable de la ligera discordancia angular observada entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino. El desarrollo de la rampa de relevo ocurrió después del depósito de la formación Los Castillos (35.6 ± 0.9 Ma) que se encuentra basculada y antes del depósito de la ignimbrita Canatlán, que está horizontal en la zona aledaña a Los Castillos. Durante esta etapa también ocurrió la actividad más importante de la falla F4 (Figura 4b); la formación Los Castillos se encuentra en el bloque del alto dentro del graben, está basculada al SW y está cubierta por la riolita Morelos, cuyos derrames no se aprecian basculados; los domos y centros de emisión de la riolita Morelos se alinean con las trazas de fallas paralelas al hombro oeste del graben (Figura 2), por lo que consideramos que su emplazamiento fue posterior o al final de la actividad de la falla F4. Consideramos que esta etapa queda restringida entre 35.6 ± 0.9 Ma y 32.2 ± 0.2 Ma.

3) En la tercera etapa se desarrolló completamente el semigraben. La actividad en la falla F2 disminuye o termina y la deformación se focaliza sobre la falla F1, adquiriendo la característica asimetría de un semigraben (Figura 4c). Consecuencia de esta etapa es el basculamiento de las ignimbritas El Molino y Canatlán, lo que demuestra que ocurrió en un tiempo posterior al depósito de esta última (Oligoceno temprano) y anterior al emplazamiento de la riolita Coneto (Oligoceno tardío) que sepulta a fallas ubicadas dentro del semigraben. En esta etapa, las fallas F1 y F4 y las fallas F2 y F3 interactúan y continúa el desarrollo de las rampas de relevo (Figura 4c).

4) En la cuarta etapa la zona de relevo ZR1 se desarrolló completamente, formándose las fallas de enlace FE1 (Figura 4d); estas fallas cortan a la riolita Coneto y, por lo tanto, son posteriores a su emplazamiento (Oligoceno tardío). Durante esta etapa también se mantuvo activa la falla F3, la cual corta a la riolita Coneto. No se cuenta con información sobre la deformación durante el Mioceno medio y tardío dada la ausencia de registro litológico de ese lapso. Solamente se sabe que las rocas del Oligoceno tardío fueron afectadas por las fallas y que se tiene actividad sísmica reciente.

Sismicidad local

Una interrogante con la que iniciamos esta investigación es si el sistema completo o algunas de las fallas cartografiadas son activas. Los testimonios sobre sismicidad histórica (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996) sugieren que sí (Tabla 1). La mayoría de las descripciones son muy

generales y en varios de estos eventos se desconoce la ubicación epicentral. Su referencia se hizo en función de la población más grande donde fue sentido el sismo.

La primera evidencia instrumental data de 1972 (Tabla 1). Yamamoto (1993) describe una secuencia de microsismos de abril a mayo de 1972, entre las poblaciones Arnulfo R. Gómez y Canatlán. Dicha secuencia de microsismos se localiza en la zona SE (semigraben), donde aflora el conjunto de bloques basculados al NE, ya descrito (Figura 2). Esta microsismicidad se reportó compuesta por eventos muy pequeños ($-0.09 \leq M_c \leq 1.1$) y someros, con profundidades inferiores a 5.5 km.

Durante las siguientes décadas continuaron ocurriendo otros eventos, la mayoría de ellos percibidos por la población, pero no se tiene precisión sobre su ubicación geográfica debido a que no fueron registrados instrumentalmente. El 29 de julio de 2003, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) registró claramente un evento de magnitud 4.5 en la red nacional. El epicentro fue localizado por el SSN en la parte noroeste del valle de la laguna de Santiaguillo (Figura 5). Dicho evento pasó desapercibido para la mayoría de los habitantes de la zona, mientras que en Canatlán, que se encuentra a unos 60 km al SE, los habitantes sí sintieron el sismo, incluso algunas de sus casas sufrieron daño. Ello sugiere que el epicentro podría estar más cercano a Canatlán. Las estaciones que registraron el sismo fueron Mazatlán, Sinaloa (MAIG); Morelia, Michoacán (MOIG); Tepich, Quintana Roo (TEIG) y Zacatecas (ZAIG).

Los antecedentes mencionados nos llevaron a desplegar en abril de 2006 una red sísmica que permitiera estimar el nivel de sismicidad regional. Inicialmente utilizamos ocho sismógrafos digitales triaxiales de periodo corto (de 4.5 Hz). Los sismógrafos fueron programados por disparo a 100 muestras por segundo, con ventanas de registro de 30 s, en promedio. La red se desplegó por etapas, mediante subarreglos temporales con un mínimo de operación de tres meses, desplazando dicho subarreglo de noroeste a sureste. También permanecieron más tiempo las estaciones que registraron actividad permanentemente durante el periodo de monitoreo (Tabla 3), dichas estaciones duraron en su posición aproximadamente seis meses. Dentro de esta estrategia, la estación MDE (El Molino) permaneció en su posición durante el año completo de operación de la red temporal, por ello es la estación que más eventos registró, con 196. La duración total de la campaña fue de abril de 2006 a abril de 2007.

Inicialmente la microsismicidad se localizó utilizando el programa Hypo71, el cual está basado en la técnica multiestación (Lee y Lahr, 1975). Para ello se requiere de un modelo unidimensional de corteza (Tabla 2), el cual fue modificado de Yamamoto (1993), a partir de las observaciones geológicas de campo. Del total, 17 eventos fueron registrados por dos o más estaciones, y sólo ocho en al menos tres estaciones (Figura 5). Tres de los eventos fueron localizados dentro del graben de Santiaguillo, otros tres dentro del graben de Otinapa-Río Chico, y dos al norte

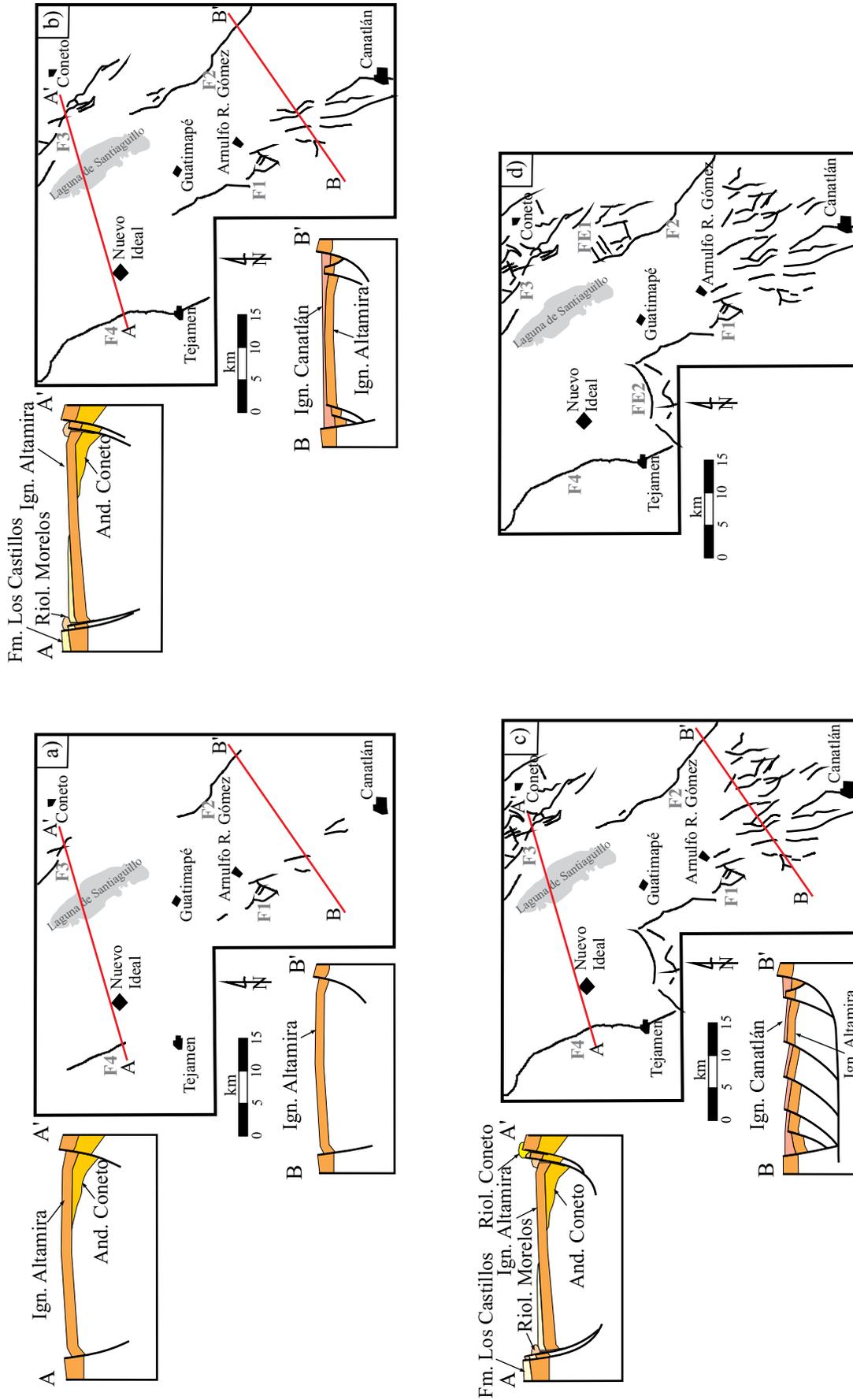


Figura 4. Esquema que muestra la evolución del graben de Santiagoullo. F1, F2, F3 y F4 indican las fallas principales. Las zonas sombreadas muestran las partes activas durante cada etapa. FE2 y FE1 son las fallas de enlace formadas entre las fallas mayores y las líneas intermitentes indican la ubicación de las zonas de relevo, las cuales se localiza sobre un lineamiento de dirección NE-SW.

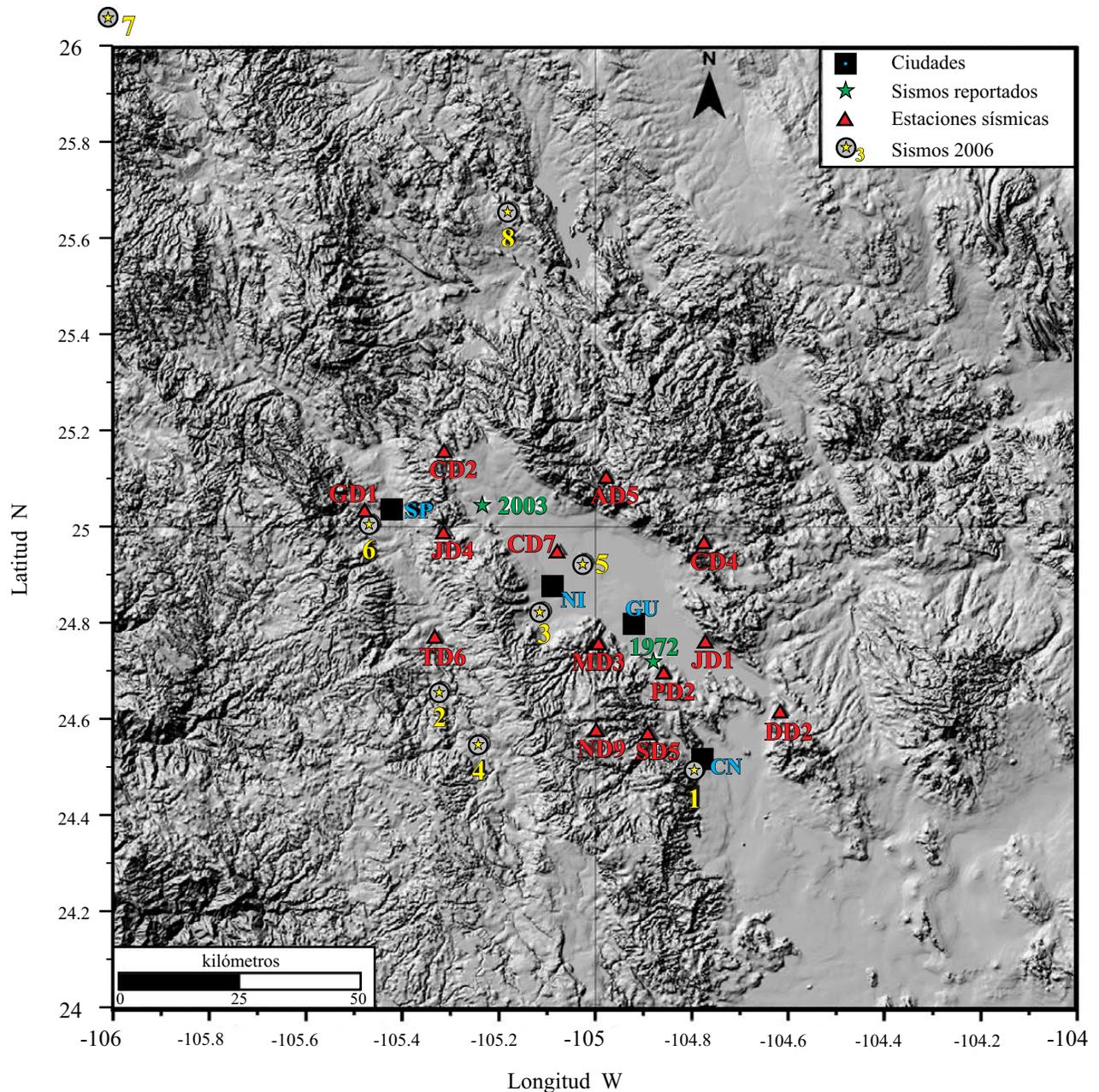


Figura 5. Modelo de elevación digital obtenido de la base de Geomodelos de Altimetría del Territorio Nacional (GEMA) del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Se muestra con un triángulo rojo la ubicación de las estaciones sísmológicas de la red temporal que se instaló durante este estudio. Las estrellas verdes indican los epicentros de sismos históricos reportados y que aparecen en la Tabla 1. La estrella amarilla inscrita en un círculo indica los epicentros de ocho sismos registrados por tres o más estaciones de la red sísmica temporal durante la campaña de 2006 y que aparecen en la Tabla 3. Obsérvese el alineamiento de los epicentros sobre los grabenes de Santiaguillo y de Otinapa-Río Chico.

de la Laguna de Santiaguillo (Figura 5). Los errores en las localizaciones varían entre 3 y 10 km. Por otro lado, las magnitudes de la microsismicidad ocurrida son muy pequeñas para ser registrada por la red nacional. Debido a la poca cantidad de estaciones de que disponíamos, y dado que la mayoría de los eventos fueron registrados en menos de tres estaciones, fue necesario fijar arbitrariamente la profundidad, ya que la limitada cantidad de estaciones impide resolver este parámetro adecuadamente. En zonas

de poca sismicidad o en redes con pocos instrumentos se puede caer en el error de subestimar el nivel de sismicidad.

Una alternativa para aprovechar la información registrada en pocas estaciones es recurrir a la técnica monoestación (Lay y Wallace, 1995), la cual utiliza simultáneamente las tres polaridades del primer arribo de ondas P y S. En este caso se aprovecha que las ondas P están polarizadas en las componentes vertical y radial del vector de movimiento (Bath, 1979). A partir de la razón de amplitudes

Tabla 3. Sismos registrados por la red temporal en la región de la laguna de Santiaguillo. Se presentan solamente los sismos que fueron registrados por tres o más sismómetros.

Evento	Fecha	Hora	Latitud N	Longitud W	Prof.	FMag	Estaciones	RMS	ERH	ERZ
sismo 1	15/04/06	10:14:58	24°30'1.2"	104°47'24"	0.038	2.6	MD3-CD7-GD1	3.88	89.83	41.61
sismo 2	15/04/06	15:07:53	24°39'42"	105°19'09"	0.02	1.7	CD7-GD1-AD5	0.82	62.1	31.03
sismo 3	20/04/06	22:44:58	24°49'37.2"	105°06'38.4"	2.31	1.8	MD3-GD1-AD5	0.31	14.97	24.23
sismo 4	14/07/06	5:43:58	24°33'10.2"	105°14'13.8"	2.97	1.9	CD7-GD1-AD5	0.72	33.58	50.36
sismo 5	11/08/06	14:32:19	24°55'38.4"	105°01'20.4"	3.00	1.3	CD7-MD3-JD4	5.35	97.55	28.29
sismo 6	03/09/06	04:19:18	25°00'28.8"	105°27'51"	0.01	0.9	JD4-CD7-JD1	1.84	98.54	18.50
sismo 7	03/11/06	05:40:58	26°03'45"	106°00'36.6"	2.72	2.5	CD7-MD3-PD2-SD5	3.28	99.00	70.53
sismo 8	06/11/06	17:20:31	25°39'28.8"	105°10'35.4"	2.98	2.3	CD7-MD3-JD1-PD2-SD5	0.61	36.67	36.93

Fecha: día/mes/año; Hora: hh:mm:ss; Prof.: profundidad en km; RMS: error en segundos; ERH: error horizontal en km; ERZ: error vertical en km.

de las componentes horizontales se estima la proyección del vector de la onda P a lo largo del azimut, entre la estación y la fuente sísmica. Cuando el primer movimiento medido en la componente vertical es hacia arriba, éste indica que el movimiento de la componente radial de la onda P es hacia afuera de la fuente; mientras que si dicho movimiento es hacia abajo, entonces el movimiento en la componente radial es del exterior de la fuente hacia el epicentro. En este trabajo utilizamos la rutina incluida en el conjunto de programas de SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2005, 2008), la cual también lleva a cabo una correlación visual de las fases P y S, lo que incrementa la confiabilidad de la estimación. La metodología está definida en SEISAN para diferentes fases (P, Pg, Pn, S, Sg, Sn, Pb, Sb, Rg, T y Lg) y distancias epicentrales inferiores a 1000 km (Lienert *et al.*, 1986; Lienert y Havskov, 1995; Havskov y Otemoller, 2005). Roberts *et al.* (1989) encontraron, a partir del análisis de datos reales, que la estimación más adecuada del azimut se obtiene cuando se toma una ventana de tiempo que termine justo después del arribo de la fase mayor de P, lo cual proporciona un valor bastante estable.

El análisis monoestación es la única herramienta para estimar la dirección aproximada de llegada de la energía. La calidad del ajuste puede variar de forma importante de una estación a otra, incluso de un evento a otro, probablemente debido a la forma en que los residuales del azimut contribuyen al error total (rms). Además, la calidad puede ser diferente para sismos localizados en azimutes diferentes. En este trabajo se reportan las localizaciones más coherentes, y a las localizaciones epicentrales le denominamos "localizaciones relativas", gracias a ello es posible tener una mejor idea de la distribución espacial de la sismicidad en la región.

De los eventos registrados durante el año de operación de la red de Durango logramos localizar con la técnica monoestación más de 150 eventos en los alrededores de la Laguna de Santiaguillo (Figura 6). Para cada microsismo se calculó su respectiva magnitud de coda, el intervalo de magnitudes va de 0.7 a 4.2. Las estaciones que registraron mayor actividad fueron, en orden decreciente, MD3, CD7, CD4, JD1 y GD1, las cuales se encuentran ubicadas en la

parte central del sistema de fallas de Santiaguillo. De estas, MD3 fue la única estación que permaneció inmóvil durante toda la campaña. A dicha estación la consideramos como referente debido a la alta cantidad de eventos registrados y la buena calidad de la señales.

La distribución de la sismicidad parece seguir la orientación NW-SE del valle de Santiaguillo, lo cual también coincide con la orientación de las principales fallas cartografiadas en el área de estudio (Figuras 3, 6). La sismicidad no muestra una concentración en alguna estructura específica, sino que se distribuye en todo el sistema de las fosas tectónicas. En general, la distribución tan amplia de sismicidad indica que el estado de esfuerzos presente produce actividad en gran parte de las estructuras existentes, que puede ser considerada como la sismicidad de fondo. Tenemos indicios de que algunas fallas del sistema de graben se están activando, independientemente de cuál sea el generador de la actividad sísmica actual. Esperamos hacer aportaciones más exhaustivas con posterioridad, pero consideramos importante dar a conocer la existencia de la sismicidad local, ya que previamente solo hay la campaña reportada por Yamamoto (1993), con una red muy pequeña y de tan solo tres meses. El siguiente paso es identificar si hay una o varias estructuras principales en las que pudieran ocurrir sismos más grandes y estimar la magnitud máxima que éstos pueden alcanzar. Soslayar la actividad que actualmente está ocurriendo en la zona puede incrementar el peligro sísmico, ya que los efectos de esa actividad podrían ser más severos si se toma en cuenta que las poblaciones locales han tenido un crecimiento importante en los últimos 50 años.

CONCLUSIONES

- 1) Se reconocieron ocho unidades litoestratigráficas dentro del área de estudio, todas correspondientes al Cenozoico: andesita Coneto, ignimbrita Altamira (38.8 ± 1.0 Ma), formación Los Castillos (35.6 ± 0.9 Ma), ignimbrita El Molino (32.2 ± 0.8 Ma), riolita Morelos (32.2 ± 0.8 Ma), ignimbrita Canatlán, riolita Coneto y basalto Santa Teresa.
- 2) Las fallas dentro del área de estudio son principal-

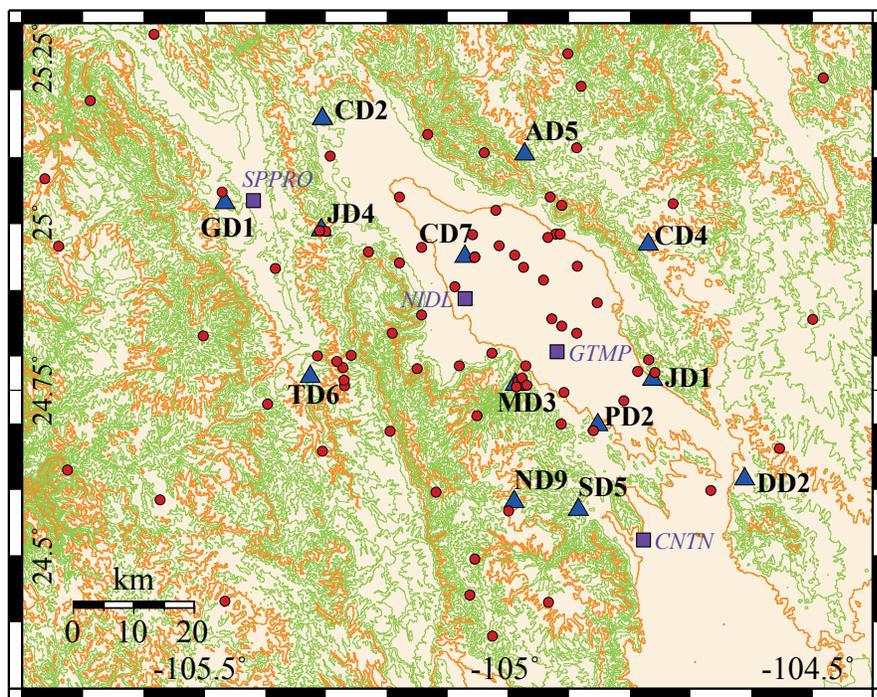


Figura 6. Sismicidad localizada en los alrededores de la laguna de Santiagoullo. Los triángulos indican la ubicación de las estaciones utilizadas en las diferentes subredes durante la campaña de abril de 2006 a abril de 2007; los círculos rojos indican los epicentros localizados. Las curvas de nivel se obtuvieron del modelo de elevación digital obtenido de la base de Geomodelos de Altimetría del Territorio Nacional (GEMA), del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.

mente normales y forman un sistema de fosas tectónicas. La orientación preferente de las fallas mayores en el área de estudio es NW-SE, con un grupo menor de fallas de orientación ENE.

3) El sistema de fosas tectónicas consiste de cuatro zonas con características estructurales distintas: la zona suroeste es una estructura tipo semigraben con la falla principal ubicada en el hombro NE y que bascula hacia el NE todos los bloques del interior de la fosa. La zona central presenta el desarrollo de dos relevos de falla ubicados en los hombros de la fosa, un relevo es izquierdo y el otro es derecho y ambos fueron desarrollados por la propagación y enlace de las fallas principales. La zona norte consiste en fallas normales que formaron una fosa con mayor simetría, tipo graben.

4) Se reconstruyó la evolución del sistema de fosas tectónicas: entre los 38.8 ± 1.0 Ma y los 35.6 ± 0.9 Ma ocurre propagación de las fallas principales sin que éstas interactúen y los grábenes eran aproximadamente simétricos. Entre 35.6 ± 0.9 Ma y 32.2 ± 0.8 Ma la propagación de las fallas hace que se aproximen e inicia la interacción entre ellas desarrollando zonas de relevo. La porción sur del sistema toma forma de semigraben adquiriendo asimetría con bloques basculados hacia la falla principal ubicada al NE; ese semigraben alcanza su desarrollo completamente hacia el Oligoceno tardío. El sistema descrito alcanzó su desarrollo completo hacia el final del Oligoceno-principios del Mioceno. Sin embargo, en la actualidad se presenta como un sistema activo, con el desarrollo de humedales, un lago en su interior y sismicidad.

5) El total de sismos localizados fue de 150, los

cuales tuvieron una magnitud de coda entre 0.7 y 4.2. Las localizaciones epicentrales indican que el sistema tiene una importante actividad sísmica de fondo. Nuestros resultados evidencian la coincidencia espacial entre los epicentros y las trazas de falla del graben de Santiagoullo y del graben Otinapa-Río Chico ubicado al poniente del primero. La mayor parte de la actividad se concentra en la zona de intersección de ambas estructuras y principalmente sobre el graben de Santiagoullo. El potencial de sismicidad parece variar de un área a otra, lo que sugiere que no hay una causa individual de ésta. Aparentemente hay una interacción compleja entre las estructuras y se genera actividad sísmica en algunas localidades particulares. El siguiente paso por resolver es identificar si estas localidades tienen alguna característica en común entre sí, o si se configura una falla particular con mayor potencial sísmico.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por los proyectos CONACYT 80142; CONACYT 049049; PAPIIT-IN114306-3; PAPIIT-IX112304. Se agradece a Carlos Ortega Obregón su ayuda y asesoría en el fechamiento U-Pb y en la elaboración de las figuras correspondientes, a Margarita López del CICESE y Paola Botero por su ayuda y asesoría en el fechamiento Ar-Ar, a Jesús Silva Corona por su ayuda en la elaboración de figuras y la formación del manuscrito, así como a Juan Tomás Vázquez Ramírez por la elaboración de láminas delgadas y la preparación de muestras para fechamiento isotópico. Se agradece la revisión

de este manuscrito por parte de un árbitro anónimo y por el Dr. François Michaud, sus comentarios y sugerencias mejoraron sustancialmente el manuscrito.

APÉNDICE A. SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

En la página web <<http://rmcg.unam.mx/>>, dentro de la tabla de contenido de este número, se pueden consultar una versión en alta resolución del mapa de la Figura 2 (suplemento electrónico 29-1-01) y los datos analíticos de fechamientos (suplemento electrónico 29-1-02).

REFERENCIAS

- Albritton, C., 1958, Quaternary stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 69, 1197-1216.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., McDowell, F., 2003, Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico – A transect across the Sierra Madre Occidental Volcanic Field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, *en* *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 5, p. 71-121.
- Bath, M., 1979, *Introduction to Seismology*: Munich, Alemania, Birkhauser Verlag, Segunda Edición, 395 pp.
- Barajas-Gea, C.I., 2008, Estudio de la deformación cenozoica y sismicidad en la región de Canatlán, Durango: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 130 pp.
- Carrasco-Centeno, M., 1978, Carta y provincias metalogénicas del estado de Durango, México: Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 100072, 95 pp.
- Chacón-Cruz, G.J., 2004, Interpretación de ambientes sedimentarios cuaternarios, a partir del análisis granulométrico-estadístico, de dos núcleos provenientes de la región de la laguna de Santiaguillo, Estado de Durango, Norte de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 90 pp.
- Contreras J., Scholz, C.H., 2001, Evolution of stratigraphic sequences in multisegmented continental rift basins: Comparison of computer models with the basins of the East African rift system: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85(9), 1565-1581.
- Córdoba, D. A., 1988, Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 7, 136-147.
- García-Acosta, V., Suárez-Reynoso, G., 1996, Los sismos en la historia de México: Fondo de Cultura Económica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ediciones Científicas Universitarias, Texto Científico Universitario, Tomo I, 718 pp.
- Haskov, J., Ottemöller, L., 2005, SEISAN: The earthquake analysis software (for windows, solaris, Linux and Macsx), Version 8.1, 246 pp. <<ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/>>.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2008, [JG1] SEISAN: the Earthquake analysis software, Manual: Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen Norway.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318 (1-4), 1-26.
- 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.
- Lay, T., Wallace, T.C., 1995, *Modern Global Seismology*: Academic Press Inc., 521 pp.
- Lee, W.H.K., Lahr, J.C., 1975, HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes: United States Geological Survey, Open-file report, 75-311.
- Lienert, B. R., Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally: *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.
- Lienert, B.R., Berg, E., Frazer, L.N., 1986, HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares: *Seismological Society of America Bulletin*, 76, 771-783.
- Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., McIntosh, W.C., 2001, Early extension and associated mafic alkaline volcanism from the southern Basin and Range Province: *Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, Mexico*: *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 760-773.
- McDowell, F., Keizer R., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479-1487.
- Munguía-Rojas, P., García-Padilla, J.L., Armenta-Román, R., Cruz-Pérez, R., Camacho, J.M., Céspedes, J.S., 1998, Carta Geológico-Minera, Durango G13-11, escala 1:250000 con texto explicativo: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Servicio Geológico Mexicano.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Reyes-Cortés, I.A., 1976, Estudio geológico de la sierra la Candelaria, Coahuila y Durango y sus implicaciones en la geología: Chihuahua, Chih., Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 268 p.
- Roberts, R.G., Christofferson, A., Cassidy, F., 1989, Real time event detection, phase identification and source location using single station 3 component seismic data and a small PC: *Geophysical Journal* 97, 471-480.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 31, 79-105.
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2008, Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 494-516.
- Swanson, E.R., 1974, *Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango area, Durango, Mexico*: Austin, Texas, University of Texas at Austin, tesis de maestría, 123 pp.
- Vélez-Scholvinck, D. V., 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 40(2), p. 1-35.
- Yamamoto, J., 1993, Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional: *Geofísica Internacional*, 32(3), 501-510.

Manuscrito recibido: Agosto 1, 2011

Manuscrito corregido recibido: Octubre 19, 2011

Manuscrito aceptado: Octubre 25, 2011