



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

**ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO DEL SEGMENTO NORTE DE LA FALLA AGUA  
FRÍA, LOS AZUFRES, MICHOACÁN**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
JUAN PABLO CAMPOS MEDINA

TUTOR PRINCIPAL  
DR. PIERRE GILLES LACAN (UNAM, CENTRO DE GEOCIENCIAS)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR  
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (UNAM, CENTRO DE GEOCIENCIAS)  
DR. FRANCISCO RAMÓN ZÚÑIGA DÁVILA MADRID (UNAM, CENTRO DE GEOCIENCIAS)  
DR. PIERRE GILLES LACAN (UNAM, CENTRO DE GEOCIENCIAS)  
DR. JOSÉ GUADALUPE ROSAS ELGUERA (UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA)  
DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY (UNIVERSIDAD MICHOACANA DE  
SAN NICOLÁS DE HIDALGO)

JURIQUILLA, QRO. DICIEMBRE 2018



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

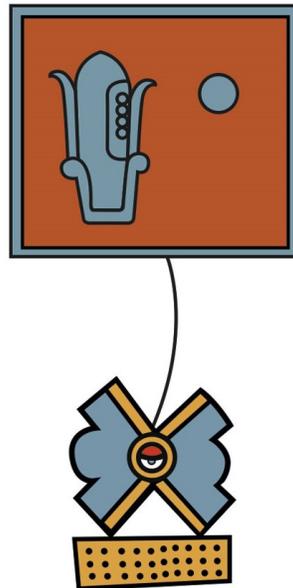
## DEDICATORIA

A mi hijo Juan Pablo, por ser los mejores amigos, por ser la fuerza más importante de mi vida, y por ser comprensivo a lo largo de este proyecto.

A Miriam, por tu amor y por los mejores diez años de mi vida, siempre juntos.

A mi Mamá y Papá, por creer en mí y por su apoyo.

A mis hermanos, Pepe, Carlos y David, por su apoyo y por cuidar de su hermano menor.



Glifo tlalollin o temblor de tierra, que resulta de la asociación del glifo tlalli o tierra (rectángulo punteado) y el glifo ollin o movimiento (aspas). Al centro del ollin aparece el “ojo de la noche”. Tlalollin está unido con un lazo gráfico al cuadro cronológico que indica la fecha indígena uno pedernal, el cual corresponde, según la glosa en español, al año de 1480. Tomado y modificado de García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996. De acuerdo con Fuentes (1987), la “lectura pictográfica sería: en el año uno pedernal hubo un temblor de tierra durante la noche”.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Pierre Lacan, por confiar en mí, por ser paciente y orientarme en el desarrollo de esta tesis.

A los doctores Ramón Zúñiga y Gerardo Aguirre por sus observaciones y recomendaciones durante las evaluaciones de cada semestre.

A los miembros del comité, el Dr. Ángel Nieto, Dr. Ramón Zúñiga, Dr. José Rosas y Dr. Víctor Garduño por las sugerencias realizadas a este trabajo, gracias a ellas se mejoró significativamente.

A mis profesores, que contribuyeron en mi desarrollo como profesionista: Dr. Pierre Lacan, Dr. Quetzalcóatl Rodríguez, Dr. Gilberto Hernández, M. en C. Sara Solís, Dr. Marcos Ortega, Dr. Marco Guzmán, Dr. Harald Böhnel, Dr. Ángel Nieto, Dra. Susana Alaniz, Dra. Lucía Capra, Dr. Gerardo Carrasco y Dr. Eduardo González.

Al Dr. Raúl Miranda de la Universidad de Guanajuato por su liderazgo y sentido humano. Virtudes que me impulsaron para seguir estudiando.

Al Ing. Mario Navarro por brindarme su apoyo y asesoría en la realización de mis planos.

Al CONACYT por la beca de maestría que me permitió financiar mis estudios.

A la UNAM, especialmente al Centro de Geociencias por brindarme la oportunidad de fortalecer mis capacidades.

Al personal administrativo del Centro de Geociencias, especialmente a Marta Pereda, Blanca Rendón y Armando Ramírez quienes me brindaron su apoyo durante mi estancia en el posgrado.

A los integrantes del equipo de paleosismología de Los Azufres por su valioso tiempo y apoyo en los trabajos de campo: Dr. Víctor Garduño, Óscar García, Diana Soria, Avith Mendoza, Rodrigo León, María Velázquez, Sambit Prasanajit, Walter Reategui. Y especialmente a los estudiantes de pregrado, Daniel Gómez, Guillermo Suazo, Itzayana Torres, Claudio Tinoco, Ángel de la Cruz Martínez.

Este trabajo fue financiado por los proyectos PAPIIT IA101615 e IA102317 otorgados al Dr. Pierre Lacan. Así como al proyecto P17 del CeMIE-Geo otorgado al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy.

# ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
I. INTRODUCCIÓN .....	3
II. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO.....	4
2.1. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).....	4
2.2. Sistema de falla Chapala-Tula .....	7
2.2.1. Generalidades.....	7
2.2.2. Estructuras regionales asociadas al sistema de falla Chapala-Tula .....	9
2.2.2.1. Fallas de la región de Morelia .....	10
2.2.2.2. Graben de Cuitzeo .....	14
2.2.2.3. Graben de Acambay.....	15
2.3. Campo Volcánico Los Azufres (CVLA).....	17
2.3.1. Estratigrafía.....	19
2.3.2. Geología Estructural y Neotectónica .....	24
2.4. Sismicidad del Campo Volcánico Los Azufres .....	25
2.4.1. Sismicidad histórica (siglo XIX) .....	25
2.4.2. Sismicidad instrumental (1956-2017) .....	27
III. ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL .....	31
3.1. Metodología del estudio .....	31
3.2. Estudio morfotectónico del CVLA.....	32
3.2.1. Caracterización morfológica de las fallas del CVLA.....	32
3.3. Descripción morfológica de la falla Agua Fría (FAF) y su segmento norte (SNAF) .....	37
3.3.1. Falla Agua Fría .....	37
3.3.2. Segmento norte de la falla Agua Fría .....	39
3.4. Ubicación de las trincheras paleosismológicas.....	40
IV. ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO DEL SEGMENTO NORTE DE LA FALLA AGUA FRÍA	
43	
4.1. Metodología y técnicas de campo en paleosismología.....	43

<b>4.2. Resultados e interpretación (fotomosaico y logging)</b> .....	<b>47</b>
4.2.1. Trinchera Llano Grande 3A .....	47
4.2.1.1. Estratigrafía.....	47
4.2.1.2. Fallamiento.....	51
4.2.2. Trinchera Llano Grande 3B .....	52
4.2.2.1. Estratigrafía.....	52
4.2.2.2. Fallamiento.....	55
4.2.3. Trinchera Llano Grande 3C .....	57
4.2.3.1. Estratigrafía.....	57
4.2.3.2. Fallamiento.....	60
<b>V. DISCUSIÓN</b> .....	<b>62</b>
<b>5.1. Estimación de paleomagnitudes</b> .....	<b>62</b>
5.1.1. Relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) .....	63
5.1.2. Relación de Wesnousky (2008).....	64
5.1.3. Relación de Hanks y Kanamori (1979) .....	64
<b>5.2. Comparación de las magnitudes estimadas</b> .....	<b>65</b>
<b>5.3. Peligrosidad sísmica de la falla Agua Fría</b> .....	<b>66</b>
<b>VI. CONCLUSIONES</b> .....	<b>68</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>70</b>

## RESUMEN

En el sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), varios sismos corticales históricos han sido reportados en las fallas del sistema Chapala-Tula que atraviesan esta provincia justificando el estudio neotectónico de estas estructuras. En la parte central de este sistema, el Campo Volcánico Los Azufres se encuentra ubicado en la transición entre dos zonas de depresión tectónica, para las cuales la actividad holocénica de las fallas ha sido comprobada, los grábenes de Morelia-Cuitzeo al oeste y el graben de Acambay al este. Entre estas dos zonas de cuenca, el potencial sismogénico de las fallas no ha sido caracterizado. La falla Agua Fría es una de las estructuras con la expresión morfológica más larga y continua de todo el conjunto de fallas en el CVLA. En el segmento norte de la falla Agua Fría, un estudio de paleosismología realizado en la cuenca de Llano Grande permitió caracterizar a esta estructura como sismogénica. Tres trincheras paleosismológicas fueron excavadas en el segmento norte de esta falla, logrando exponer una franja de deformación, la cual corresponde a una ruptura superficial holocénica, interpretada como cosísmica, de hasta 175 cm de desplazamiento vertical medido en las diferentes unidades estratigráficas desplazadas. A pesar de la nula documentación de terremotos destructivos históricos conocidos a lo largo de esta falla, se encontró evidencia de al menos un evento de deformación preservado en el registro estratigráfico de las trincheras. Nuestras estimaciones indican que esta falla es capaz de generar sismos destructivos de magnitudes de 6.4 a 6.9. Los resultados de este estudio paleosismológico indican que la falla Agua Fría, representa por sí sola un peligro sísmico significativo, el cual podría ser aún mayor considerando una ruptura múltiple, en conjunto con otras fallas de la región de Los Azufres (falla Marítaro) o incluso con las fallas del graben de Acambay, al este. Por lo anterior, la falla Agua Fría debe ser considerada en el inventario de fallas activas del CVTM.

## ABSTRACT

In the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), several historical crustal earthquakes have been reported along the Chapala-Tula fault system justifying the neotectonic study of such structures. In the central part of the belt, Los Azufres Volcanic Field is located at the transition between two active tectonic depressions: the Morelia-Cuitzeo graben to the west and the Acambay graben to the east. Between these two basins, faults have been identified but the seismogenic potential there has not been characterized. The Agua Fria fault is one of the structures with the longest and more continuous morphological expression of the whole set of faults in the LAVF. In the northern segment of the Agua Fria fault, a paleoseismological study carried out in the Llano Grande basin allowed to characterize this structure as seismogenic. Three paleoseismological trenches were excavated in the northern segment of this fault, exposing displaced Holocene sediments, which corresponds to a Holocene surface rupture with up to 175 cm of vertical displacement. In spite of the absence of documented historical earthquakes along this fault, evidence of at least one tectonic event preserved in the stratigraphic record of the trenches was found. Our estimations indicate that this fault is capable of generating destructive earthquakes of magnitudes of 6.4 to 6.9. The results of this paleoseismological study indicate that the Agua Fria fault represents by itself, a significant seismic source, which could be even of greater potential damage considering a multiple rupture, together with other faults of the region (Marítaro fault) or even with the faults of the eastern Acambay graben. Considering the above, the Agua Fria fault must be considered in the TMVB active fault inventory.

# I. INTRODUCCIÓN

México se encuentra expuesto a un peligro sísmico elevado. El registro sísmico histórico e instrumental indica que la mayor parte de los sismos destructivos históricos se han generado en la zona de subducción mexicana, en las costas del Pacífico (Fig. 1). En esa zona, la velocidad de convergencia entre las placas de Cocos y Rivera bajo el continente es suficientemente alta (~30 a 90 mm/año; DeMets, 2001; DeMets y Traylen, 2000) para generar sismos mayores con un tiempo de recurrencia estimado entre 40 y 50 años (p. ej., brecha de Acapulco; Kostoglodov y Ponce, 1994).

Además de los sismos interplaca que se generan en la zona de subducción del Pacífico, otro tipo de sismos, llamados corticales, han ocurrido en tiempos históricos y prehistóricos en el centro del país, particularmente en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; Fig. 1). Estos sismos, se originan en fallas de la corteza continental que liberan la energía acumulada a través de movimientos extensivos lentos (0.1 a 1 mm/año; Suter et al., 1995a, 1995b). Por lo mismo estos sismos tienen un tiempo de recurrencia por falla superior a 2000 años (Langridge et al., 2000, 2013; Ortuño et al., 2015; Sunye-Puchol et al., 2015; Lacan et al., 2018).

Varios sismos corticales históricos han sido reportados en las fallas que atraviesan el CVTM (p. ej., sismo de Ameca 1567 ( $M \sim 7.2$ ; Suter, 2015); sismos de Acambay 1912 ( $M_s = 6.7$ ; Suter et al., 1996) y el sismo de Xalapa 1920 (magnitud de ondas de cuerpo,  $m_b = 6.9$ ; Suárez, 1992)). Los primeros estudios de paleosismología en el CVTM, se realizaron en la zona epicentral del terremoto de Acambay en 1912 (Langridge et al., 2000, 2013; Ortuño et al., 2015; Sunye-Puchol et al., 2015; Lacan et al., 2018) y la zona epicentral del terremoto de Morelia en 1858, región de Morelia-Cuitzeo (Israde-Alcántara et al., 2005; Garduño-Monroy et al., 2009; Suter, 2016). Estos estudios indicaron que estas estructuras pueden producir sismos de magnitud 6 a 7.2 con tiempo de recurrencia de 2000 a 12000 años.

De acuerdo con el último censo realizado en 2010 por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2010), aproximadamente un 40% de la población mexicana vive en el CVTM, en zonas metropolitanas fundamentales para la economía del país como la Ciudad de México, Guadalajara, Puebla-Tlaxcala, Toluca, Querétaro, Cuernavaca y Morelia. La presencia de dicha densidad de población en estos sitios justifica los estudios de fallas activas como fuente de los terremotos, incluso considerando periodos de recurrencia de varios miles de años para los terremotos mayores.

Nuestro objetivo es estudiar la actividad de fallas activas, mediante técnicas de paleosismología, en la región volcánica de Los Azufres, localizada entre los grábenes de Cuitzeo y Acambay. A pesar de su situación geográfica, ningún estudio de este tipo ha sido llevado a cabo, por lo que la estimación del potencial sismogénico de las fallas que afectan este campo volcánico sigue siendo una interrogante.

Este trabajo de paleosismología se enfoca al estudio de la falla Agua Fría con los objetivos siguientes: (1) caracterizar el potencial sismogénico de la falla Agua Fría, una de las fallas cuya longitud es de 15 km en la región volcánica de Los Azufres, (2) reconstruir el historial sísmico de esta falla y finalmente, a más largo plazo, (3) ampliar a tiempos prehistóricos el catálogo de sismicidad histórica e instrumental de dicha región para una mejor evaluación del peligro sísmico.

Para cumplir tales objetivos se realizaron las siguientes actividades específicas:

- a. Identificar y mapear las fallas que afectan la región del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA).
- b. Analizar los rasgos morfoestructurales de las fallas mapeadas que permitan reconocer estructuras potencialmente activas y por ende capaces de generar sismicidad.
- c. Sobre las fallas de mayor longitud, seleccionar los sitios más adecuados para realizar una trinchera paleosismológica.
- d. Realizar el estudio de paleosismología en el campo, que incluye: la excavación de la trinchera, el análisis de las unidades y las deformaciones asociadas a la zona de falla y el muestreo de carbón para la datación de las unidades.
- e. El trabajo de gabinete para el tratamiento de la información y la interpretación de los resultados obtenidos.

## II. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO

### 2.1. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM)

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es el arco volcánico más grande del Neógeno en Norteamérica, se extiende desde las costas del Pacífico hasta las costas del Golfo de México entre las latitudes  $18^{\circ}30'$  N y  $21^{\circ}30'$  N, en la parte central de nuestro país (Demant, 1978; Ferrari et al., 2012; Fig. 1). Esta provincia geológica tiene aproximadamente 1000 km de

longitud y un ancho irregular entre los 80 y 230 km, y se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005; Fig. 1). El CVTM es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Nixon, 1982; Suárez y Singh, 1986; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1993, 1995; Ego y Ansan, 2002; Fig. 1). Dicha subducción, oblicua a la trinchera Mesoamericana, se inició en el Mioceno temprano-medio y ha ido migrando hacia el sur hasta la posición actual (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Delgado-Granados et al., 1995; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Ferrari et al., 2012).

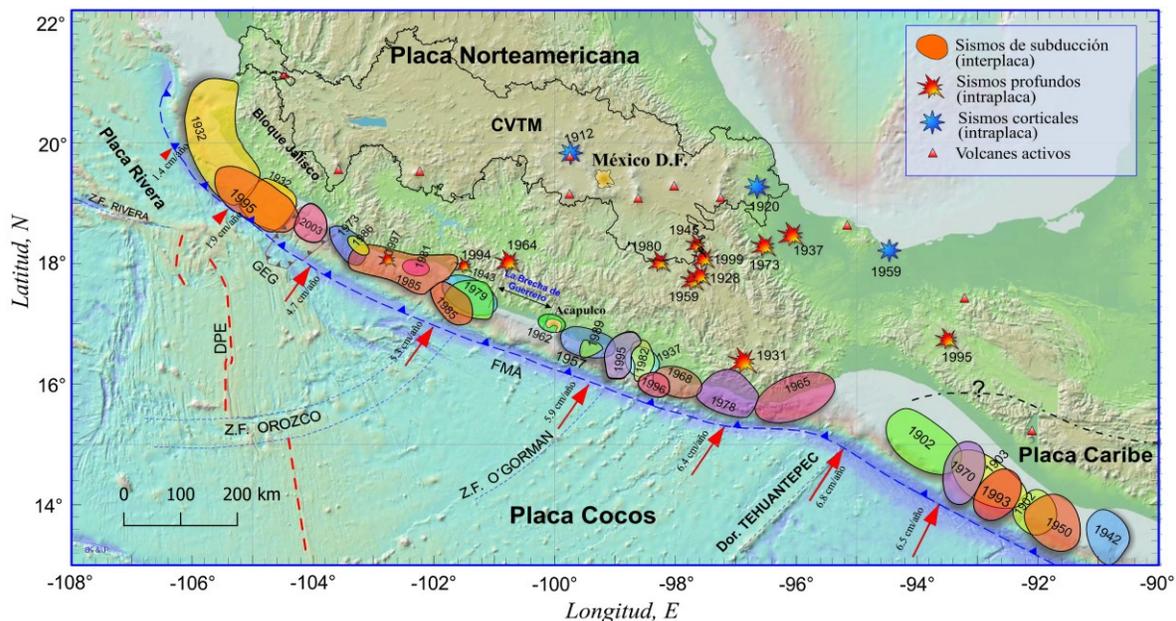


Figura 1. Localización de los sismos más importantes en México durante el siglo XX; CVTM, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. La línea negra continua corresponde al límite del CVTM. Tomado y modificado de Kostoglodov y Pacheco (1999).

El CVTM se encuentra restringido al norte por las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, y al sur con la saliente fisiográfica llamada Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964; Fig. 2). Con base en su geología y tectónica se ha dividido el CVTM en tres sectores o porciones (Demant, 1978; Pasquarè et al., 1988; Fig. 2): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha

estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena et al., 2005).

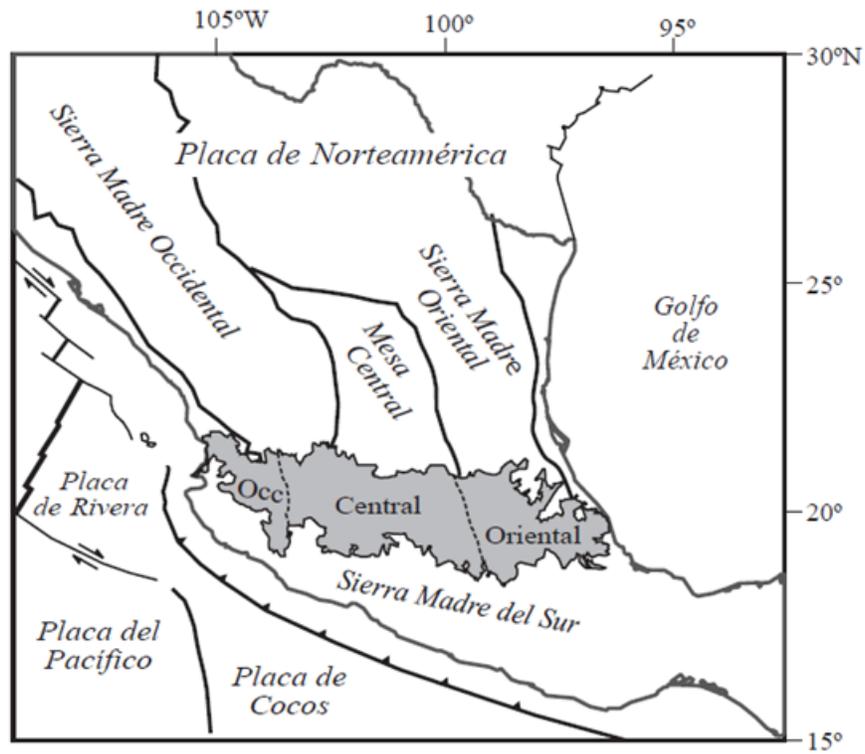


Figura 2. Ubicación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores del CVTM. Tomado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Sobre la base de la distribución espacial y la composición del vulcanismo, la evolución geológica del CVTM se ha dividido en cuatro episodios principales descritos en Gómez-Tuena et al. (2007) y Ferrari et al. (2012): (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío.

Sin embargo, los estudios de geología estructural llevados a cabo en las últimas dos décadas indican que, en lugar de una estructura tectónica continua, el CVTM cubre varios sistemas de falla antiguos que se reactivaron parcialmente en diferentes momentos durante su evolución

(Ferrari et al., 2012). De hecho, desde finales del Eoceno, las regiones al norte y sur del CVTM (Mesa Central y Sierra Madre del Sur, respectivamente) se han caracterizado por diferentes estilos de deformación, con cinemática que implica una amplia zona transtensional distribuida en la región ocupada por el CVTM (Ferrari et al., 1991; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2007). A diferencia de otras provincias magmáticas de supra-subducción caracterizadas por una deformación extensional tras-arco, la deformación neógena en México se concentra al interior del CVTM, por lo que ha sido definida como “intra-arco” (p. ej., Ferrari et al., 2000; Suter et al., 1995a). Se trata principalmente de sistemas de fallas extensionales que provocan fosas tectónicas rellenas por productos volcánicos y fluvio lacustres. La geometría, cinemática y edad de los principales sistemas de fallas dibujan un panorama complejo que sugiere que diferentes causas concurren en controlar su deformación (Ferrari et al., 2012).

En 1990 Johnson y Harrison sugirieron la existencia de dos grandes sistemas estructurales. El primero de ellos, denominado zona de falla Chapala-Oaxaca, posee una orientación NW-SE y supera los 550 km de longitud. El segundo sistema, referido como sistema de falla Chapala-Tula, se extiende en dirección E-W a lo largo de una distancia de 450 km en la parte central del CVTM. La zona de estudio queda comprendida dentro de este último sistema.

## **2.2. Sistema de falla Chapala-Tula**

En esta tesis, presento los primeros resultados obtenidos del estudio geomorfológico y paleosismológico de la falla Agua Fría en Los Azufres, Mich. Esta estructura se ubica en la parte central del CVTM, particularmente en la zona de falla Chapala-Tula.

### **2.2.1. Generalidades**

La actividad tectónica reciente en el sector central del CVTM está representada por fallas normales activas E-W que definen un segmento de 50 a 100 km de ancho de deformación distribuida paralelamente al eje del CVTM (Pasquarè et al., 1988; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1991, 1994; Suter et al., 1992, 1995a, 1995b, 1996, 2001; Ramírez-Herrera, 1998; Langridge et al., 2000; Szykaruk et al., 2004). Las fallas de este sistema son normales con una componente lateral izquierda subordinada (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). En la parte central del CVTM, Suter et al. (2001) calcularon para el sistema Chapala-Tula una extensión menor que 3% hacia el NNW-SSE durante el Cuaternario.

Este segmento continuo de fallas extensionales fue nombrado sistema de falla Chapala-Tula (Fig. 3), es una estructura regional que se extiende a lo largo de una distancia de 450 km desde el Lago de Chapala hasta la parte noroeste de la Ciudad de México (Johnson y Harrison, 1990). En la parte central del CVTM existen numerosas cuencas tectónicas alargadas intra-arco E-W rellenas de sedimentos lacustres y rocas volcánicas, asociadas con el sistema de falla Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 2001). Se sabe que algunas de estas cuencas son sitios de fallamiento activo reciente y actividad sísmica superficial poco profunda (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter et al., 1992, 1995a, 1995b, 2001; Langridge et al., 2000; Fig. 4). Las cuencas más importantes que se han descrito son, de oeste a este, el área de Morelia, el graben de Cuitzeo, el graben de Acambay, el medio graben de Aljibes y el graben de Mezquital (Suter et al., 2001; Fig. 3).

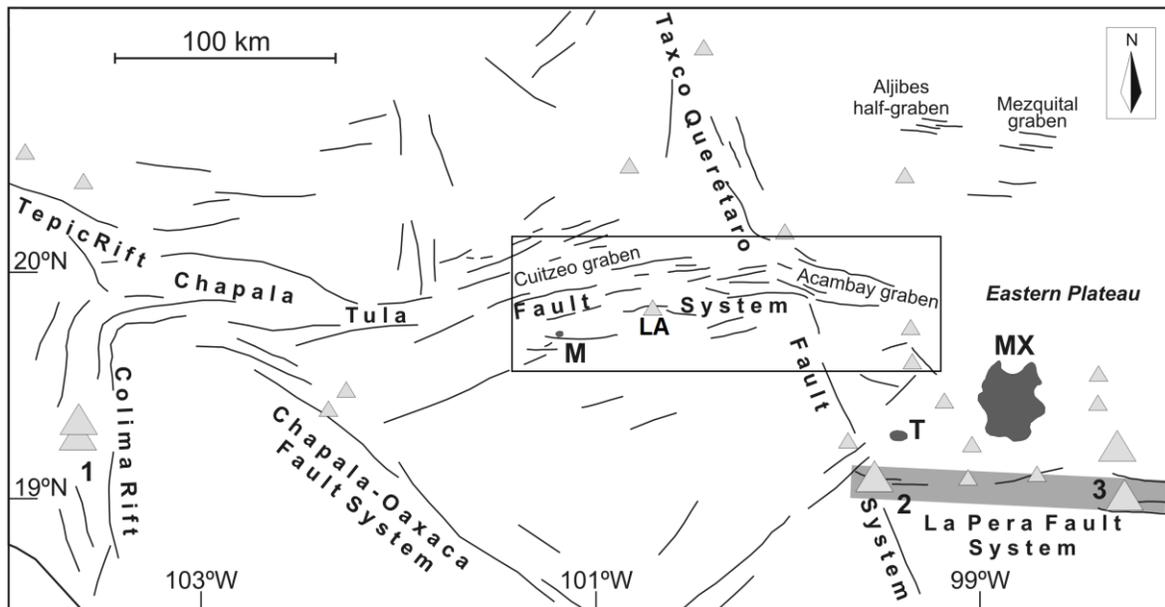


Figura 3. Mapa neotectónico del CVTM; 1, Complejo Volcánico Colima; 2, Volcán Nevado de Toluca; 3, Volcán Popocatepetl; M, Ciudad de Morelia; T, Ciudad de Toluca; MX, Ciudad de México; LA, Los Azufres. El recuadro negro indica la ubicación de la Figura 4. Tomado y modificado de Johnson y Harrison (1990), Suter et al. (2001) y Norini et al. (2006).

## 2.2.2. Estructuras regionales asociadas al sistema de falla Chapala-Tula

En el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), la persistente tectónica extensional intra-arco está distribuida sobre varias fallas que afectan una zona de 200 km de largo y 40 a 50 km de ancho. Sin embargo, pocas de estas fallas han sido investigadas mediante estudios de paleosismología. Presentamos aquí una breve descripción de los estudios de paleosismología previamente llevados a cabo a lo largo de las fallas de Morelia, el graben de Cuitzeo y el graben de Acambay, respectivamente al este y al oeste de la zona de estudio, en la cual ningún estudio de paleosismología había sido llevado a cabo hasta la fecha (Fig. 4).

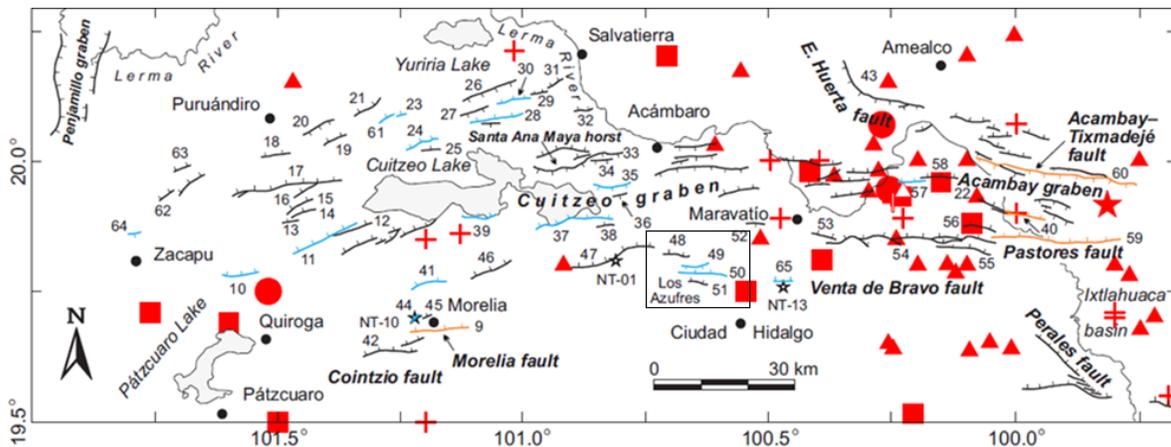


Figura 4. Mapa que muestra las trazas de fallas normales activas, >2 km de largo, en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (al oeste de la lat  $99.75^{\circ}$  W). La expresión de superficie de las estructuras mapeadas es continua; no se muestran fallas dudosas o inferidas. Las fallas numeradas desplazan rocas de edad Cuaternaria documentada, mientras que las fallas sin etiqueta no. Edad de la paleo-ruptura más reciente: fallas negras etiquetadas, Cuaternario temprano (750 ka-1.6 Ma); fallas azules, Cuaternario medio (130-750 ka); fallas anaranjadas, Holoceno (<15 ka) y rupturas históricas en la superficie. Los símbolos de estrella marcan las ubicaciones de muestreo para los tres análisis radiométricos (p. ej., Muestra NT-13;  $0.63 \pm 0.05$  Ma). Se muestran los epicentros de los terremotos, como se enumeran en el catálogo compuesto del Centro Nacional de Datos Geofísicos (1996). Los eventos se clasifican por magnitud, que son principalmente magnitudes de onda de cuerpo o local. Los triángulos son eventos con una magnitud de <4.0; los cuadrados marcan eventos con una magnitud entre 4.0 y 4.9; los círculos marcan eventos con una magnitud entre 5.0 y 5.9; y una estrella marca el único evento con una magnitud de  $\geq 6.0$ . Las cruces representan eventos de magnitudes no especificadas. Con excepción del terremoto de Acambay del 19 de noviembre de 1912, Ms = 6.7 y dos eventos de magnitudes no especificadas en 1951 y 1956, este registro de sismicidad abarca el período

comprendido entre 1969 y 1992. Los puntos negros son la ubicación de las ciudades. El recuadro negro indica la ubicación del campo geotérmico Los Azufres y nuestra zona de estudio. Tomado y modificado de Suter et al. (2001).

#### 2.2.2.1. Fallas de la región de Morelia

La región de Morelia se caracteriza por una serie de fallas normales subverticales de orientación E-W a ENE-WSW, compuestas (de este a oeste) por las fallas Jaripeo, Morelia, Cerritos y Cointzio (Fig. 5), con una longitud total de 36 km (Suter, 2016). Las tasas de deslizamiento vertical Cuaternario para varias de estas fallas se estimaron entre 0.02 y 0.05 mm/año (Garduño et al., 1997; Suter et al., 2001). Una pequeña componente de deslizamiento lateral izquierda a lo largo de las fallas de la región de Morelia fue sugerida por Suter et al. (2001) con base en el patrón escalonado derecho formado por algunas de estas estructuras.

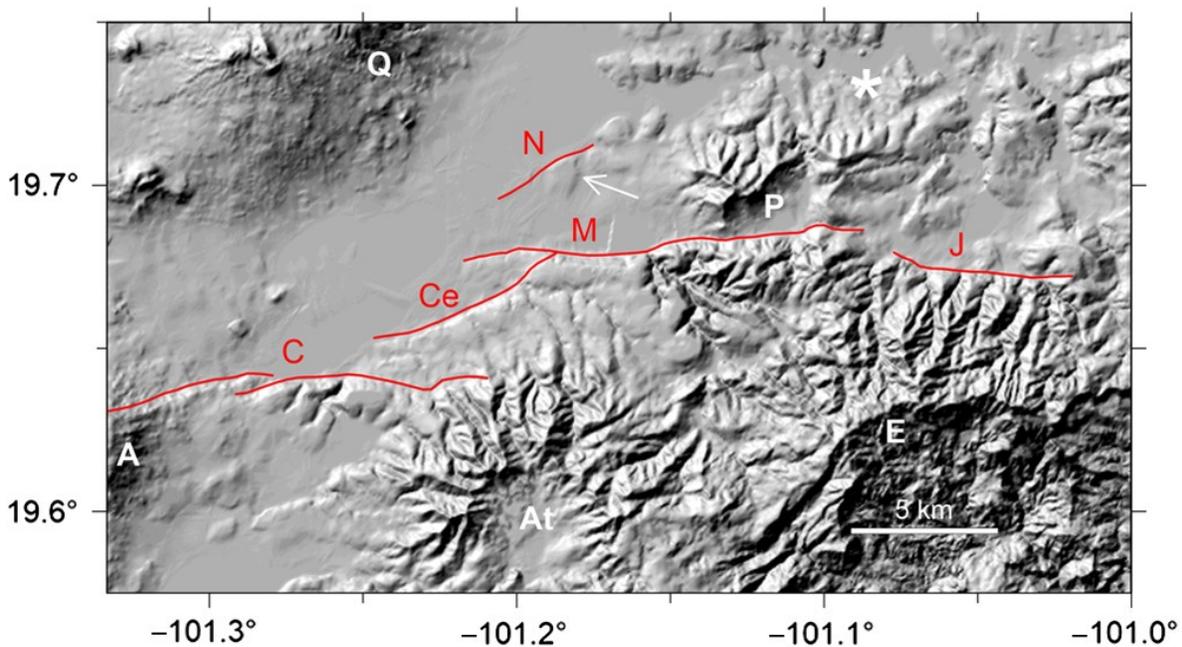


Figura 5. Mapa de relieve sombreado que muestra el conjunto de fallas normales subverticales de orientación E-W a ENE-WSW, compuestas por las fallas Jaripeo (J), Morelia (M), Cerritos (Ce) y Cointzio (C), con una longitud total de 35 km. Q, volcán El Quinceo; A, volcán El Águila; At, caldera Atécuaro; P, volcán Punhuato; E, borde noroeste de la caldera La Escalera. La flecha marca el valle antecedente dentro del bloque de piso de la falla Nocupétaro (N). El asterisco marca la sección La Goleta del relleno de cuenca lacustre. Tomado de Suter (2016).

La más prominente de estas estructuras es la falla Morelia (Pasquarè et al., 1991; Suter et al., 2001) también conocida como “Falla de Santa María” (Camacho, 1925) o “Falla La Paloma” (Garduño-Monroy et al., 2001, 2009; Arreygue-Rocha et al., 2002; Figs. 4 y 5). Con una longitud de 14 km y un relieve topográfico de hasta 180 m, es con mucho la característica morfológica más destacada de la región de Morelia. La falla Morelia buza en promedio  $68^\circ$  N, y su bloque de piso está inclinado entre  $4^\circ$  y  $8^\circ$  S. Estrías medidas en la superficie de falla indican una dirección de extensión norte-sur con una pequeña componente lateral izquierda (Suter, 2016). En 2016 Max Suter proporciona un análisis estructural de la falla Morelia y la evidencia paleosísmica detallada de que la falla rompió durante el Holoceno. En una sección transversal bien expuesta en el bloque de techo de la falla Morelia (sitio Santa Rita), a pocos metros de la traza de falla principal, la superficie de la ignimbrita de Atécuaro está cortada por tres fallas secundarias sintéticas con desplazamientos entre 46 y 185 cm (promedio de 109 cm) que delimitan dos cuñas coluviales. El último de estos eventos debe haber ocurrido después de A.D. 1290-1435, durante el período posclásico o posiblemente durante los primeros tiempos novohispánicos. La tasa de deslizamiento geológico de la falla Morelia puede estimarse en 0.08 mm/año, lo que equivale a la tasa de deslizamiento Cuaternario promedio de las fallas en la parte central del CVTM (Suter et al., 2001). La falla Morelia, es capaz de generar terremotos de  $M_w$  6-7, posee un peligro sísmico importante de sacudida del terreno y localmente representa un riesgo por la ruptura de fallas en la superficie dentro de la región metropolitana de Morelia con una población de más de 900,000 habitantes.

De acuerdo con Garduño-Monroy et al. (2009) otros segmentos de falla con potencial sísmogénico importante en la región de Morelia son los siguientes (Fig. 6):

#### Segmento Queréndaro-Indaparapeo (QI)

Este segmento tiene una orientación NE-SW, una longitud de ruptura superficial de 20 km, un desplazamiento vertical máximo de 100 m, una tasa de deslizamiento de 0.143 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.6 < M_w < 6.9$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 9 y 15 ka.

#### Segmento Charo (Ch)

Este segmento tiene una orientación NE-SW, una longitud de ruptura superficial de 30 km, un desplazamiento vertical máximo de 60 m, una tasa de deslizamiento de 0.200 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.8 < M_w < 7.1$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 6.7 y 10 ka.

### Segmento Tarímbaro y Álvaro Obregón (TAO)

Este segmento tiene una orientación NE-SW, una longitud de ruptura superficial de 35 km, un desplazamiento vertical máximo de 200 m, una tasa de deslizamiento entre 0.025 y 2.778 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.9 < M_w < 7.1$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 60 a 100 ka.

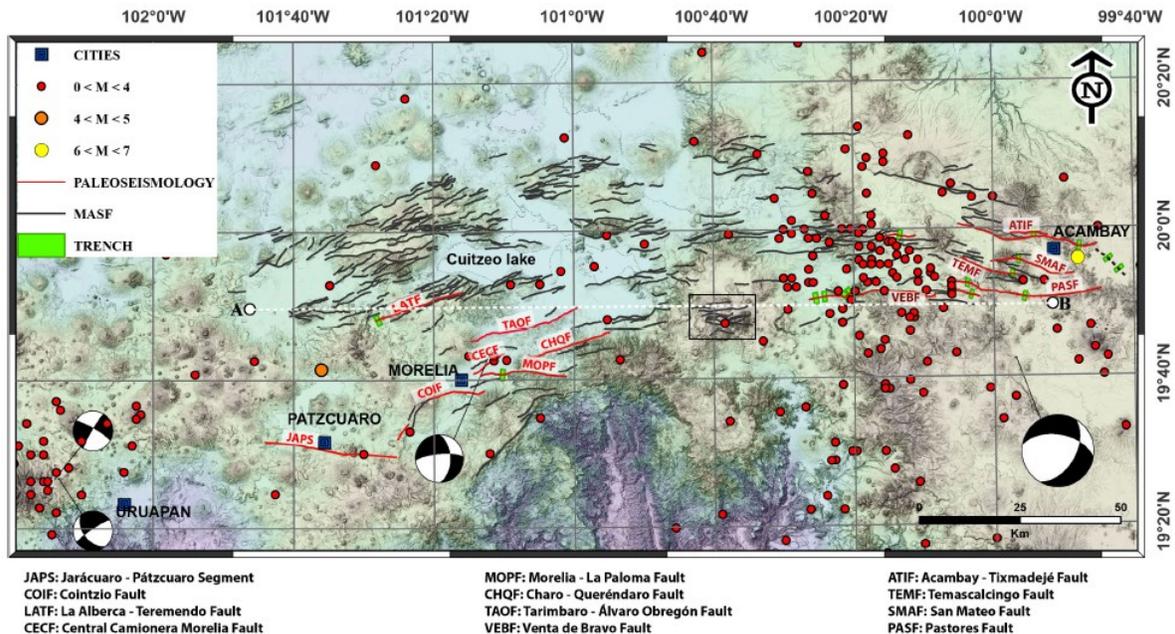


Figura 6. Fallas activas en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Los círculos representan la sismicidad basada en un catálogo homogéneo de Magaña-García (2017) y Zúñiga et al. (2017) entre 1912 y 2016 con base en la sismicidad reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). Los mecanismos focales fueron reportados por Singh et al. (2012), Ego y Ansan (2002) y Pacheco et al. (1999). El recuadro negro indica la ubicación del campo geotérmico Los Azufres y nuestra zona de estudio. Tomado de Mendoza-Ponce et al. (2018).

### Segmento Morelos (Mo)

Este segmento tiene una orientación ENE-WSW, una longitud de ruptura superficial de 6 km, un desplazamiento vertical máximo de 50 m, una tasa de deslizamiento de 0.009 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $5.9 < M_w < 6.5$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 40 y 100 ka. El segmento Morelos puede considerarse una bifurcación del segmento Cointzio (Ctz).

#### Segmentos de la Central de Morelia (CM)

Constituido por dos subsegmentos de falla normal ENE-WSW, ubicados dentro de la ciudad de Morelia (Fig. 6). Asumiendo una ruptura cosísmica total de ambos subsegmentos se evaluaron los siguientes parámetros, posee una longitud de ruptura superficial de 5.5 km, un desplazamiento vertical máximo de 60 m, una tasa de deslizamiento de 0.120 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $5.8 < M_w < 6.5$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 4.5 y 8 ka.

#### Segmento Cointzio (Ctz)

Este segmento tiene una orientación NE-SW, una longitud de ruptura superficial de 15 km, un desplazamiento vertical máximo de 100 m, una tasa de deslizamiento de 0.200 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.4 < M_w < 6.8$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 30 y 60 ka.

#### Segmento Huiramba (Hu)

Este segmento tiene una orientación N-S, una longitud de ruptura superficial de 10 km, un desplazamiento vertical máximo de 50 m, una tasa de deslizamiento de 0.100 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.2 < M_w < 6.7$  para el terremoto máximo esperado con periodos de recurrencia entre 4.5 y 10 ka.

#### Segmento de Pátzcuaro (Pa)

Este segmento tiene una orientación E-W, una longitud de ruptura superficial de 15 km, un desplazamiento vertical máximo de 20 m, una tasa de deslizamiento de 2.500 mm/año y un intervalo de magnitud sísmica de  $6.4 < M_w < 6.8$  para el terremoto máximo esperado. El volcán La Taza (8 ka) y los depósitos de avalancha y el colapso del volcán El Estribo, están relacionados con el segmento Pa. Estos depósitos de avalancha y colapso fueron generados por terremotos de  $M > 6$  (Israde-Alcántara et al., 2005).

#### 2.2.2.2. Graben de Cuitzeo

El graben de Cuitzeo es una depresión estructural importante en la parte central del CVTM que se extiende 47 km desde la parte oriental del Lago de Cuitzeo hasta la región sureste de Acámbaro (Suter et al., 2001; Fig. 4). Limita al noroeste con el horst de Santa Ana Maya, que tiene un relieve topográfico de hasta 850 m con respecto al Lago de Cuitzeo (Suter et al., 2001). Los Azufres, un campo de domos de lava Cuaternario (Dobson y Mahood, 1985; Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994), se encuentra al sur del graben de Cuitzeo. En el sector este de la región de Cuitzeo, el graben es casi simétrico. Sin embargo, en el sector occidental, la depresión constituye un medio graben con una inclinación de 30° hacia el sur, siendo más pronunciada hacia el depocentro de la cuenca. Más allá del depocentro en la región de Morelia, la inclinación mide 10° hacia el sur. El graben de Cuitzeo y el medio graben están separados por la falla NNW-SSE de Tzitzio-Valle de Santiago (Garduño-Monroy et al., 2009; Israde-Alcántara et al., 2010).

De acuerdo a Suter et al. (2001) el graben de Cuitzeo está ocupado por cerca de 12 fallas con actividad Cuaternaria documentada. Las fallas son normales con una pequeña componente de deslizamiento lateral izquierda. Las estructuras de mayor longitud morfológica en la región del graben de Cuitzeo son:

##### Falla 33

Se localiza en el margen norte del graben de Cuitzeo (margen sur del horst de Santa Ana Maya), con una longitud de 21 km y un escarpe máximo de 450 m de altura (Fig. 4).

##### Falla 37

Se localiza en el margen sur del graben de Cuitzeo, con una longitud de 17 km y un escarpe máximo de 120 m de altura (Fig. 4).

##### Falla 47

Se localiza en el margen sureste del graben de Cuitzeo, con una longitud de 19 km y un escarpe máximo de 80 m de altura (Fig. 4).

Usando la altura de estos escarpes, Ferrari et al. (1991) y Suter et al. (2001) calcularon para varias fallas del graben de Cuitzeo y el Campo Volcánico Los Azufres diferentes tasas de deslizamiento Cuaternario que oscilan entre 0.09 y 0.18 mm/año; tasas tres veces más rápidas que las de la región de Morelia.

### 2.2.2.3. Graben de Acambay

El graben de Acambay es la cuenca más importante en la parte central del CVTM (Suter et al., 2001; Roldán-Quintana et al., 2011; Fig. 7) y cuenta con una longitud de 80 km y un ancho de 15 a 30 km. Su máximo relieve topográfico es de 500 m de altura (Suter et al., 1995b; Aguirre-Díaz et al., 2000). Las fallas normales que delimitan el graben buzanan entre 50° y 70° (Suter et al., 2001).

El límite norte del graben está formado por relieves de 300 a 400 m de altura a lo largo de las fallas Acambay-Tixmadeje y Epitacio Huerta. El límite meridional está formado por relieves de 150 a 400 m a lo largo de las fallas de Pastores y Venta de Bravo (Suter et al., 1992, 1995a, 2001; Quintero-Legorreta, 2002; Fig. 7). La tasa de deslizamiento Cuaternario calculada en estas estructuras varía entre 0.04 y 0.22 mm/año (Langridge et al., 2000; Lacan et al., 2013; Sunye-Puchol et al., 2015; Ortuño et al., 2015; Lacan et al., 2018). Un sismo de magnitud  $M_s = 6.7$  ocurrió el 19 de noviembre de 1912 con una ruptura superficial de 52 km y un desplazamiento vertical de hasta 50 cm a lo largo de las fallas Acambay-Tixmadeje, Pastores y el sistema de fallas centrales (Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000).

La falla Acambay-Tixmadeje tiene una dirección preferencial E-W, una longitud de 42 km y un buzamiento hacia el sur (Sánchez-Rubio, 1984). Esta estructura presenta un deslizamiento normal con una pequeña componente lateral izquierda (Langridge et al., 2000) y fue la fuente principal del terremoto de Acambay en 1912 (Urbina y Camacho, 1913). Su tasa de deslizamiento es de 0.17 mm/año y el desplazamiento vertical medio por evento es de 0.60 m, se estimó un tiempo de recurrencia de 3600 años para eventos sísmicos de magnitud superior a 6 (Langridge et al., 2000).

La falla Pastores es una falla normal con buzamiento de 45° a 70° al norte con una pequeña componente lateral izquierda (Suter et al., 2001). Tiene una traza muy rectilínea y una longitud que supera los 30 km de extensión. En esta falla el sismo de 1912 provocó “dislocaciones del terreno” de hasta 0.50 m de ancho a lo largo de un tramo de falla de 20 km de longitud (Urbina y Camacho, 1913). Langridge et al. (2013) evidencian por lo menos tres eventos paleosísmicos con ruptura superficial entre el Pleistoceno y el Holoceno, con desplazamientos verticales medios de 0.30 m, una tasa de deslizamiento de 0.03 mm/año y una magnitud máxima estimada de  $M_w = 6.8$  (Langridge et al., 2013).

Otro estudio realizado por Ortuño et al. (2015) indica que al menos han ocurrido 5 eventos en un periodo de 4 ka, con un nivel de recurrencia relativamente alto (1.1-2.6 ka) y una tasa de deslizamiento estimada de 0.23-0.37 mm/año.

Más al oeste, la falla Venta de Bravo es una falla normal con buzamiento de 60° a 80° al sur (Suter et al., 1992). Tiene una traza compleja, heredada de una historia tectónica compleja, que se extiende sobre cerca de 50 km. No hay registro histórico de ruptura superficial en esta falla, sin embargo, mediante un estudio de paleosismología, Lacan et al. (2018) identificaron 8 rupturas superficiales holocénicas y pleistocénicas. De acuerdo con las evidencias encontradas, esta falla es capaz de producir sismos de magnitud superior a 6.9 y presenta una tasa de deslizamiento de 0.22-0.24 mm/año.

Por último, dos fallas han sido estudiadas mediante paleosismología en el sistema de fallas centrales:

La falla Temascalcingo es la falla principal del sistema central y presenta un buzamiento hacia el norte (Fig. 7). Se reactivó durante el sismo de 1912 (Urbina y Camacho, 1913). Es una falla de sinuosidad baja, con una traza geomorfológica clara que corta diferentes edificios volcánicos. Tiene una longitud de 20 km y un escarpe que alcanza los 300 metros de altura con pendientes muy pronunciadas (Fig. 7). Ortuño et al. (submitted) identifican 6 eventos paleosísmicos ocurridos durante los últimos 14,000 años en el extremo oeste de la falla Temascalcingo. En la parte este de la falla, Velázquez-Bucio et al. (2012) identifican dos eventos sísmicos mediante estructuras secundarias como licuefacción, deformación e intrusión de material sedimentario, así como evidencias geológicas del evento de 1912.

La falla San Mateo corta el flanco norte del volcán Temascalcingo con una orientación general E-W y un buzamiento hacia el sur. Con una longitud de más de 13 km y un índice de sinuosidad  $S_{mf} = 1.15$ , es una de las estructuras más largas, continuas y rectilíneas del sistema central. En algunas zonas el escarpe de la falla supera los 200 m. El análisis paleosismológico realizado por Sunye-Puchol et al. (2015) permitió identificar la actividad tectónica de la falla San Mateo y reconocer, como mínimo tres paleoeventos sísmicos mayores, con eventos de magnitud  $6.43 < M_w < 6.76$  y con un intervalo de recurrencia aproximado de  $11.57 \pm 5.32$  ka.

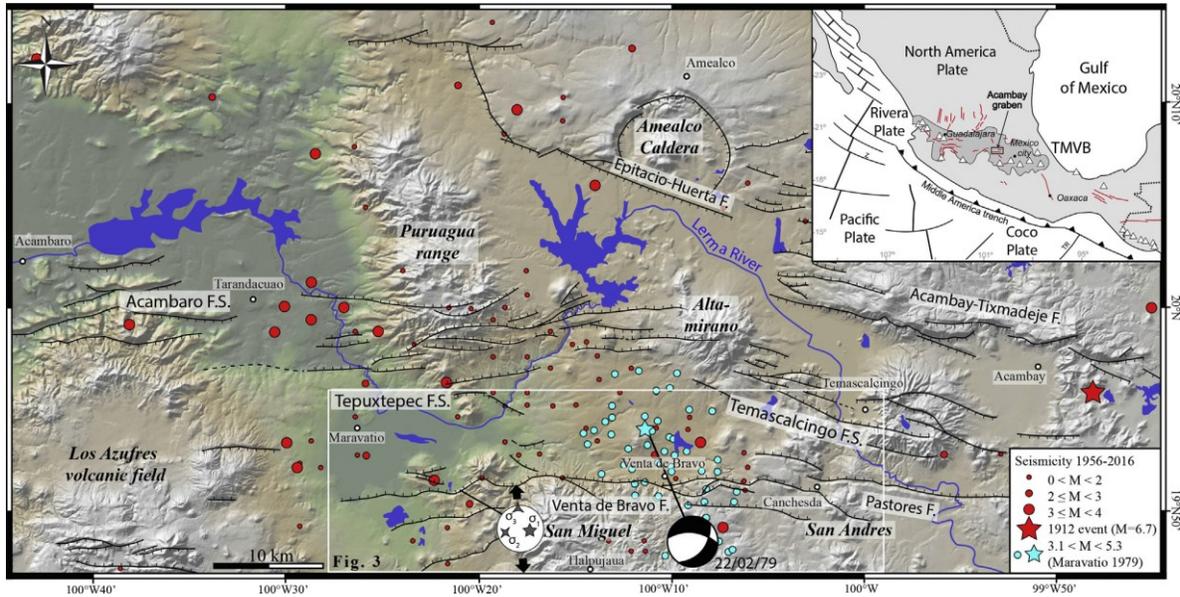


Figura 7. Mapa del graben de Acambay que muestra las fallas activas y los principales complejos volcánicos, incluyendo el volcán Altamirano, la caldera de Amealco, la sierra de Puruagua y San Miguel. Los círculos rojos representan los epicentros ubicados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). El terremoto de Acambay 1912, Ms 6.7 se muestra con una estrella roja. La estrella azul y los círculos representan la secuencia principal de choque y réplica de 1979, Mw 5.3 Maravatio (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017). Las orientaciones de esfuerzo del área estudiada, que resultan de la inversión de las estrías del plano de falla, provienen de Suter et al. (1995b). Tomado de Lacan et al. (2018).

### 2.3. Campo Volcánico Los Azufres (CVLA)

El Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) se ubica en el sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano entre los grábenes de Cuitzeo y Acambay, aproximadamente a 70 km al ENE de la ciudad de Morelia (Fig. 8). El volcán San Andrés culmina el CVLA con una altura de 3600 msnm mientras que la zona más baja es el poblado de Ciudad Hidalgo (2100 msnm; Arce et al., 2012). Esta área ha sido estudiada por la Comisión Federal de Electricidad (Camacho y Palacios, 1979; Aumento y Gutiérrez, 1980a, 1980b; De La Cruz et al., 1982; Combredet, 1983) y por la Universidad de Stanford (Dobson, 1984; Dobson y Mahood, 1985).

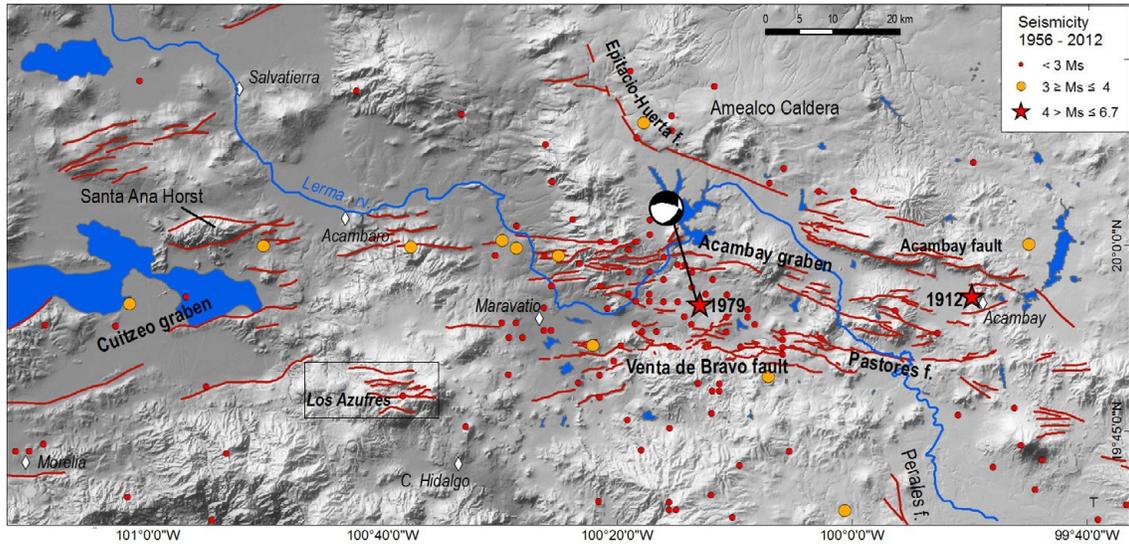


Figura 8. Principales fallas activas en el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano delineadas sobre un modelo de elevación digital de 30 m de resolución del área utilizando datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI, 2011). La sismicidad instrumental del período 1956-2012 se ha incluido junto con el mecanismo focal del terremoto de Maravatío de 1979 (magnitud de ondas de cuerpo,  $m_b = 5,3$ ) de Astiz-Delgado (1980), y el epicentro del terremoto de Acambay de 1912 tomado de Figueroa (1970), con magnitud de ondas superficiales,  $M_s = 6.7$  según Suter et al. (1995b). El recuadro negro indica la ubicación del campo geotérmico Los Azufres y nuestra zona de estudio. Tomado de Ortuño et al. (2015).

Desde el principio del siglo XX varios trabajos buscaron caracterizar el CVLA (Waitz, 1906; Maldonado, 1956; Alonso et al., 1964; Mooser, 1964; Demant et al., 1975; Palacios y Camacho, 1976; Garfias y González, 1978; Camacho y Palacios, 1979; Camacho, 1979; Silva-Mora, 1979; Aumento y Gutiérrez, 1980b; Gutiérrez y Aumento, 1982; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995), identificar los episodios de actividad volcánica (Dobson y Mahood, 1985; Pradal y Robin, 1985, 1994; Macías et al., 2008; Pérez-Esquivias et al., 2010; Arce et al., 2012) y analizar su composición geoquímica (Aumento y Gutiérrez, 1980a; Macías et al., 2008; Pérez-Esquivias et al., 2010; Arce et al., 2012).

Muchas discusiones han sugerido sobre el número y la edad de los periodos de actividad volcánica (Dobson y Mahood, 1985; Pradal y Robin, 1985, 1994; Macías et al., 2008; Pérez-Esquivias et al., 2010; Arce et al., 2012) y la presencia o no de una caldera en Los Azufres (Dobson y Mahood, 1985; Pradal y Robin, 1985, 1994; Garduño-Monroy, 1987; Pradal, 1990; Ferrari et al., 1991, 1993; Robin y Pradal, 1993; Campos-Enríquez et al., 2005).

Aunque la presencia o no de la caldera es todavía una controversia, el estudio de Pradal y Robin (1994) describió dos períodos de vulcanismo mayores, el primero ocurrió entre 1.5 y 0.8 Ma, tuvo dos ciclos magmáticos de alrededor de 200,000 años, y se caracterizó por vulcanismo riolítico seguido de un vulcanismo máfico. El segundo periodo ocurrió ~0.6 Ma hasta el presente, este período involucró la transición de vulcanismo basáltico a riolítico y la extrusión de ignimbritas jóvenes de 26,700 a 28,000 años de edad procedentes del volcán El Guangoche.

El trabajo más reciente en el área es un informe interno de CFE (Macías et al., 2008). Estos autores reinterpretaron la geología del área y propusieron la existencia del Complejo Volcánico Los Azufres, formado por 96 estructuras volcánicas, tales como estratovolcanes, domos, flujos de lava, conos de ceniza y depósitos piroclásticos. En este trabajo, los autores identificaron una pared remanente de caldera en la sierra de Santa Inés sin relación con el vulcanismo del CVLA.

### 2.3.1. Estratigrafía

De acuerdo a Macías et al. (2008), la estratigrafía volcánica del CVLA puede ser agrupada de manera composicional en varias unidades (Figs. 9 y 10), las cuales se sobreponen en el tiempo.

Las rocas más antiguas están representadas por una Unidad Basáltica, así como flujos de lava de textura microporfídica. Los afloramientos de esta unidad se encuentran restringidos (Fig. 11) y varían en edad de 1.47 a 0.58 Ma (Macías et al., 2008).

El segundo grupo es la Unidad Andesítica (Figs. 9 y 10) que aflora en la parte central del CVLA. Se compone de flujos de lava de color gris pálido. Aunque hay pocos datos químicos disponibles para esta unidad su composición varía de andesita basáltica a andesita. La edad de esta unidad varía de 1.24 a 0.97 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; Macías et al., 2008).

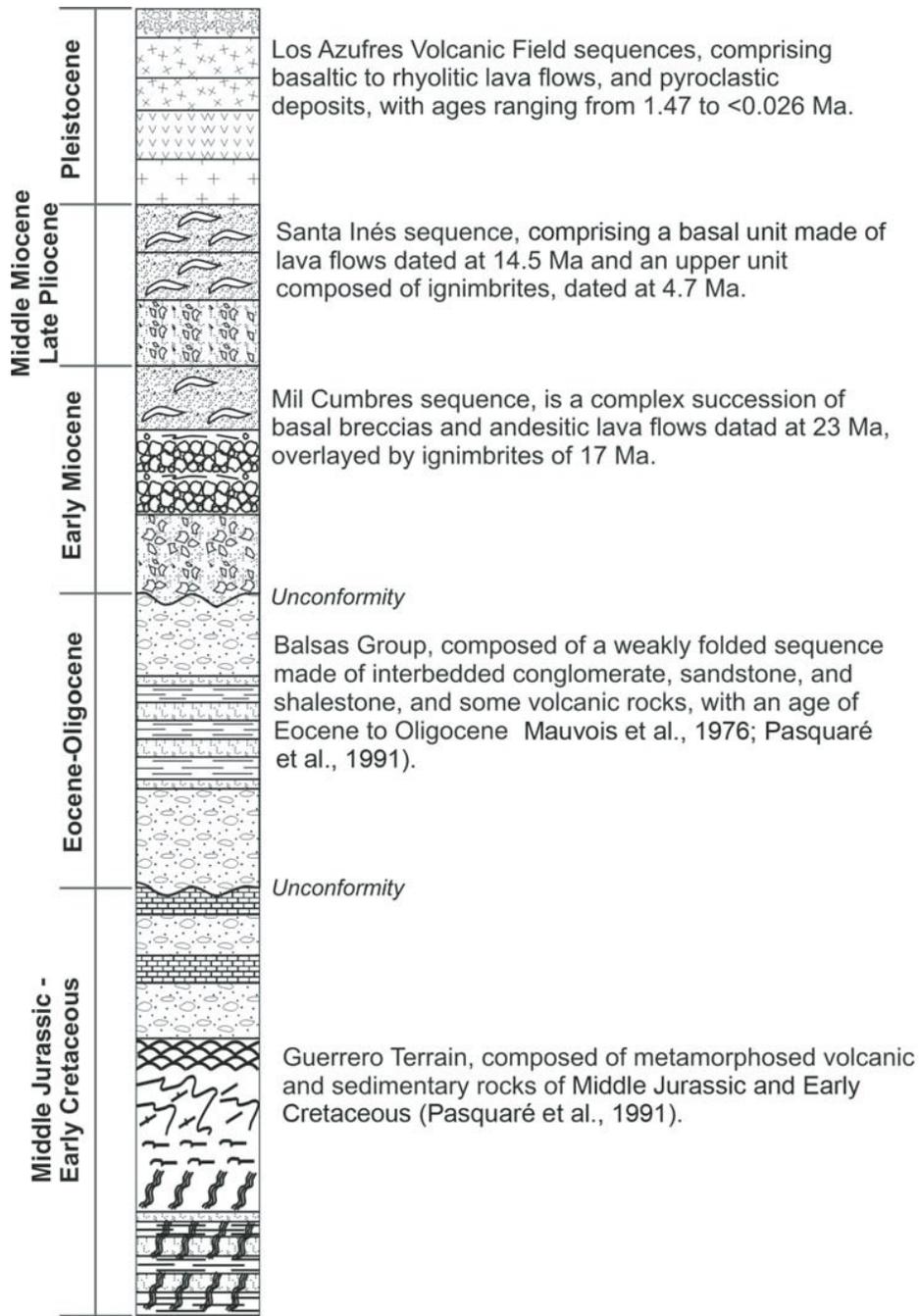


Figura 9. Estratigrafía general del Campo Volcánico Los Azufres. Tomado de Arce et al. (2012).

La Unidad Dacítica (Figs. 9 y 10) está asociada con varios estratovolcanes y domos. Comúnmente estas rocas muestran foliación por flujo con textura porfídica. Las edades determinadas para esta unidad varían de 1.22 a 0.33 Ma (40Ar/39Ar; Macías et al., 2008) sugiriendo que la Unidad Dacítica era en parte contemporánea con la Unidad Andesítica.

La Unidad Riolítica incluye dos subunidades con diferente edad: la subunidad Agua Fría (1.39-0.03 Ma) y la subunidad Yerbabuena (0.30-0.03 Ma) (Figs. 9 y 10).

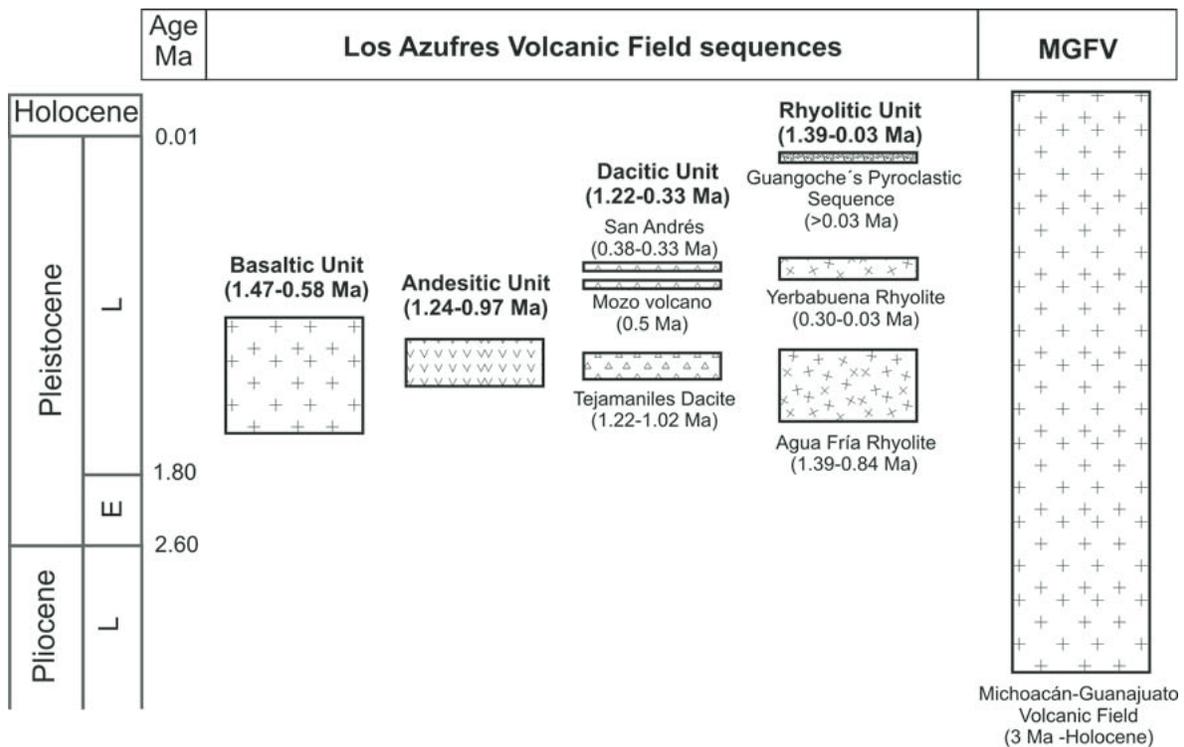


Figura 10. Panel que muestra la estratigrafía del Campo Volcánico Los Azufres y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Edades tomadas de Macías et al. (2008), Ban et al. (1992) y Arce et al. (2012). El Pleistoceno temprano (E) y tardío (L) están indicados.

La subunidad Agua Fría está relacionada con el emplazamiento de domos de lava, mesetas de lava y flujos piroclásticos, todos ellos de composición riolítica, con texturas porfídicas y a veces desvitrificadas, esta unidad contiene un conjunto de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. En particular, el domo el Cuate y la meseta Mesa Grande fueron fechados en 1.39 Ma (Pradal y Robin, 1985).

Los depósitos piroclásticos están representados por el afloramiento de flujo piroclástico San Pedro Jácuaro (Fig. 11). Es un depósito de flujo piroclástico masivo, compuesto por cuatro horizontes: su base consiste en un depósito de flujo piroclástico, seguido por un depósito de caída de pómez, luego un depósito de oleada piroclástica, por último, es coronado por otro depósito de flujo piroclástico masivo. Los constituyentes son pómez del tamaño de lapilli, líticos (incluyendo obsidiana) de composición riolítica, inmersos en una matriz de cenizas (Macías et al., 2008). Las edades determinadas para este depósito varían de 1.04 a 0.06 Ma [K/Ar; Pradal y Robin (1994) y Pradal (1990)].

La subunidad Yerbabuena también está relacionada con el emplazamiento de domos de lava, mesetas de lava y varios depósitos de flujos piroclásticos. Estos afloramientos están expuestos al NW, W y SW del CVLA (Figs. 9 y 10). Las mesetas más recientes tienen entre 0.23 y 0.08 Ma (Macías et al., 2008).

Las sucesiones volcánicas más recientes se asocian al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y afloran de manera importante en la periferia de la zona de Los Azufres. Consisten en muchos volcanes monogenéticos, esencialmente de composición basáltica y andesítica (Macías et al., 2008). Las edades radiométricas de algunas de estas unidades en el CVLA fluctúan de 0.87 a 0.60 Ma (Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994), aunque las rocas más viejas (3 Ma; Ban et al., 1992) han sido fechadas en otras zonas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

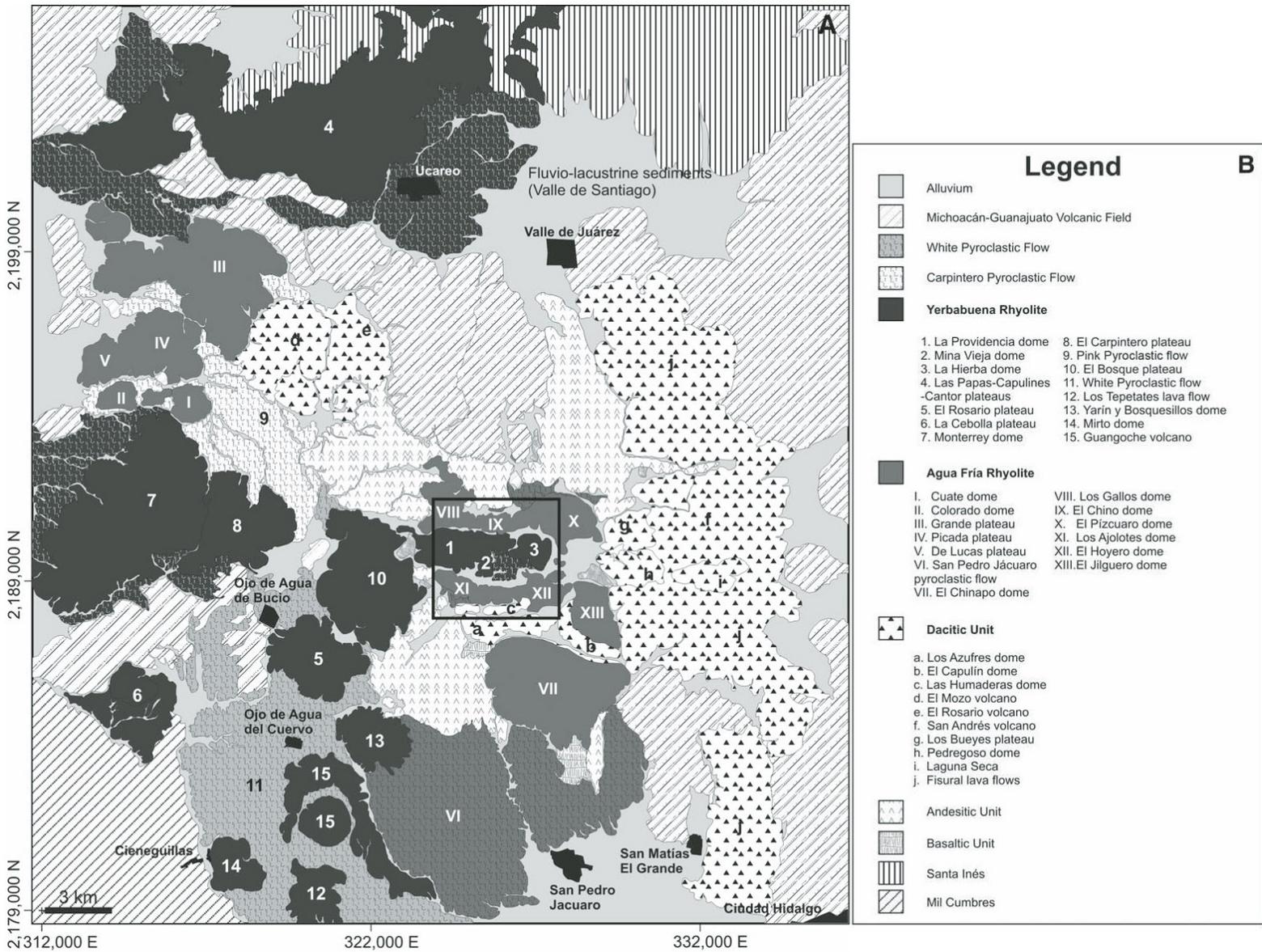


Figura 11. (A) Mapa geológico generalizado del Campo Volcánico Los Azufres, agrupado en varias unidades. El cuadrado indica la ubicación del campo geotérmico Los Azufres. (B) Leyenda que muestra la estratigrafía volcánica general del Campo Volcánico Los Azufres. Tomado y modificado de Arce et al. (2012).

### 2.3.2. Geología Estructural y Neotectónica

El campo geotérmico Los Azufres está ubicado en la intersección de dos sistemas estructurales principales: uno antiguo y otro reciente. El segmento estructural más antiguo de orientación NNW-SSE (p. ej., sistema de falla Valle de Santiago-Tzitzio; Garduño-Monroy et al., 2009) generó fallas normales en rocas del Pleistoceno que delinean la depresión Ciudad Hidalgo-Maravatío en el área de Los Azufres. El segmento estructural más reciente de orientación E-W (p. ej., sistema de falla Chapala-Tula; Johnson y Harrison, 1990) ha sido la fuente de la actividad sísmica en la zona (Suter et al., 1996; Garduño-Monroy et al., 2009, entre otros), y el desarrollo de la morfología actual de Los Azufres (Arce et al., 2012).

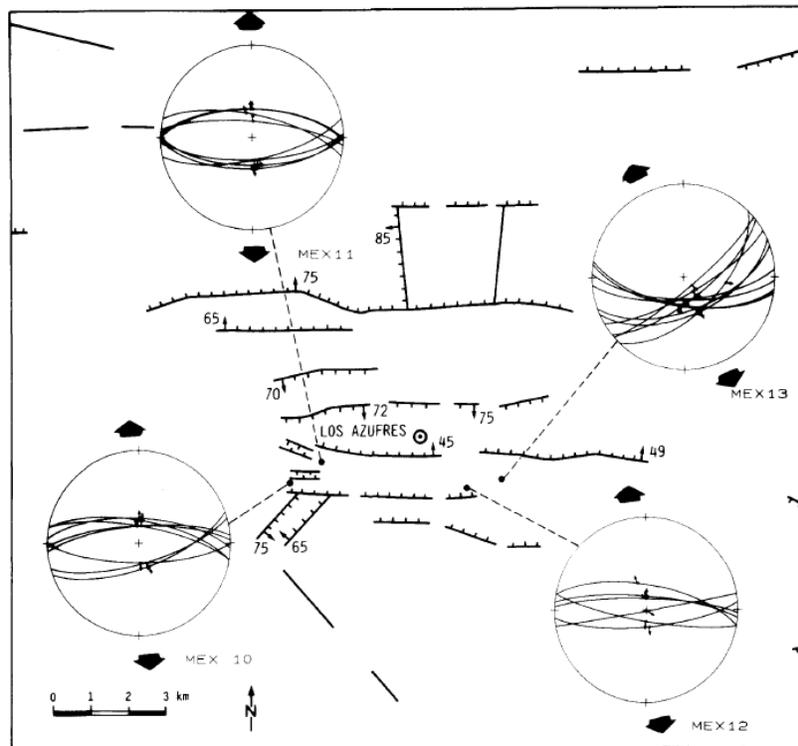


Figura 12. Mapa estructural de fallas principales dentro de Los Azufres. Los números indican el rake del plano de falla. Los planos de falla principal y secundario y los vectores de movimiento detectados en

cuatro sitios estructurales se trazan como proyección del hemisferio inferior en los estereogramas de Schmidt. Las flechas grandes divergentes indican las direcciones computadas del menor esfuerzo principal ( $\sigma_3$ ). Tomado de Ferrari et al. (1991).

Varias fallas normales de dirección ENE-WSW y E-W cortan rocas volcánicas que datan hasta el Pleistoceno tardío. En particular, se puede reconocer un enjambre de fallas de dirección E-W en el área de Los Azufres cuyo echado fluctúa entre  $45^\circ$  y  $75^\circ$  (Ferrari et al., 1991). En este enjambre hay seis fallas normales de dirección E-W que buzan hacia el norte y dos fallas normales antitéticas que buzan hacia el sur. Las dos fallas antitéticas circunscriben un pequeño graben al interior de Los Azufres llamado graben de Agua Fría (Dobson y Mahood, 1985; Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994). Suter et al. (2001) calcularon para una de estas fallas una tasa de deslizamiento de 0.18 mm/año y un rechazo vertical de 60 m de altura y asumieron que estas estructuras desplazaron a una unidad de rocas denominada dacita San Andrés de  $0.33 \pm 0.07$  Ma (Dobson y Mahood, 1985). Hacia el este, al nivel de la localidad de Tzintzingareo, Suter et al. (2001) reportan el alineamiento de varios conos de ceniza pertenecientes a la unidad basáltica Ciudad Hidalgo de edad  $0.63 \pm 0.05$  Ma. Uno de estos conos se encuentra desplazado 20 m por una falla normal con dirección E-W y echado hacia el norte. En este sitio calcularon una tasa de deslizamiento vertical de 0.03 mm/año. Los datos de orientación de estrías para la región (Ferrari et al., 1991; Fig. 12) indican un deslizamiento normal con una componente menor de deslizamiento lateral izquierdo (Suter et al., 2001).

## **2.4. Sismicidad del Campo Volcánico Los Azufres**

### **2.4.1. Sismicidad histórica (siglo XIX)**

En 1845 y 1872 la región de Los Azufres sufrió una serie de crisis sísmicas que provocaron que la población civil pidiera apoyo a las autoridades para este tipo de fenómenos (Urquiza, 1872; Ramírez y Reyes, 1873).

Los estudios de sismicidad histórica (Urquiza, 1872; Ramírez y Reyes, 1873; Martínez-Gracida, 1890; Galván-Rivera, 1950) indican que han ocurrido sismos locales en sitios adyacentes a Los Azufres (p. ej., Agua Fría (CFE), San Juan Jaripeo, Ucareo, Zinapécuaro de Figueroa,

Maravatío de Ocampo, Acámbaro; Fig. 13). A continuación, presento cronológicamente los eventos y una descripción de lo acontecido en esa época:

- El 22 de octubre de 1872 (Agua Fría, Jaripeo, Ucareo, Zinapécuaro, Maravatío, Mich.; Acámbaro, Gto.) (Ramírez y Reyes, 1873)

“Pasando a examinar el fenómeno que ha dado origen a esta digresión y que constituye el objeto del presente estudio, puede decirse que consiste en una serie de temblores que se comenzaron a sentir en el estado de Michoacán, el 22 de octubre, en el punto llamado El Agua Fría, de la municipalidad de Tajimaroa, en la hacienda de Jaripeo, en Ucareo, Zinapécuaro, Acámbaro -estado de Guanajuato-, y muy posteriormente con mucha suavidad en Maravatío, comprendiendo una extensión de ochenta leguas cuadradas”.

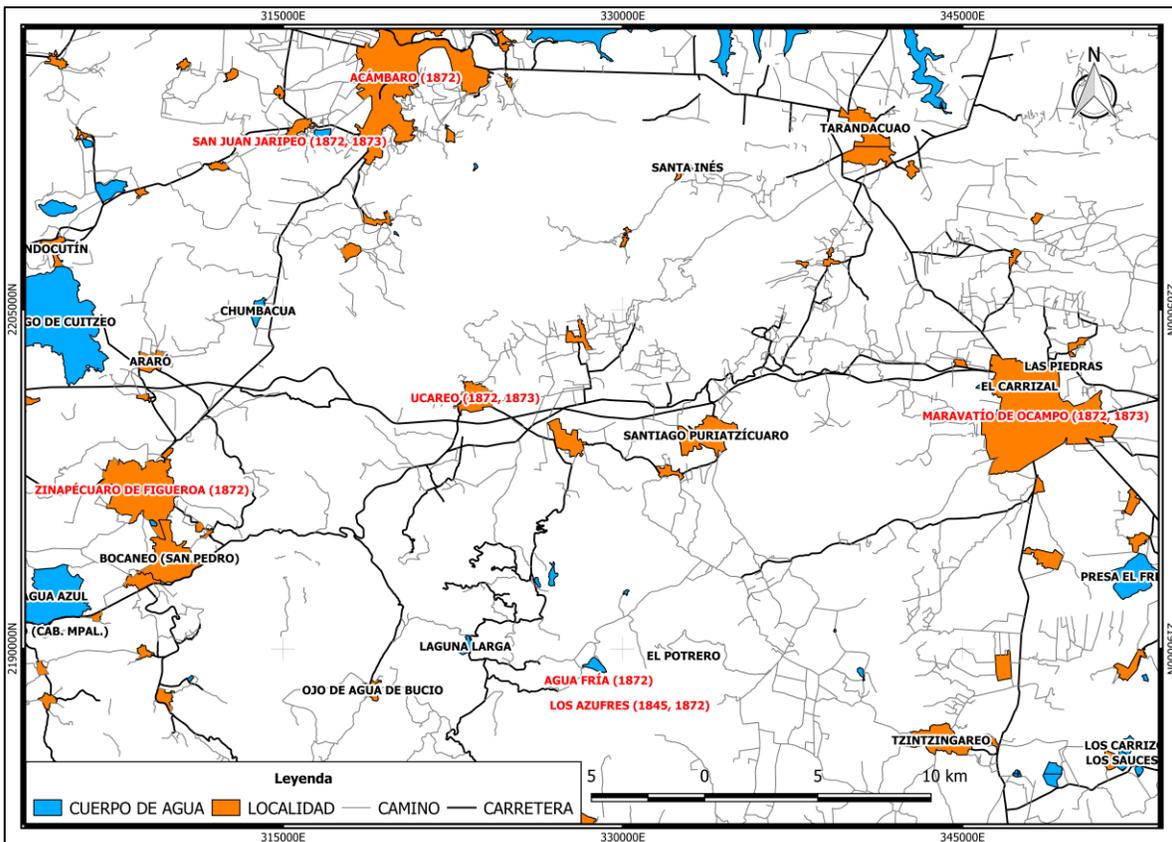


Figura 13. Mapa de localidades (en rojo) que históricamente han sido afectadas por sismos cerca de Los Azufres. Sistema de referencia de coordenadas seleccionado: WGS 84/UTM zona 14N.

🚩 El 3 de noviembre de 1872 (Agua Fría, Jaripeo, Ucareo, Zinapécuaro, Mich.; Acámbaro, Gto.) (Ramírez y Reyes, 1873)

“(Los temblores) que se sintieron en la noche del 2 al 3 de noviembre, fueron acompañados de un prolongado ruido subterráneo, síntoma que fue generalmente considerado como extraordinario y precursor de grades males; y que, como hemos dicho, es natural y acompañante ordinario de este fenómeno”.

🚩 El 2 de enero de 1873 (Ucareo, Maravatío, Tepetongo, Jaripeo, Mich.) (Galván-Rivera, 1950; Martínez-Gracida, 1890)

“(...) tembló la tierra en Ucareo, Maravatío, Tepetongo y Jaripeo. Los moradores de esta última hacienda abandonaron sus hogares, pues se repitieron hasta 27 veces los sacudimientos. En los Cerros del Gallo y del Gallito se abrieron nuevos respiraderos”.

La descripción histórica de estos eventos es muy pobre, sin embargo, por la localización de los efectos, se puede razonablemente interpretar que los sismos ocurrieron en la región de Los Azufres, entre los estados de Michoacán, Estado de México y Guanajuato.

Varios sistemas de fallas podrían ser la fuente de estos eventos, la falla Venta de Bravo, al sur del graben de Acambay, las fallas centrales del graben de Acambay al nivel de Acámbaro o finalmente, las fallas que cortan el Campo Volcánico Los Azufres. Las características morfológicas observadas en las fallas de Los Azufres tienen semejanza con las fallas activas de los grábenes de Cuitzeo y Acambay indicando que también podrían ser activas y potencialmente responsables de estos temblores.

#### 2.4.2. Sismicidad instrumental (1956-2017)

El monitoreo sísmico llevado a cabo por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en el Campo Volcánico Los Azufres ha podido constatar un total de 117 microsismos (magnitudes 0.1-1.8) durante tres años de registro (2003-2005). Estos sismos han ocurrido a profundidad variable (entre 17 km y la superficie) y podrían tener tres orígenes distintos: tectónico, telesísmico y de tipo armónico relacionados con el movimiento de fluidos en pozos cercanos a algunas de las estaciones de monitoreo (Valdés-González y Pérez-Esquivias, 2007; Lermo et al., 2009; Valdés-González, 2009).

Posteriormente, durante el periodo de noviembre de 2011 a octubre de 2012 Cruz-Noé et al. (2013) localizaron 121 microsismos de tipo tectónico con tres o más estaciones sísmicas en las proximidades del campo (Fig. 14).

Los sismos, cuyas magnitudes varían entre 0.3 y 1.7, se encuentran principalmente en el sector occidental de la red sísmica. Las profundidades de los hipocentros son generalmente inferiores a 3 km (la profundidad promedio de los hipocentros en el yacimiento geotérmico es de 2.4 km), aunque se han detectado sismos un poco más alejados del yacimiento, con profundidades de 11 km.

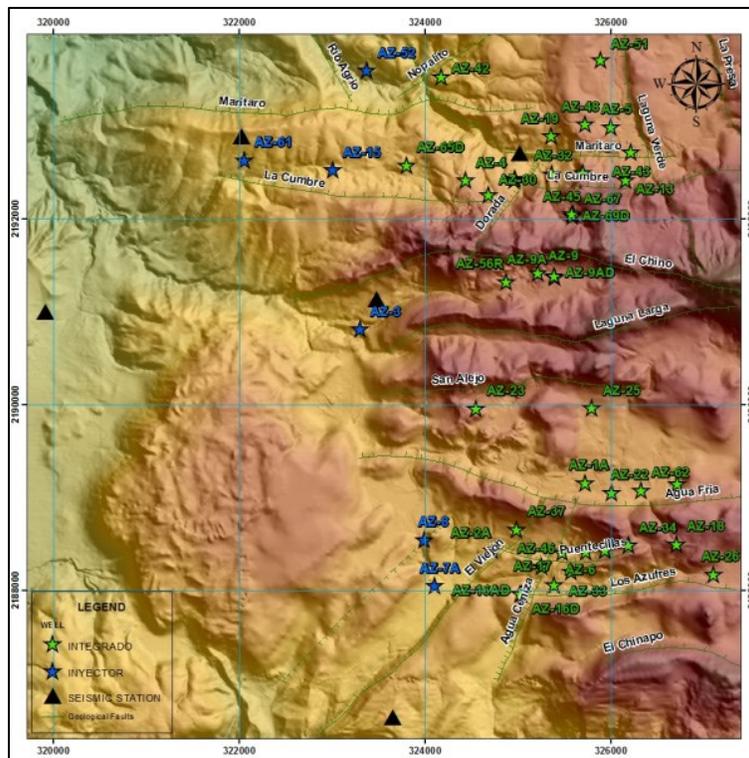


Figura 14. Distribución de la red sísmica. Tomado de Cruz-Noé et al. (2013).

Entre la actividad sísmica reportada, Cruz-Noé et al. (2013) observaron dos enjambres sísmicos en la periferia de los pozos de inyección AZ-15 y AZ-61; el 14 de enero con 16 eventos sísmicos, el 25 de mayo con 15 eventos sísmicos; esos enjambres sísmicos definen una alineación o una tendencia NW-SE, N-S y NE-SW (Fig. 15).

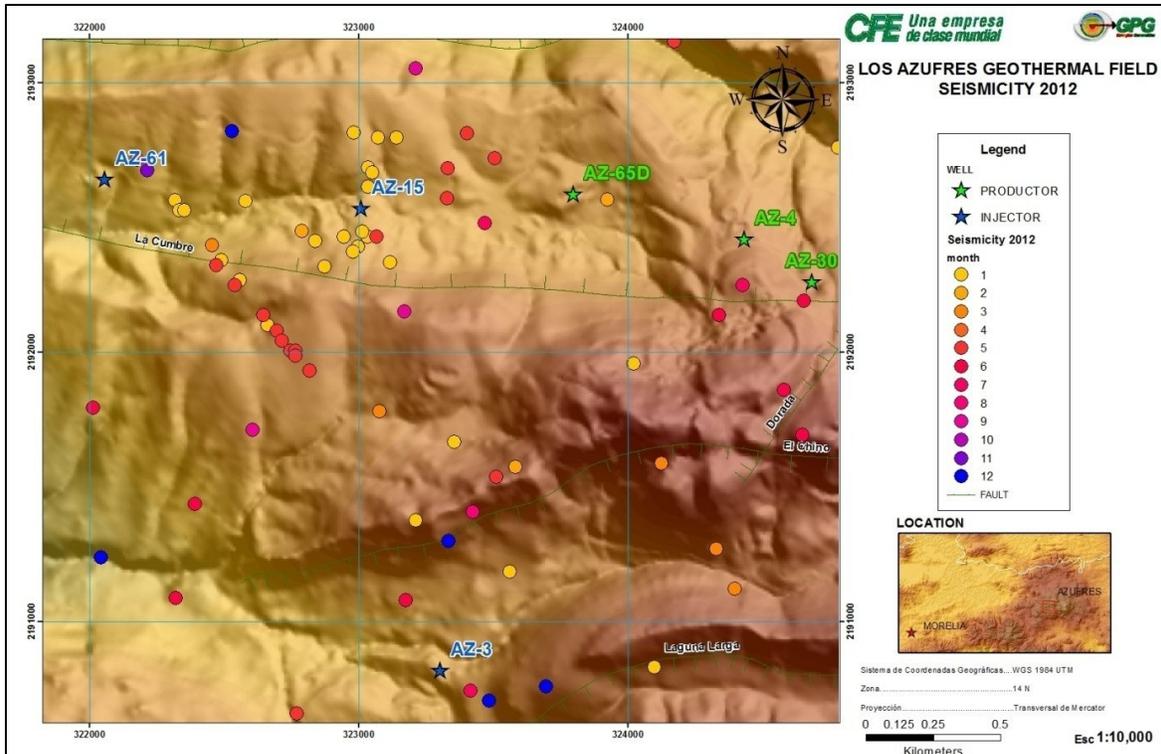


Figura 15. Sismicidad del campo geotérmico Los Azufres 2012. Tomado de Cruz-Noé et al. (2013).

Finalmente, en esta zona, Lermo et al. (2009), Valdés-González (2009) y el Servicio Sismológico Nacional registraron un total de 177 sismos en el periodo de 1956-2017 con magnitudes entre 0 y 3.7. La profundidad de estos eventos fluctúa entre 28 km y la superficie (Fig. 16).

El registro sísmico instrumental indica una sismicidad de fondo moderada a baja en el CVLA con magnitudes inferiores a 4. Sin embargo, el antecedente de una crisis sísmica en los años de 1872 y 1873, así como la ocurrencia de sismos de magnitud alta (M 6-7) en tiempos históricos y prehistóricos en los grábenes de Cuitzeo y Acambay fundamenta la necesidad de averiguar la persistencia de la actividad de las fallas de Los Azufres y su potencial para producir sismos potencialmente destructivos.

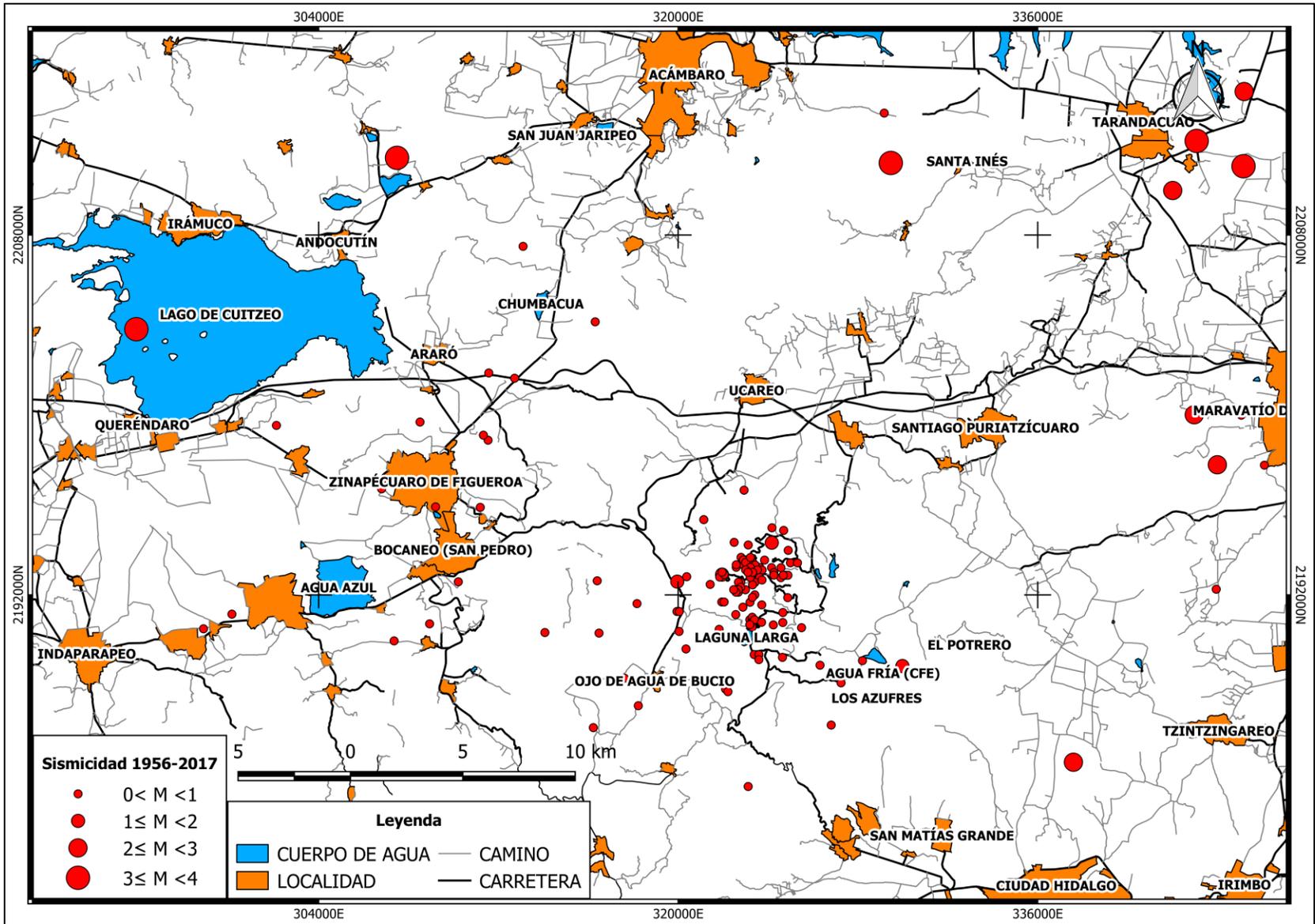


Figura 16. Mapa que muestra la sismicidad instrumental en el área del Campo Volcánico Los Azufres.

Los círculos rojos representan los epicentros reportados por Lermo et al. (2009), Valdés-González (2009) y el Servicio Sismológico Nacional. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud. Sistema de referencia de coordenadas seleccionado: WGS 84/UTM zona 14N.

### **III. ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL**

Los movimientos tectónicos a lo largo de fallas superficiales producen escarpes en la superficie terrestre. Con el tiempo, la acumulación de saltos cosísmicos genera lineamientos topográficos que interfieren con la evolución del relieve. La geomorfología tectónica es una disciplina que se enfoca a estudiar el efecto de los movimientos tectónicos en la topografía (González de Vallejo et al., 2002).

El objetivo de este capítulo es presentar los resultados del estudio geomorfológico que se realizó en el Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) para identificar y caracterizar las trazas morfológicas de las estructuras tectónicas, calcular la longitud y el desplazamiento acumulado en estas fallas e identificar sitios adecuados para realizar el estudio de paleosismología que se expondrá en el capítulo subsecuente. Finalmente, al conjuntar estas dos disciplinas se podrá estimar el potencial sismogénico de las fallas estudiadas.

#### **3.1. Metodología del estudio**

Para el desarrollo de este proyecto se emplearon, en formato vectorial, las cartas topográficas Acámbaro (F14C84), Jerécuaro (F14C85), Zinapécuaro (E14A14), Maravatío (E14A15), Tzitzio (E14A24) y Ciudad Hidalgo (E14A25), todas ellas a escala 1:50,000. De igual forma se adquirió el conjunto de datos de relieve en formato ráster a escala 1:50,000 y a una resolución espacial de 15 m del Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) y ortofotografías digitales (imágenes en B/N y a color) a escala 1:20,000, así como pares estereoscópicos de fotografías aéreas. Los productos cartográficos utilizados para este trabajo son de la autoría del INEGI (INEGI, 2003; INEGI, 2013; INEGI, 2016). Se integró posteriormente la totalidad de estos datos en un sistema de información geográfica (SIG) utilizando las plataformas GRASS GIS y QGIS. Para identificar y caracterizar los morfolineamientos y otras morfoestructuras fundamentales en la región de Los Azufres, se realizó un mapeo geomorfológico y estructural usando diferentes modelos digitales de elevación (MDE) con

diferentes trayectorias de iluminación y diferentes factores de relieve para resaltar la morfología en cuestión (p. ej., trazas de fallas y/o estructuras volcánicas).

Posteriormente para el análisis morfométrico de las fallas en Los Azufres se realizaron varios perfiles topográficos de 4 km y dirección N-S perpendiculares a los escarpes de falla.

## **3.2. Estudio morfotectónico del CVLA**

El estudio morfotectónico consistió en identificar los diferentes rasgos morfoestructurales tal como las estructuras volcánicas y diferentes familias de morfolineamientos (Fig. 17). Después de recopilar los mapeos de fallamiento propuestos inicialmente por Ferrari et al. (1991) y Suter et al. (2001) realizamos un análisis morfológico de alta precisión para calcular la longitud morfológica de las fallas, evaluar sus segmentaciones y calcular el salto asociado a cada estructura.

### **3.2.1. Caracterización morfológica de las fallas del CVLA**

Diferentes factores influyen sobre la morfología de la zona, tales como: la morfología original de estructuras volcánicas, la litología, las redes de drenaje (primarias y secundarias), la tectónica, así como los factores climáticos y sus consecuencias sobre la vegetación. Durante el análisis morfológico, se trató de identificar la influencia de cada uno de estos factores para distinguir la influencia específica relacionada a la influencia de los movimientos tectónicos. En particular, se ha prestado especial atención a los escarpes lineales, las pendientes pronunciadas, las variaciones altimétricas, la alineación de estructuras volcánicas, los desprendimientos de roca y sedimentación al pie del escarpe.

Se logró identificar un total de trece fallas normales con trazas morfológicas muy marcadas, particularmente en los sectores septentrional y meridional del Campo Volcánico Los Azufres (Fig. 18). De este modo, se pudieron reconocer tres tendencias estructurales de orientación general E-W, NE-SW y NW-SE (Tabla 1).

El primer grupo de estructuras está integrado por nueve fallas de orientación E-W. Cinco de estas estructuras se encuentran buzando hacia el norte: el segmento norte de la falla Agua Fría, las fallas Agua Fría, Tejamaniles, El Chinapo y Marítaro (Fig. 18 y Tabla 1). Las otras cuatro estructuras: las fallas El Chino, San Alejo, La Bolsa y Los Bueyes, se hallan buzando hacia el sur (Fig. 18 y Tabla 1).

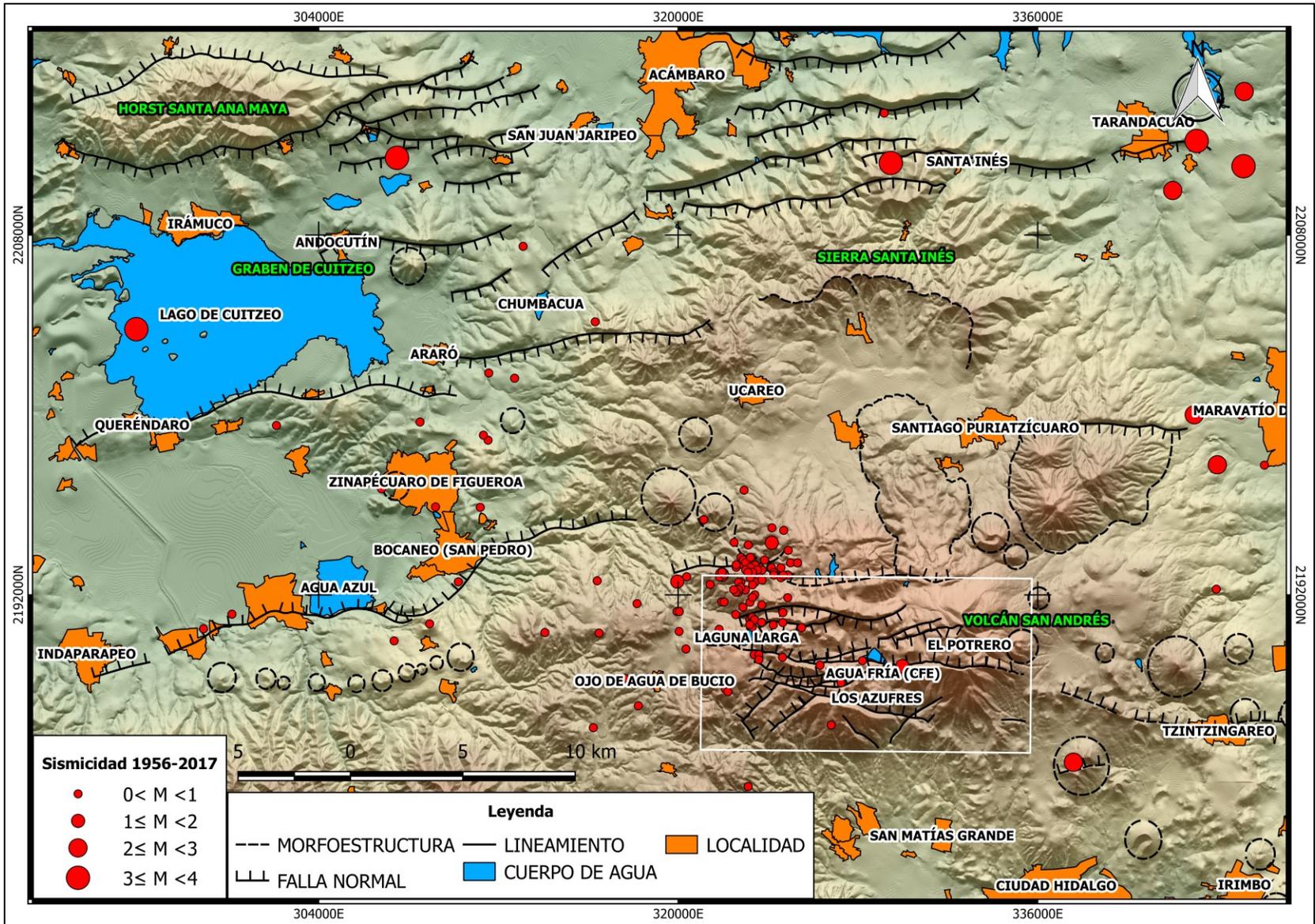


Figura 17. Mapa sismotectónico regional del Campo Volcánico Los Azufres. El recuadro blanco indica la ubicación del campo geotérmico Los Azufres y nuestra zona de estudio. Sistema de referencia de coordenadas seleccionado: WGS 84/UTM zona 14N.

Dentro de este grupo, las estructuras de mayor longitud morfológica son, la falla Agua Fría con 15 km de extensión y un escarpe topográfico máximo de 150 m de altura, la falla Marítaro con 13.1 km de extensión y un escarpe topográfico máximo de 200 m de altura, la falla El Chinapo con 8.3 km de extensión y un escarpe topográfico máximo de 150 m de altura, y finalmente la falla El Chino con una extensión morfológica de 7.7 km y un escarpe topográfico máximo de 120 m de altura (Fig. 19 y Tabla 1).

Fallas	Dirección general	Buzamiento	Longitud total real del frente montañoso (Lmf; km)	Longitud en línea recta medida entre los extremos del frente (Ls; km)	Índice de sinuosidad del frente montañoso (Smf) (Bull y McFadden, 1977) $Smf = Lmf/Ls$	Tipo de falla	Altura máxima del escarpe en metros
Segmento norte de la falla Agua Fría	E-W	Norte (N)	3.1	3.1	1	Falla Normal	40
Falla Agua Fría	E-W	Norte (N)	15	14.4	1.04	Falla Normal	150
Falla Tejamaniles	E-W	Norte (N)	3.4	3.2	1.05	Falla Normal	40
Falla El Chinapo	E-W	Norte (N)	8.3	8.1	1.02	Falla Normal	150
Falla Marítaro	E-W	Norte (N)	13.1	12.8	1.03	Falla Normal	200
Falla El Chino	E-W	Sur (S)	7.7	7.4	1.04	Falla Normal	120
Falla San Alejo	E-W	Sur (S)	3.8	3.6	1.04	Falla Normal	80
Falla La Bolsa	E-W	Sur (S)	3	2.9	1.03	Falla Normal	60
Falla Los Bueyes	E-W	Sur (S)	2.9	2.9	1.01	Falla Normal	40
Falla Los Azufres	NE-SW	NW	4.3	4.1	1.04	Falla Normal	120
Falla Rancho Viejo	NE-SW	NW	2.2	2.2	1.01	Falla Normal	100
Falla Agua Ceniza	NE-SW	NW	2.6	2.5	1.01	Falla Normal	140
Falla Eréndira	NW-SE	NE	0.9	0.9	1	Falla Normal	60

Tabla 1. Sumario de parámetros morfométricos de las fallas en Los Azufres.

El segundo grupo de estructuras está integrado por tres fallas de orientación NE-SW y buzamiento hacia el NW. Estas estructuras son: las fallas Los Azufres, Rancho Viejo y Agua Ceniza (Fig. 18 y Tabla 1). Dentro de este conjunto, la estructura de mayor longitud morfológica es la falla Los Azufres con 4.3 km de extensión y un escarpe topográfico máximo de 120 m de altura (Fig. 19 y Tabla 1); y por último la falla Eréndira la cual se sitúa en el extremo suroeste de Los Azufres con una orientación NW-SE y un buzamiento hacia el NE, esta estructura tiene una longitud de 0.9 km y un escarpe topográfico de 60 m de altura (Fig. 18 y Tabla 1).

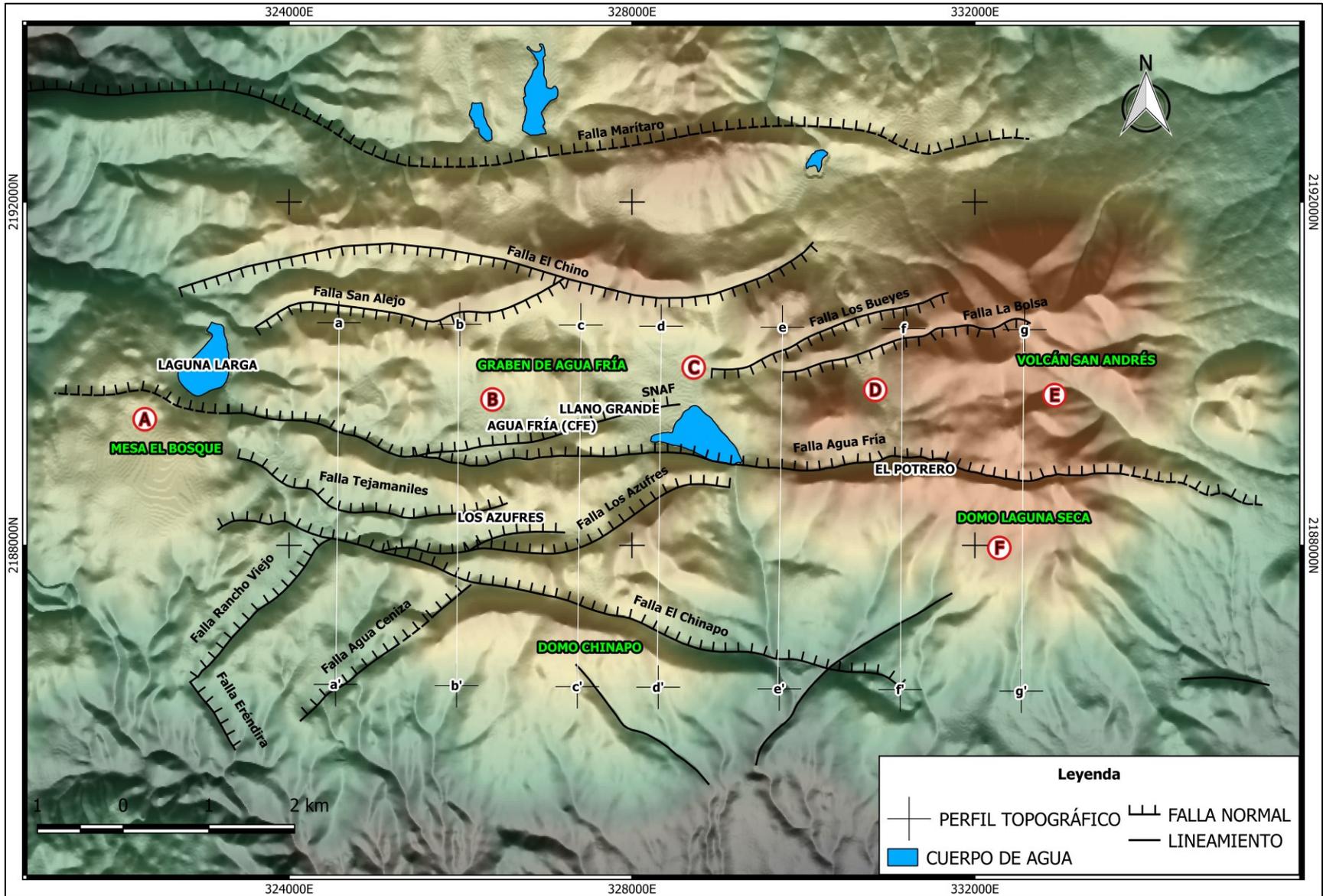


Figura 18. Mapa morfotectónico de Los Azufres (iluminación solar desde el sur). Sobresale el segmento norte de la falla Agua Fría (SNAF), las fallas Agua Fría, Tejamaniles, El Chinapo y Maritaro. Sistema de referencia de coordenadas seleccionado: WGS 84/UTM zona 14N.

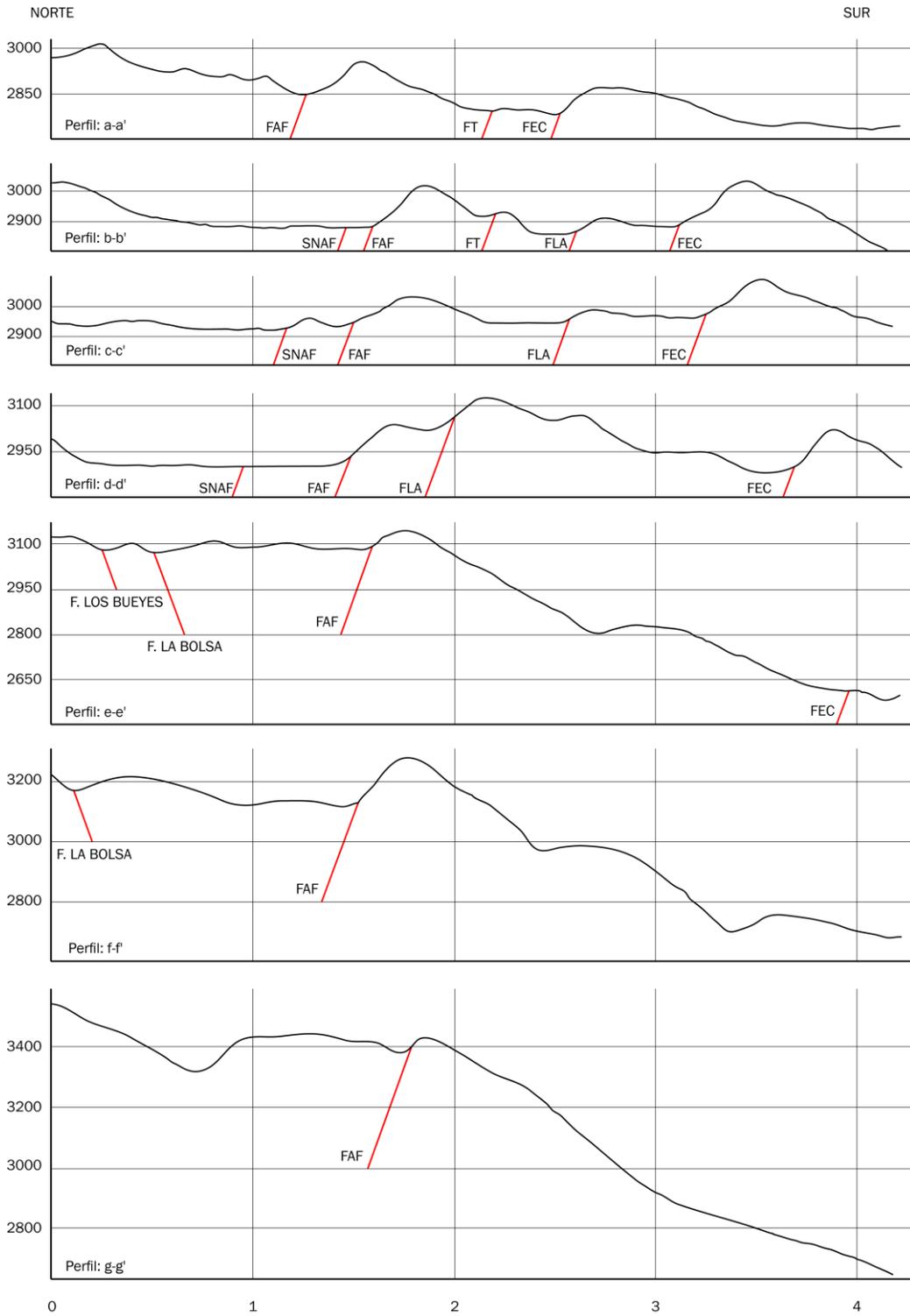


Figura 19. Perfiles topográficos perpendiculares a los escarpes de las fallas calculados a partir del modelo digital de elevación a 15 metros del INEGI (perfiles localizados en la Fig. 18). SNAF: segmento norte de la falla Agua Fría, FAF: falla Agua Fría, FT: falla Tejamaniles, FEC: falla El Chinapo, F. LA BOLSA: falla La Bolsa, F. LOS BUEYES: falla Los Bueyes, FLA: falla Los Azufres (altitud en metros, distancia en kilómetros, exageración vertical  $\times 1.5$ ).

Del análisis geomorfológico y estructural realizado pudimos identificar la traza de cuatro fallas principales de dirección E-W que buzan hacia el norte (el segmento norte de la falla Agua Fría, las fallas Agua Fría, Tejamaniles y El Chinapo) y cuatro fallas normales antitéticas de dirección E-W que buzan hacia el sur (fallas El Chino, San Alejo, La Bolsa y Los Bueyes). Entre estas ocho estructuras queda restringido un graben en el cual se formaron cuencas rellenas de sedimentos vulcano lacustres (graben de Agua Fría; Fig. 18).

### **3.3. Descripción morfológica de la falla Agua Fría (FAF) y su segmento norte (SNAF)**

#### **3.3.1. Falla Agua Fría**

La falla Agua Fría (FAF; Fig. 18) es una estructura de dirección general E-W asociada a un escarpe topográfico de 15 km de largo que corta toda la parte central del Campo Volcánico Los Azufres. El escarpe topográfico de la FAF posee un índice de sinuosidad de  $S_{mf} = 1.04$  (Bull y McFadden, 1977; ver Tabla 1) característico de un frente montañoso activo, estos atributos la convierten en una de las fallas con la expresión morfológica más larga y continua de todo el conjunto de fallas en el CVLA. La FAF buza entre  $54^\circ$  y  $65^\circ$  hacia el norte y las estrías medidas en uno de los pocos afloramientos indican una cinemática de falla normal con una pequeña componente lateral izquierda (Fig. 20). De acuerdo con Arce et al. (2012), el extremo oriental de la FAF corto al complejo volcánico San Andrés (0.33 Ma; Dobson y Mahood (1985) o 0.38 Ma; Macías et al. (2008); “E” en la Fig. 18) lo que produjo el colapso del flanco sur del volcán San Andrés (Domo Laguna Seca; “F” en la Fig. 18) a lo largo de un escarpe topográfico que supera los 130 m de desnivel (perfiles e-e', f-f' y g-g' en la Fig. 19), este colapso generó un depósito de avalancha de escombros que se emplazó hacia el sur, a 10 km de la fuente, cerca del poblado de Ciudad Hidalgo (Arce et al., 2012).

Tomando el escarpe morfológico como desplazamiento mínimo de la falla en 0.38 Ma, podemos calcular una tasa de deslizamiento en este sitio de  $0.16 \pm 0.05$  mm/año.

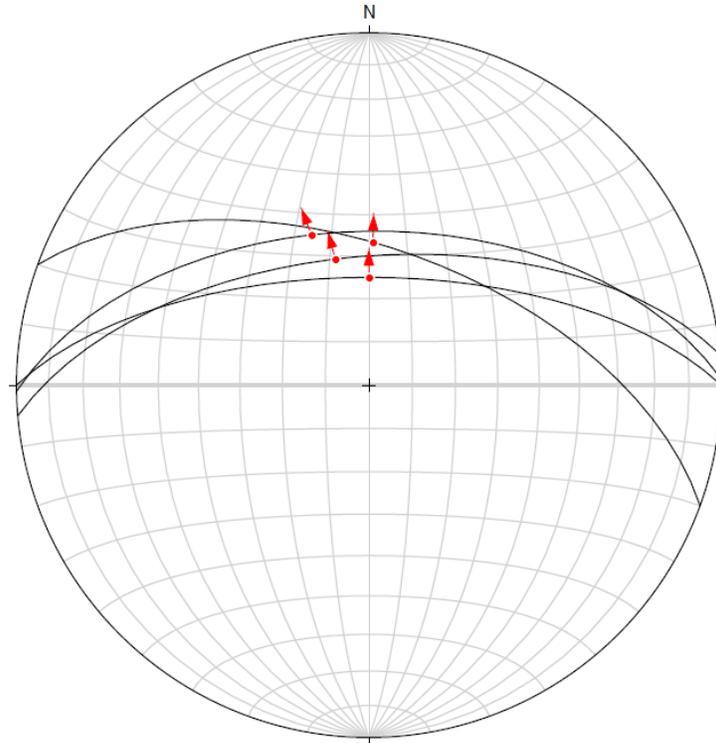


Figura 20. Proyección estereográfica (área igual, hemisferio inferior) que muestra los 4 planos de fallas y las estrías medidas en la falla Agua Fría ubicada frente a la planta geotérmica Los Azufres (coordenadas geográficas del afloramiento; longitud  $100^{\circ} 39' 53.50''$  W, latitud  $19^{\circ} 47' 21.80''$  N). Las flechas rojas sobre los círculos mayores representan la orientación de cada estría y la dirección de movimiento del bloque de techo.

Un poco más hacia el oeste, al nivel de la planta geotérmica Los Azufres y el embalse de Llano Grande, el sector central de la FAF restringe la formación de las cuencas de Agua Fría, Llano Grande y El Potrero (“B”, “C” y “D” en la Fig. 18). En esta zona el escarpe de falla se encuentra erosionado por la red drenaje y preservado bajo la forma de facetas triangulares (o trapezoidales) en varios sitios. En la parte occidental, la traza de la FAF corta un flujo de lava de composición riolítica (Mesa El Bosque; “A” en la Fig. 18) cuya edad ha sido reportada por Macías et al. (2008) en 0.08 Ma. Para este sitio podemos calcular una tasa de deslizamiento de  $0.25 \pm 0.125$  mm/año considerando la altura del escarpe entre 20 y 10 m.

En la terminación este del escarpe topográfico, la continuidad de la traza de la falla está sugerida por un alineamiento de varios conos monogenéticos hacia Tzintzingareo (Fig. 17). En este sitio, Suter et al. (2001) describen una falla de misma orientación y buzamiento, implicando que podría ser la misma falla, acumulando una longitud total de 27 km.

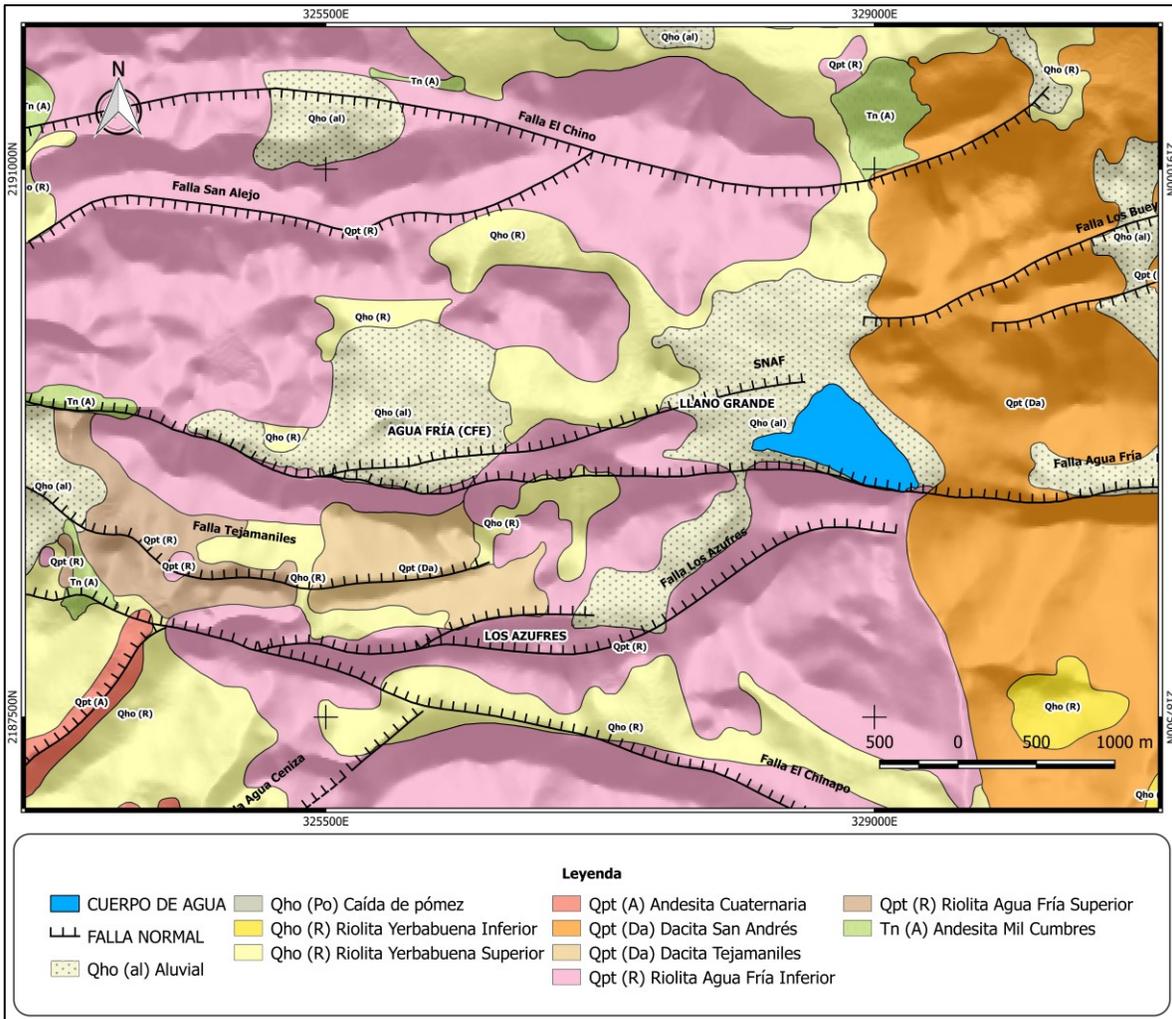


Figura 21. Mapa geológico (Molina-Martínez, 2013) y localización de fallas en Los Azufres.

### 3.3.2. Segmento norte de la falla Agua Fría

El segmento norte de la falla Agua Fría (SNAF; Fig. 18) corresponde a una pequeña falla normal sintética a la FAF. El SNAF posee una dirección preferencial E-W, un buzamiento hacia el norte y un índice de sinuosidad de  $S_{mf} = 1.00$  (Bull y McFadden, 1977; ver Tabla 1).

Este segmento se extiende sobre 3.1 km desde la planta geotérmica Los Azufres, al oeste, donde se desprende de la FAF, hasta la cuenca de Llano Grande, al este, donde su expresión morfológica se atenúa gradualmente hasta ocultarse en los sedimentos actuales del lago (“B” y “C” en la Fig. 22). En su parte occidental, el escarpe topográfico mide entre 5 y 15 m en sedimentos vulcano lacustres holocénicos, análogamente en su parte central el escarpe topográfico puede llegar a medir hasta 40 m en riolitas pleistocénicas antes de disminuir progresivamente en los sedimentos actuales de la cuenca vulcano lacustre de Llano Grande donde su escarpe topográfico llega a medir de 2 a 3 m (Fig. 21; perfiles b-b', c-c' y d-d' en la Fig. 19).

### **3.4. Ubicación de las trincheras paleosismológicas**

Los sitios para realizar las trincheras fueron seleccionados con base en criterios geomorfológicos e inspecciones de campo con el objetivo de (1) localizar la traza de la falla en superficie, (2) identificar depósitos o morfologías cuaternarias afectadas por la falla, (3) un escarpe de falla suficientemente bajo para preservar las unidades desplazadas en ambos bloques de la falla.

Utilizando las fotografías aéreas, los modelos digitales de elevación (MDE) y el reconocimiento de campo logramos identificar diferentes sitios con potencial para la excavación de una trinchera, así como las condiciones que intervienen para preservar todos los paleoeventos junto con material datable. El lugar más adecuado es aquel donde se puede esperar una tasa de sedimentación relativamente constante durante el Holoceno (p. ej., grábenes o depresiones tectónicas). Y donde la acumulación de sedimentos de grano fino permita obtener el registro estratigráfico más completo posible. Por último, se requiere un mínimo o ausencia de actividad antrópica destructiva para una mejor preservación de las unidades más superficiales.

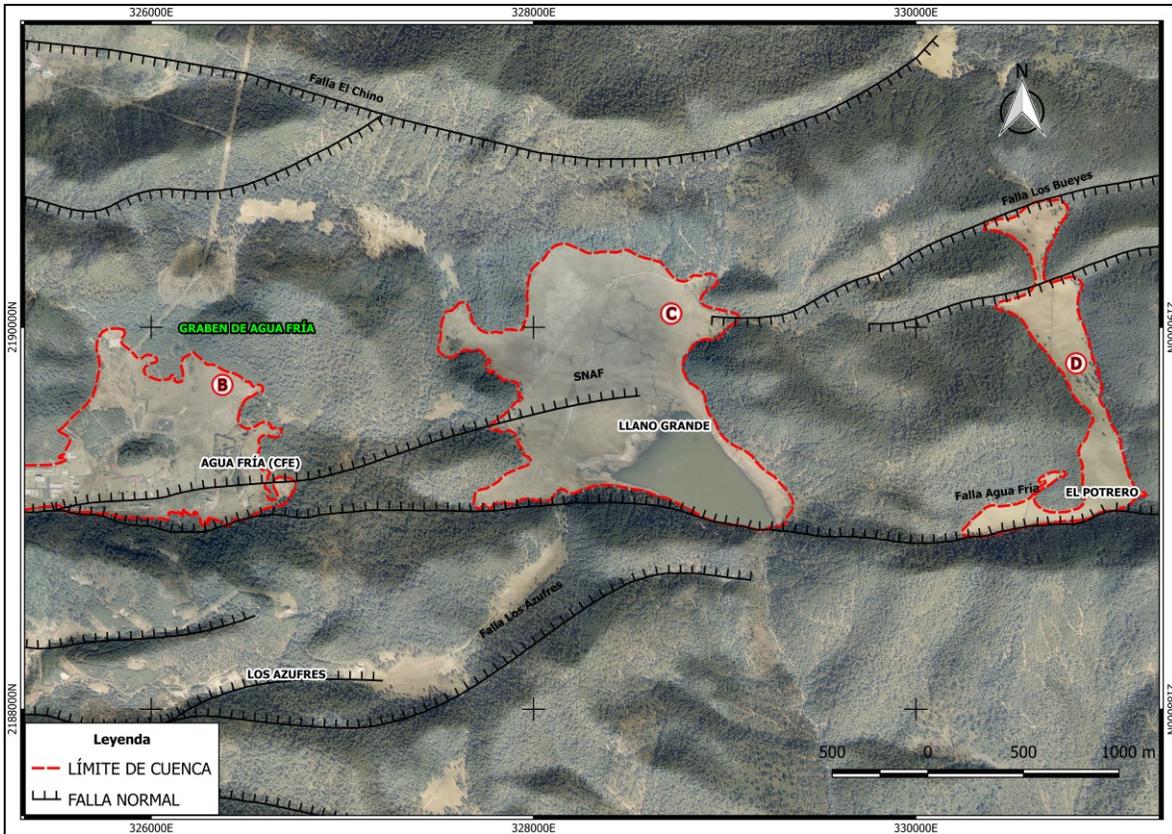


Figura 22. Ortofotografía de las cuencas de Agua Fría “B”, Llano Grande “C” y El Potrero “D”. Al centro del mapa se observa la expresión morfológica del segmento norte de la falla Agua Fría (SNAF).

Tres cuencas fueron de potencial interés para realizar el estudio paleosísmico, la cuenca de Agua Fría, donde se encuentra la planta geotérmica Los Azufres, la cuenca de Llano Grande al nivel del embalse y parte central del graben de Agua Fría y la cuenca El Potrero en el extremo oriental. Estas cuencas sedimentarias son sitios idóneos para la realización de trincheras paleosismológicas debido a la calidad del registro sedimentario susceptible de haber registrado las deformaciones recientes. Considerando la artificialización del sitio de Agua Fría debido a la instalación de la planta geotérmica y a la inaccesibilidad de la región de El Potrero con la retroexcavadora, se decidió enfocar el estudio paleosismológico en la cuenca de Llano Grande (“B”, “C” y “D” en la Fig. 22). En esta depresión, limitada por la falla El Chino al norte y por la FAF al sur, se acumulan sedimentos vulcano lacustres. La cuenca se drena hacia el sur a lo largo de un arroyo que corta el escarpe de la falla Agua Fría. La parte sur de la cuenca está actualmente ocupada por un lago artificial, relacionado con la construcción de una represa del siglo XX.

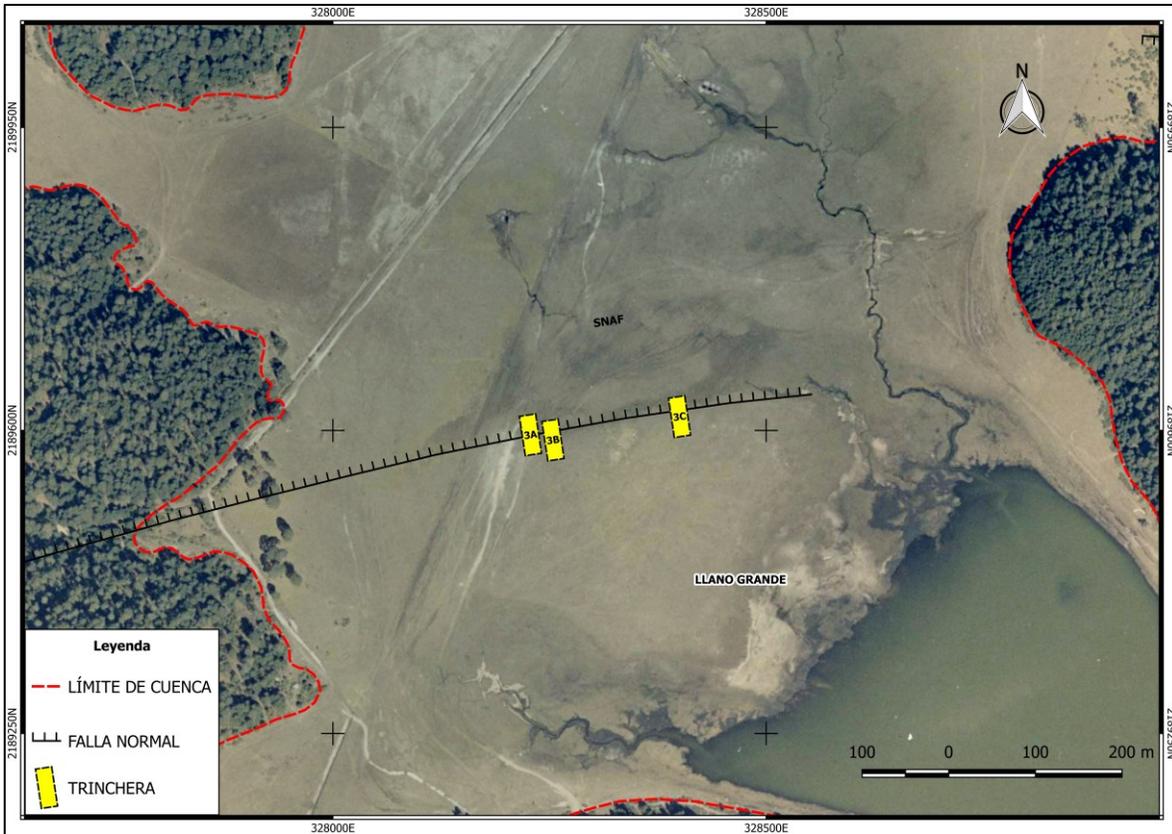


Figura 23. Ortofotografía con la ubicación de las trincheras paleosismológicas. Las trincheras realizadas para este trabajo se identificaron como 3A, 3B y 3C.

Las inspecciones de campo en la cuenca sedimentaria de Llano Grande nos permitieron observar la continuidad del escarpe de la falla SNAF a través de la cuenca. En esta zona, el escarpe no supera los 3 metros de altura y se puede esperar una buena preservación de los sedimentos en ambos lados de la falla. El sitio seleccionado se localiza en el centro de la depresión de Llano Grande, en la terminación este de la SNAF (Fig. 22). Se excavaron tres trincheras perpendiculares al escarpe de la SNAF con 1 m de ancho, 13 a 18 m de largo y 2.5 m de profundidad dependiendo de la altura del nivel freático (Fig. 23).

## IV. ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO DEL SEGMENTO NORTE DE LA FALLA AGUA FRÍA

La paleosismología es una disciplina que busca identificar y caracterizar los terremotos históricos y prehistóricos. La finalidad de estos estudios radica en determinar la ubicación, la magnitud y el tiempo de recurrencia de estos sismos mediante el uso de evidencia geológica y geomorfológica (McCalpin, 2009). A largo plazo, la integración de los parámetros paleosísmicos de la zona, ayudaran a construir una base de datos sólida, que se puede utilizar en el modelado de posibles riesgos sísmicos (Akyüz et al., 2014).

Con el propósito de examinar la geometría de ruptura y las evidencias de paleoeventos preservados en los niveles estratigráficos, recurrimos al empleo de un método de exploración tradicional en paleosismología, este método consiste, sobre fallas normales, excavar una zanja o trinchera perpendicular a su escarpe (McCaplin, 2009).

En este estudio, se excavaron seis trincheras paleosismológicas en la parte central de la falla Agua Fría (FAF) y su segmento norte (SNAF). Tres se excavaron perpendicularmente al escarpe principal de la FAF, mientras que las otras tres se excavaron perpendicularmente al escarpe del SNAF. Para efectos y alcances de esta tesis, se trabajó únicamente en las tres trincheras excavadas en el extremo oriental del SNAF, al interior de la cuenca de Llano Grande.

### 4.1. Metodología y técnicas de campo en paleosismología

En esta sección, se describe detalladamente la metodología seguida para el estudio de trincheras en paleosismología:

- a. Excavación de trincheras: se buscaron sitios donde se puede observar el escarpe de falla pero que sea suficientemente bajo para haber conservado los sedimentos o depósitos recientes en ambos lados de la falla. Así como sitios de contraste litológico entre roca y material sedimentario. Considerando estas restricciones, se excavaron tres trincheras en sedimentos blandos a lo largo de una inflexión del terreno, interpretado como el escarpe de falla, en medio de la cuenca (Fig. 24). Las trincheras miden entre 12 y 13 m de longitud y tienen entre 2.5 y 3 m de profundidad, controlada por el nivel freático local. El patrón de excavación empleado para el levantamiento de las trincheras consistió en un diseño de corte simple (estilo Californiano, Tipo 1; McCalpin, 1989; Fig. 25A).



Figura 24. Fotografía de las trincheras excavadas 3A, 3B y 3C, obsérvese en rojo la traza del SNAF.

- b. Limpieza de las paredes: después de concluir las maniobras de excavación, y de cerciorarnos de las condiciones de seguridad dentro y fuera de la trinchera, se comenzó a limpiar cada pared con el propósito de exponer las relaciones estratigráficas y estructurales. El proceso de limpieza es fundamental debido a que la pala de la retroexcavadora deja huellas y un pseudo-depósito de materiales mezclados en ambas paredes que no permiten observar los elementos requeridos para su estudio. Es importante mencionar que este proceso debe realizarse lo más rápido posible para evitar que los materiales se endurezcan por deshidratación y se fracturen (Fig. 25B).

- c. Montaje de la retícula de referencia: se colocó una retícula de referencia en ambas paredes con una distribución espacial de 1 m en horizontal por 0.5 m en vertical (Fig. 25C). Posteriormente se le asignó una clave mediante el etiquetado de las celdas para georreferenciar cada elemento encontrado en la trinchera (p. ej., A1, A2, A3,..., B1, B2, B3,..., C1, C2, C3, etcétera).
- d. Identificación de estructuras, unidades y muestreo: se identificó con tachuelas de colores cada rasgo de importancia en las paredes, como transiciones y contactos entre unidades estratigráficas, fallas, fisuras y pliegues. Realizamos un muestreo sistemático de las unidades y restos de carbón para su datación radiométrica. Finalmente efectuamos una descripción detallada de los materiales y estructuras observadas (Fig. 25D).
- e. Fotografía y registro de la trinchera a escala (logging): una vez concluida la identificación y marcaje de las estructuras y contactos relevantes de cada pared. Se fotografió (Fig. 25E) cada una de las celdas con la finalidad de integrarlas en gabinete y crear un fotomosaico usando un editor de gráficos rasterizados (Adobe Photoshop). Asimismo, realizamos un registro a escala de la trinchera por medio de un esquema en papel milimetrado. En este procedimiento las características y muestras de carbón identificadas son medidas con base a la retícula de referencia anteriormente montada. Posteriormente los esquemas se digitalizan usando un editor de gráficos vectoriales (Adobe Illustrator).
- f. Interpretación paleosismológica: en esta etapa se determinó el número de paleoterremotos preservados en el registro estratigráfico (Fig. 25F). Así como los parámetros que permiten estimar el potencial sismogénico de la falla Agua Fría y su segmento norte.

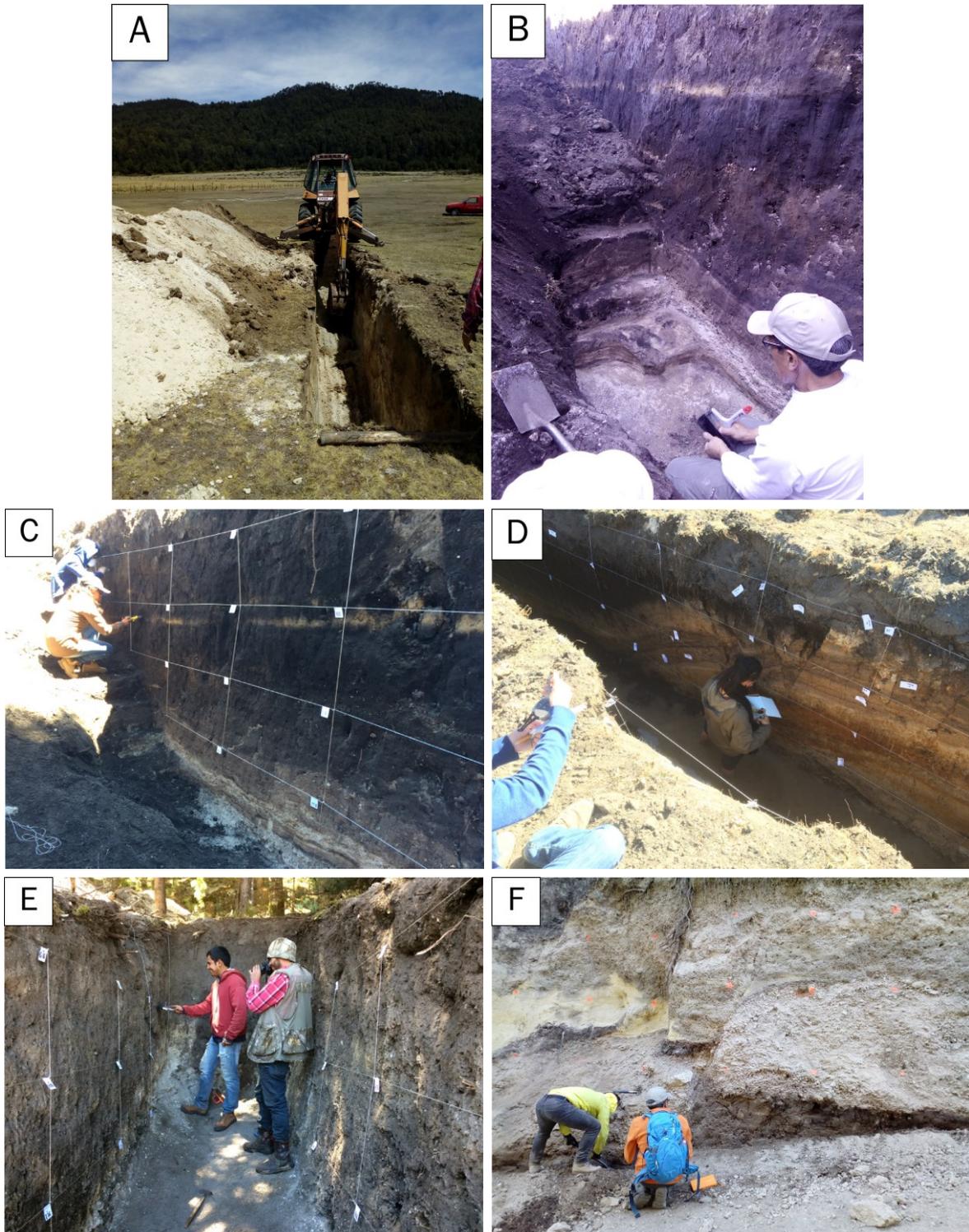


Figura 25. Fotografías de la campaña de campo. (A) excavación con retroexcavadora, (B) limpieza de paredes, (C) montaje de la retícula, (D) identificación y descripción de elementos, (E) registro fotográfico de celdas y (F) evaluación de unidades desplazadas.

## 4.2. Resultados e interpretación (fotomosaico y logging)

### 4.2.1. Trinchera Llano Grande 3A

La primera trinchera, identificada como Llano Grande 3A, se localiza en el extremo occidental de la cuenca en las coordenadas UTM (X = 328228; Y = 2189595) y fue excavada con una dirección de N352° (Fig. 23).

#### 4.2.1.1. Estratigrafía

En la trinchera Llano Grande 3A, se identificaron y describieron ocho unidades estratigráficas de origen volcánico, epiclástico y sedimentario (Fig. 26). Las características de cada depósito son explicadas detalladamente en la Tabla 2.

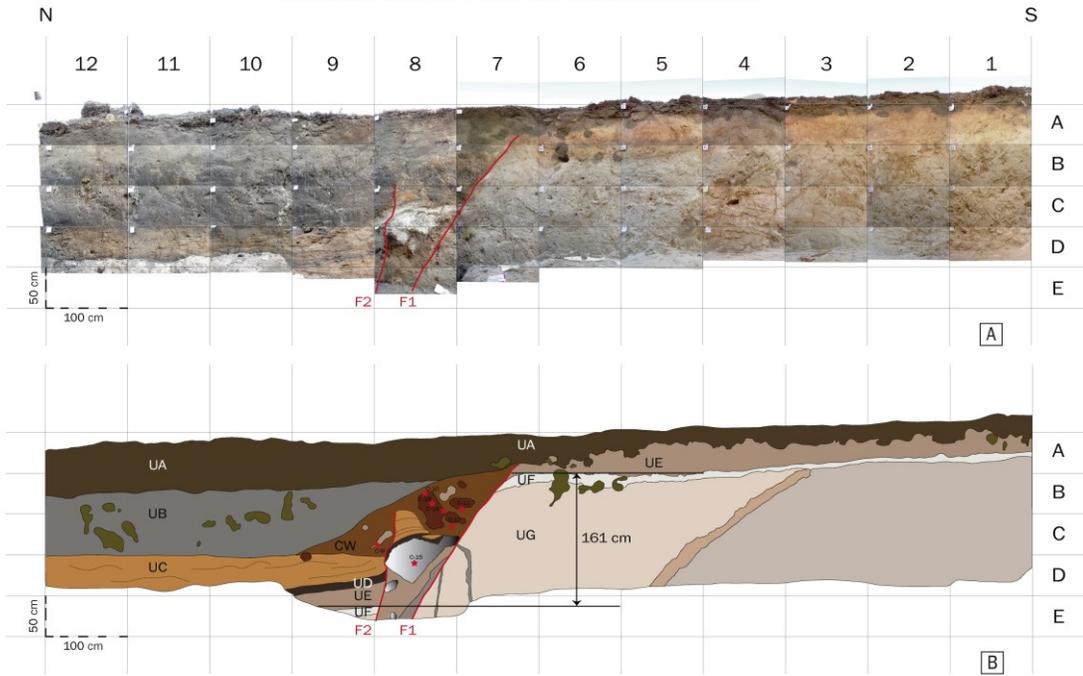
El bloque de piso se encuentra constituido por cuatro unidades de origen volcánico o epiclástico volcánico y suelo. De la base a la cima, se observó un primer depósito epiclástico/volcánico integrado por tres subunidades inclinadas en dirección al norte, las cuales constituyen el basamento de la trinchera (Unidad UG). Suprayaciendo en discordancia a la UG se aprecia un depósito de caída constituido por pómez y ceniza (Unidad UF). Encima de la UF y separada por un contacto difuso, la Unidad UE corresponde a un depósito de ceniza.

El bloque de techo se encuentra constituido por ocho unidades estratigráficas (Fig. 27). Las unidades UG, UF y UE, descritas en el bloque de piso, se encuentran en el fondo de la trinchera. La preservación de estas unidades a ambos lados de la falla permite utilizarlas como planos marcadores desplazados por la falla.

Sobreyaciendo a las Unidades UG, UF y UE se reconocieron dos depósitos lacustres (Unidades UD y UC) solo visibles en el techo de la falla donde han sido afectados por la falla F2 sintética a la falla principal.

Encima de la UC, cerca del escarpe, se aprecia un depósito caótico en forma de cuña interpretado como una cuña coluvial. Tales estructuras se forman durante y después de los terremotos por erosión del escarpe. Finalmente, la cuña se encuentra cubierta por un paleosuelo oscuro de unos 60 a 80 cm de espesor (Unidad UB) y el suelo actual (Unidad UA). En la CW se han encontrado restos de carbono datable, en proceso de tratamiento, que nos permitirá conocer la edad del evento.

PARED ESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3A



PARED OESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3A (ROTADA)

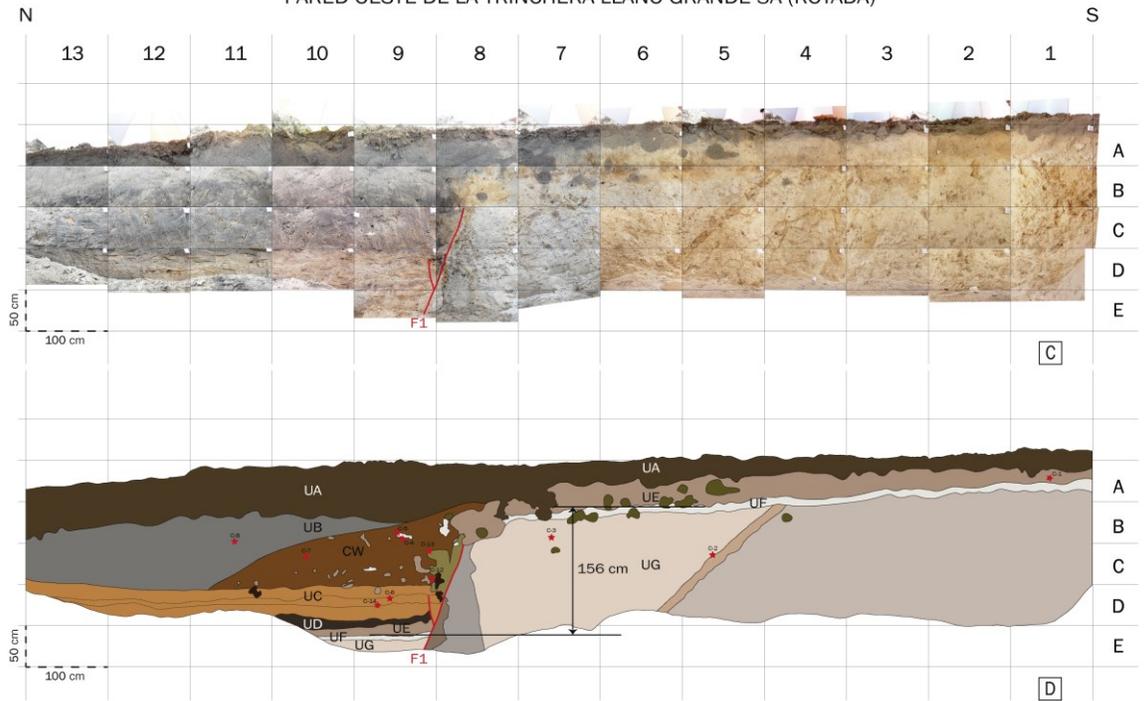


Figura 26. (A) Fotomosaico, (B) Logging de la pared este de la trinchera Llano Grande 3A; (C) Fotomosaico, (D) Logging de la pared oeste de la trinchera Llano Grande 3A.

Unidades	Descripción sedimentológica	Interpretación
Unidad UA	15 a 45 cm de limo y arena, color gris pardo y estructura masiva. Contiene clastos subangulosos de pómez (<2 cm), 15% de moteados y una imperante actividad biológica. La transición con las unidades infrayacentes es difusa pero continua.	Suelo actual
Unidad UB	Hasta 85 cm de espesor de arena fina, limo y arcilla, color negro y estructura masiva. Contiene clastos subangulosos de pómez riolítica con tamaños que varían de 1.5-7.5 cm y abundantes líticos oxidados (<12 cm). La UB sólo es visible en el bloque de techo.	Paleosuelo
Unidad CW	Depósito masivo de color oscuro, muy mal seleccionado y con forma de cuña. Este depósito contiene una matriz de arena muy gruesa a limo muy fino. Contiene fragmentos de bloques angulares (<40 cm) y otros de composición riolítica (<20 cm) altamente oxidados.	Cuña coluvial
Unidad UC	~40 cm de depósito masivo de color marrón, constituido por arena gruesa, arena media y grava. Se observan alternancias de arena muy gruesa y arcilla cuya geometría lenticular se encuentra interdigitada con el depósito. Esta unidad presenta variaciones en su espesor.	Depósito vulcano lacustre de arena (facie proximal)
Unidad UD	10 a 12 cm de arcilla finamente laminada de coloración café. Esta capa solo es visible en el bloque de techo, de ambas paredes de la trinchera. En la pared este, la UD es desplazada por la falla F2 sintética a la falla principal.	Depósito vulcano lacustre de arcilla (facie distal)
Unidad UE	10 a 38 cm de depósito masivo de ceniza muy fina y con coloración beige, soportado por una matriz limo arcillosa, rico en líticos oxidados y muy bioturbado. Contiene clastos angulosos de pómez riolítica distribuidos de forma errática dentro del depósito. El tamaño de estos clastos varía entre 3 y 5 mm para los de menor diámetro, y entre 5 y 8 cm para los de mayor diámetro. En el bloque de piso esta unidad tiene un espesor de 20 a 38 cm en ambas paredes de la trinchera, mientras que en el bloque de techo de ambas paredes de la trinchera su espesor se reduce a la mitad entre 10 y 18 cm, posiblemente por el confinamiento que ejercen las unidades suprayacentes.	Depósito de caída de ceniza

Unidad UF	10 a 15 cm de depósito masivo de pómez angular y ceniza, intensamente bioturbado en el bloque de piso. El contacto con las unidades infra y suprayacentes es difuso. Esta unidad presenta una discordancia angular importante con la Unidad UG.	Depósito de caída de pómez y ceniza
Unidad UG	Basamento de la trinchera integrado por tres subunidades inclinadas hacia el norte. De la base a la cima (1) 250 cm de depósito masivo de coloración blanquecina, constituido por ceniza fina a gruesa de composición riolítica (caolinizado), (2) ~15 cm de depósito de arena fina de color ocre amarillo con laminación paralela, (3) 150 cm de depósito masivo de pómez y ceniza de color rosáceo y composición riolítica (caolinizado). El contacto entre la cima de la UG y la base de la UF se observa que ha sido definido por una discordancia angular.	Depósito de pómez y ceniza

Tabla 2. Descripción e interpretación de las unidades de la trinchera Llano Grande 3A.

### COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TRINCHERA 3A PARED ESTE

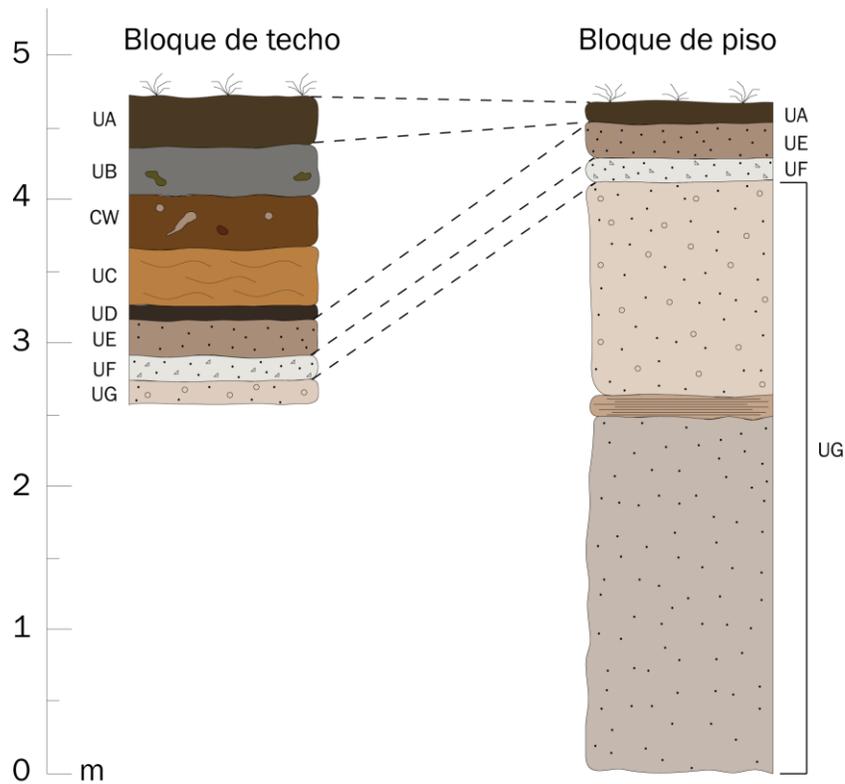


Figura 27. Columna estratigráfica de la trinchera Llano Grande 3A.

#### 4.2.1.2. Fallamiento

La parte central de la trinchera expone una zona de falla de 1 a 2 m de ancho (Fig. 26). La franja de deformación aparece bastante diferente entre las dos paredes de la trinchera. En la pared oeste, una sola falla (F1) desplaza 156 cm a las unidades UG, UF y UE. Esta falla parece afectar a todas las unidades hasta la UC y el paleoescarpe de falla fue parcialmente preservado por el depósito de la cuña coluvial CW. En la pared este, se identificaron dos fallas (F1 y F2). La falla F1 desplaza 161 cm a las unidades UG, UF y UE, mientras que la falla F2, ubicada en el bloque de techo, desplaza 45 cm a las unidades UD y UC (Fig. 26 y Tabla 5). Estas dos fallas afectan a todas las unidades de la pared hasta la UC, cubierta por la cuña coluvial CW. La F1 presenta una dirección de N111° y un buzamiento hacia el norte de 70 a 80°. La F2, sintética a F1 presenta una orientación similar con un buzamiento de 80 a 85°.

De esta trinchera, se interpretó una sola paleo-ruptura que ocurrió entre el depósito de las unidades UC y UB, contemporáneamente a la formación de CW. Este evento corresponde a un desplazamiento vertical cosísmico estimado entre 156 y 161 cm preservado en el registro estratigráfico (Fig. 26).

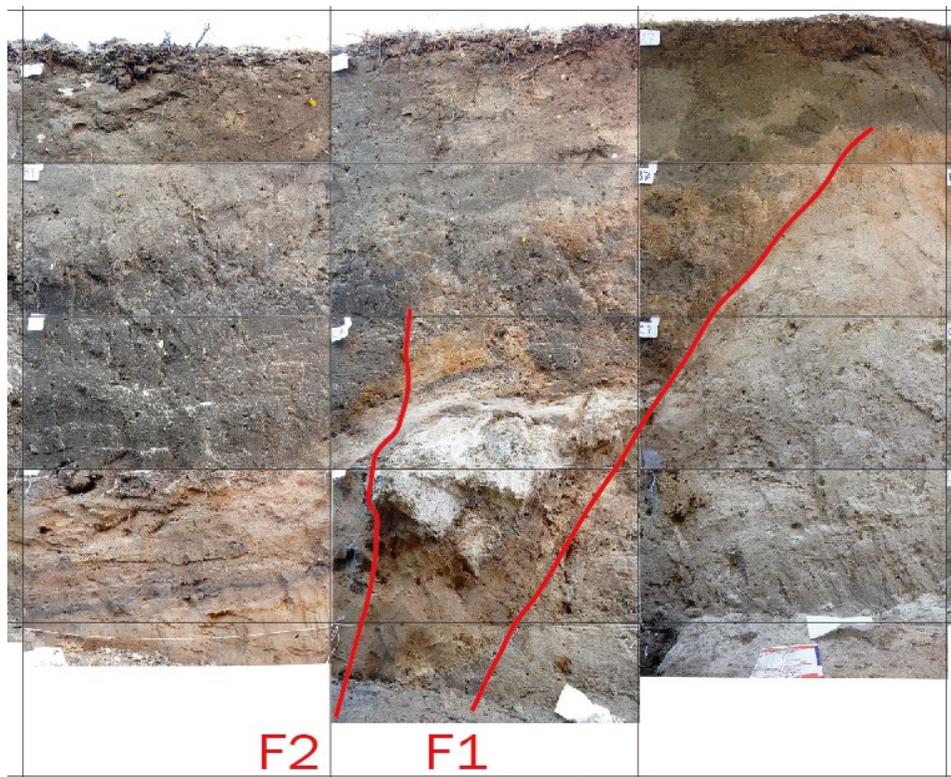


Figura 28. Parte central de la pared este en la trinchera Llano Grande 3A (acercamiento).

#### 4.2.2. Trinchera Llano Grande 3B

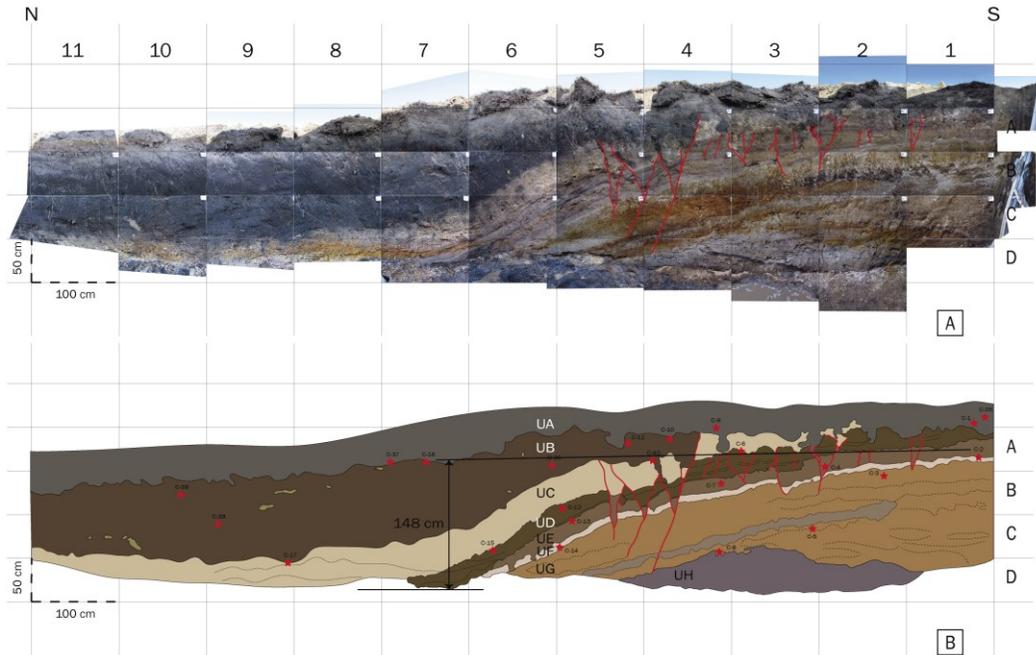
La segunda trinchera, Llano Grande 3B, se localiza a unos 20 m al este de la primera en las coordenadas UTM (X = 328254; Y = 2189589) y fue excavada con una dirección de N172° (Fig. 23).

##### 4.2.2.1. Estratigrafía

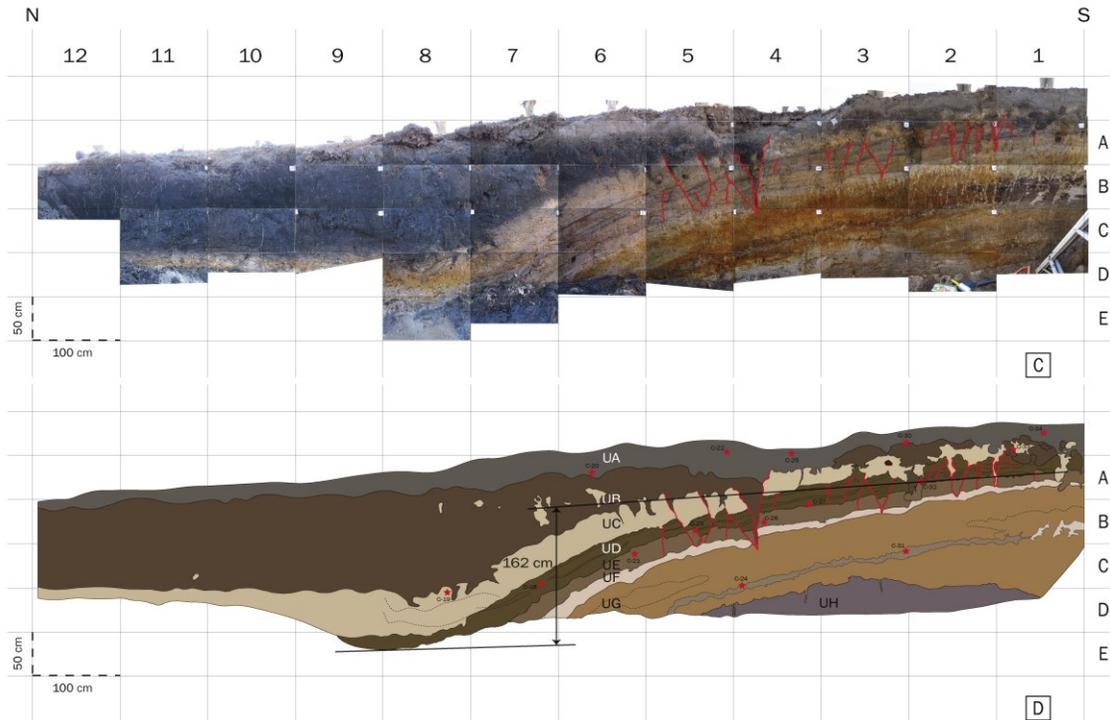
En la trinchera Llano Grande 3B se han identificado y descrito ocho unidades estratigráficas distintas (Figs. 29 y 30). Las características e interpretaciones de cada una son expuestas detalladamente en la Tabla 3.

La secuencia de unidades estratigráficas en la trinchera Llano Grande 3B se encuentra integrada de la base a la cima por un depósito constituido por sedimentos epiclásticos derivados de la caída de ceniza y pómez (UG y UH), sedimentos lacustres (UC-UF) y suelos/paleosuelos (UA y UB). La mayor parte de estos depósitos presenta una geometría de depósito tabular, sin embargo, aparecen deformados en el centro de la trinchera. Todas las unidades desde UC hasta UH parecen ser afectadas por esta deformación mientras que la Unidad UB parece rellenar la depresión topográfica relacionada con la deformación de las unidades anteriores. Finalmente, la Unidad UA corresponde al suelo actual y a la última unidad depositada.

PARED ESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3B



PARED OESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3B (ROTADA)



- |   |   |
|---|---|
|  Unidad UA: Suelo actual                               |  Unidad UE: Depósito lacustre de facie distal (claro)                |
|  Unidad UB: Paleosuelo negro                           |  Unidad UF: Depósito lacustre de evaporita                           |
|  Unidad UC: Depósito lacustre de facie proximal        |  Unidad UG: Depósito epiclástico derivado de caída de ceniza y pómez |
|  Unidad UD: Depósito lacustre de facie distal (oscuro) |  Unidad UH: Depósito epiclástico derivado de caída de ceniza         |

Figura 29. (A) Fotomosaico, (B) Logging de la pared este de la trinchera Llano Grande 3B; (C) Fotomosaico, (D) Logging de la pared oeste de la trinchera Llano Grande 3B.

Unidades	Descripción sedimentológica	Interpretación
Unidad UA	10 a 40 cm de arena y limo, color grisáceo y estructura masiva. Contiene clastos subredondeados de pómez riolítica (<2.5 cm), gravas muy angulares de tamaño guija y una fuerte actividad biológica (raíces e insectos).	Suelo actual
Unidad UB	25 a ~75 cm de paleosuelo de arena fina, limo y arcilla, color negro, estructura masiva, con alto contenido de materia orgánica (raíces). Contiene clastos subredondeados de pómez riolítica (<8 cm).	Paleosuelo negro
Unidad UC	5 a ~40 cm de depósito masivo de color marrón claro, constituido por arena muy gruesa y arena fina. Intensamente bioturbado, fuertemente pedogenizado y altamente oxidado. Contiene clastos angulares de pómez riolítica (<7 cm) distribuidos de manera errática.	Depósito lacustre de facie proximal
Unidad UD	5 a 35 cm de depósito masivo de color café oscuro, integrado por arcilla con laminación subparalela. En la cima, contiene clastos angulares de pómez riolítica (<5 mm).	Depósito lacustre de facie distal (oscuro)
Unidad UE	8 a 24 cm de depósito masivo de color café claro, integrado por arcilla con laminación fina incipiente, rica en sales y líticos oxidados. Contiene clastos angulares de pómez riolítica (<5 mm) distribuidos erráticamente.	Depósito lacustre de facie distal (claro)
Unidad UF	10 a 18 cm de depósito masivo de coloración blanquecina, rico en sales y líticos oxidados. Constituida por arena fina soportada en una matriz limo arcillosa.	Depósito lacustre de evaporita
Unidad UG	~120 cm de depósito masivo de coloración rojiza completamente oxidado. Constituido por arena gruesa a arena fina, rico en sales y líticos de pómez (<1 cm). En la parte media del depósito se observa una capa de arena gruesa de color beige y de ~20 cm de espesor.	Depósito epiclástico derivado de caída de ceniza y pómez
Unidad UH	~32 cm de depósito masivo de color gris, integrado por una matriz de arena media y arcilla que conforman el basamento de la trinchera.	Depósito epiclástico derivado de caída de ceniza

Tabla 3. Descripción e interpretación de las unidades de la trinchera Llano Grande 3B.

## COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TRINCHERA 3B PARED ESTE

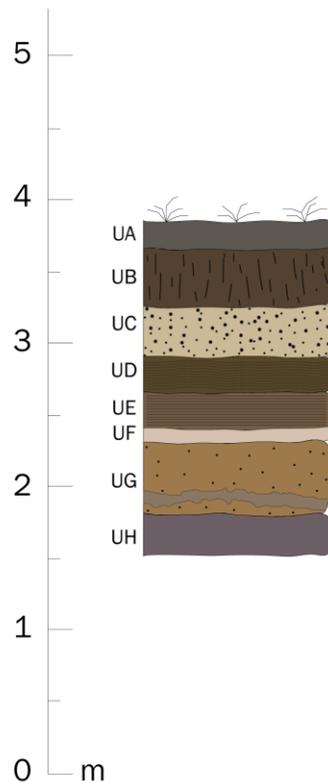


Figura 30. Columna estratigráfica de la trinchera Llano Grande 3B.

### 4.2.2.2. Fallamiento

En ambas paredes de la trinchera, al nivel de la flexura de las unidades UH-UC, se puede apreciar una red de pequeñas fallas de dirección N090-N095° que afectan más a las unidades superiores (UC-UF) que a las unidades más profundas (UG-UH). Cada una de estas fallas acomoda un desplazamiento de unos centímetros o decenas de centímetros en las unidades UC-UF pero no presentan desplazamiento en las unidades más profundas (Fig. 31). Interpretamos estas fallas como fallas de tensión, generadas en la charnela de un pliegue de tipo “drape fold”. Esta interpretación implica que la deformación a lo largo de la falla, frágil a profundidad, se propaga dúctilmente en superficie por la litología de las unidades más superficiales y la disminución de esfuerzos verticales.

Examinado la geometría de las unidades se identificó un solo evento paleosísmico. Este evento ocurrió después del depósito de la Unidad UC y antes del depósito de la Unidad UB. A partir del desplazamiento vertical de las unidades UC y UD se calcula un desplazamiento cosísmico de por lo menos 148 a 162 cm (Fig. 29 y Tabla 5).

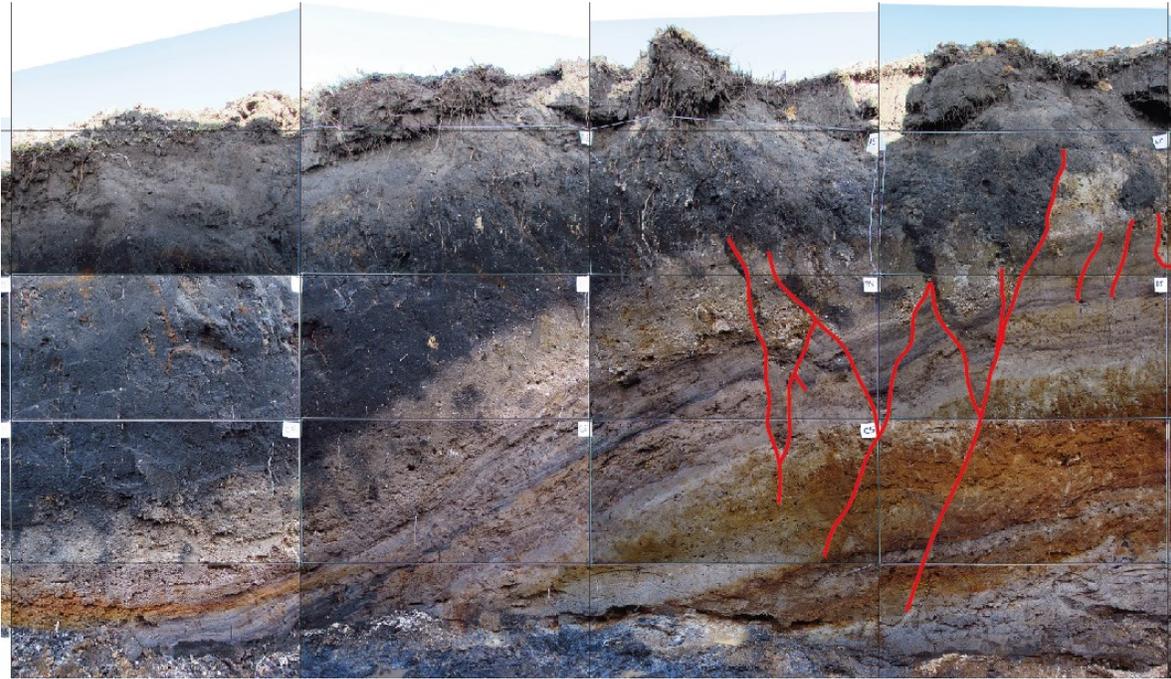


Figura 31. Parte central de la pared este en la trinchera Llano Grande 3B (acercamiento).

#### 4.2.3. Trinchera Llano Grande 3C

La tercer trinchera identificada como Llano Grande 3C, se localiza en la terminación oriente del escarpe topográfico de la falla, en las coordenadas UTM (X = 328400; Y = 2189616) y fue excavada con una dirección N173° (Fig. 23).

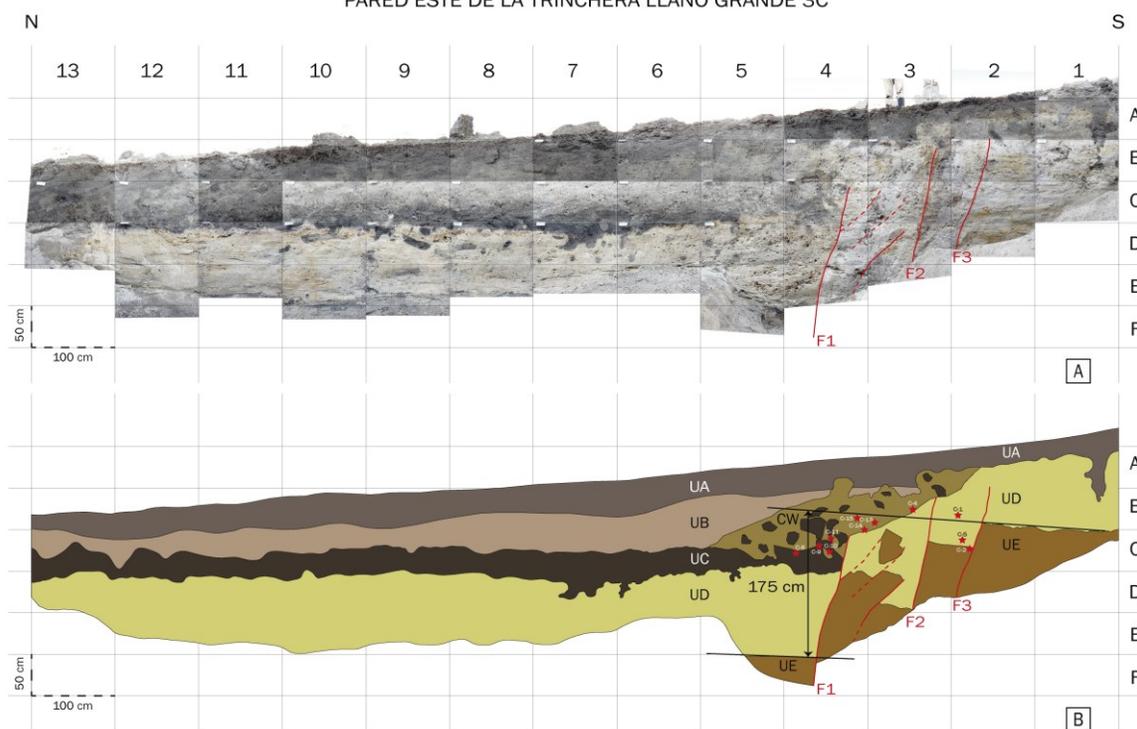
##### 4.2.3.1. Estratigrafía

En la trinchera Llano Grande 3C se han identificado y descrito seis unidades estratigráficas (Figs. 32 y 33). Las características e interpretación de cada unidad son descritas detalladamente en la Tabla 4.

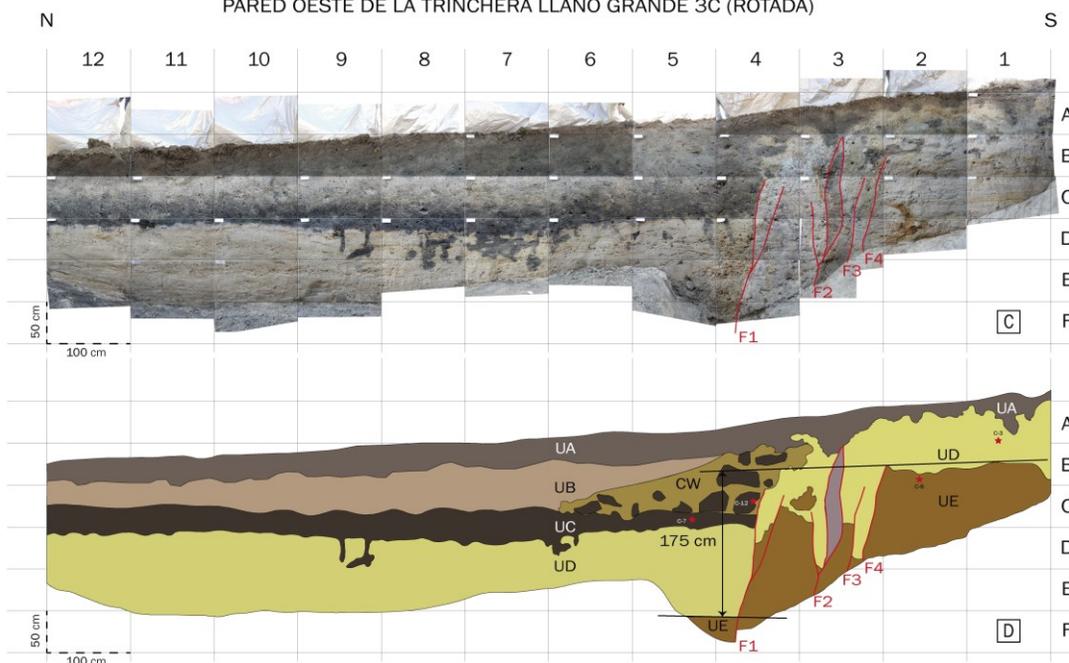
Las unidades más antiguas de la trinchera corresponden a depósitos de caída de cenizas y pómez (UD y UE). Estas unidades son importantes porque se encuentran visibles en ambos lados de la zona de falla y permiten medir el desplazamiento asociado a la falla.

En el bloque de techo, encima de la UD se encuentra un paleosuelo (UC) parcialmente cubierto por una cuña coluvial (CW) que se formó por el colapso del escarpe de la falla principal F1, de manera similar a la encontrada en la trinchera Llano Grande 3A. El fechamiento de las muestras de carbono encontradas en esta cuña será importante para definir la edad de la ruptura cosísmica. Finalmente, un paleosuelo (UB) y el suelo actual (UA) sepultaron la cuña coluvial y corresponden a las unidades más superficiales de la trinchera.

PARED ESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3C



PARED OESTE DE LA TRINCHERA LLANO GRANDE 3C (ROTADA)



- |  |  |
|--|--|
|  Unidad UA: Suelo actual        |  Unidad UC: Paleosuelo negro                              |
|  Unidad UB: Paleosuelo grisáceo |  Unidad UD: Secuencia de caída de pómez y ceniza amarilla |
|  Unidad CW: Cuña coluvial       |  Unidad UE: Depósitos de caída de ceniza                  |

Figura 32. (A) Fotomosaico, (B) Logging de la pared este de la trinchera Llano Grande 3C; (C) Fotomosaico, (D) Logging de la pared oeste de la trinchera Llano Grande 3C.

Unidades	Descripción sedimentológica	Interpretación
Unidad UA	20 a 40 cm de suelo con limo y arcilla, color gris y estructura masiva. Contiene clastos del tamaño de unos centímetros de diámetro y de composición riolítica.	Suelo actual
Unidad UB	30 a 50 cm de depósito de coloración grisácea, con alto contenido de materia orgánica (raíces finas) y estructura masiva. Constituida por una matriz de limos que soportan escasos clastos ( $\leq 1$ cm) de composición riolítica.	Paleosuelo grisáceo
Unidad CW	Depósito masivo de color oscuro, muy mal seleccionado y con forma de cuña. Este depósito contiene una matriz de arena y limo que soportan fragmentos angulosos de composición riolítica (<35 cm) que han sido fuertemente meteorizados. Se han encontrado residuos de material fechable, el cual nos permitirá saber la edad de la formación de la cuña.	Cuña coluvial
Unidad UC	20 a 30 cm de depósito masivo de color negro, rico en carbono, completamente bioturbado y fuertemente pedogenizado. Matriz limo arcillosa que soporta escasos clastos redondeados de pómez (<5 mm).	Paleosuelo negro
Unidad UD	Un metro de depósito interestratificado de color amarillo, fuertemente bioturbado y moderadamente oxidado, gradación normal de materiales de diferentes tamaños (grava, arena, limo y arcilla). Presencia de clastos de pómez subangular ( $\leq 2$ cm) de composición riolítica soportados por una matriz de ceniza fina y pequeñas lentes de textura limo arcillosa y coloración rosácea.	Secuencia de caída de pómez y ceniza amarilla
Unidad UE	Más de 1.25 m de depósito finamente estratificado de capas de arena gruesa, limo y arcilla de composición riolítica a andesítica, fuertemente oxidada y ligeramente bioturbada en su cima. Presencia de pequeñas lentes de textura limo arcillosa y coloración rosácea.	Depósitos de caída de ceniza

Tabla 4. Descripción e interpretación de las unidades de la trinchera Llano Grande 3C.

## COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TRINCHERA 3C PARED ESTE

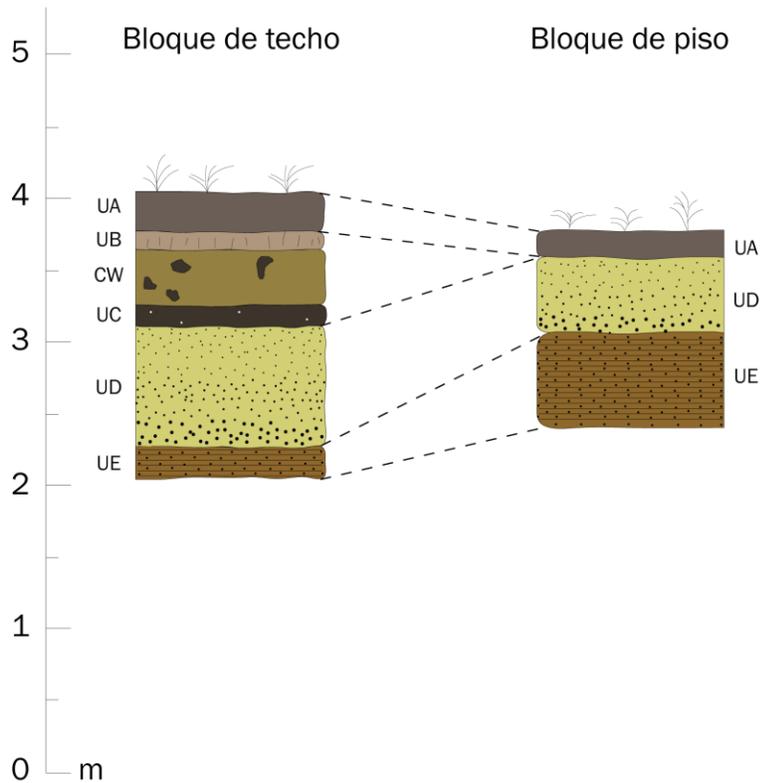


Figura 33. Columna estratigráfica de la trinchera Llano Grande 3C.

### 4.2.3.2. Fallamiento

Esta trinchera expone una franja de deformación de aproximadamente 2 m de ancho. Se pueden distinguir 4 fallas: una falla principal (F1) y tres fallas sintéticas (F2, F3 y F4) de dirección promedio N107° (Fig. 32 y Tabla 5). Utilizando a las unidades UE y UD como referencia, se puede medir un desplazamiento de 20 a 130 cm en cada falla. En total, las cuatro fallas sintéticas acomodan un desplazamiento de 175 cm (Figs. 32 y 34). Las fallas F1-F3, localizadas en el bloque de piso donde las unidades más recientes no han sido preservadas, parecen afectar únicamente a las unidades UE y UD. Sin embargo, la falla F1 parece afectar no solamente a estas unidades sino también a la unidad UC en ambas paredes de la trinchera.

Esta trinchera expone un único evento paleosísmico revelado por el fallamiento de las unidades UE-UC y la cuña coluvial CW. Esta cuña posee un espesor aproximado de 85 cm y ha sido formada por la degradación del escarpe durante o justo después del evento paleosísmico.

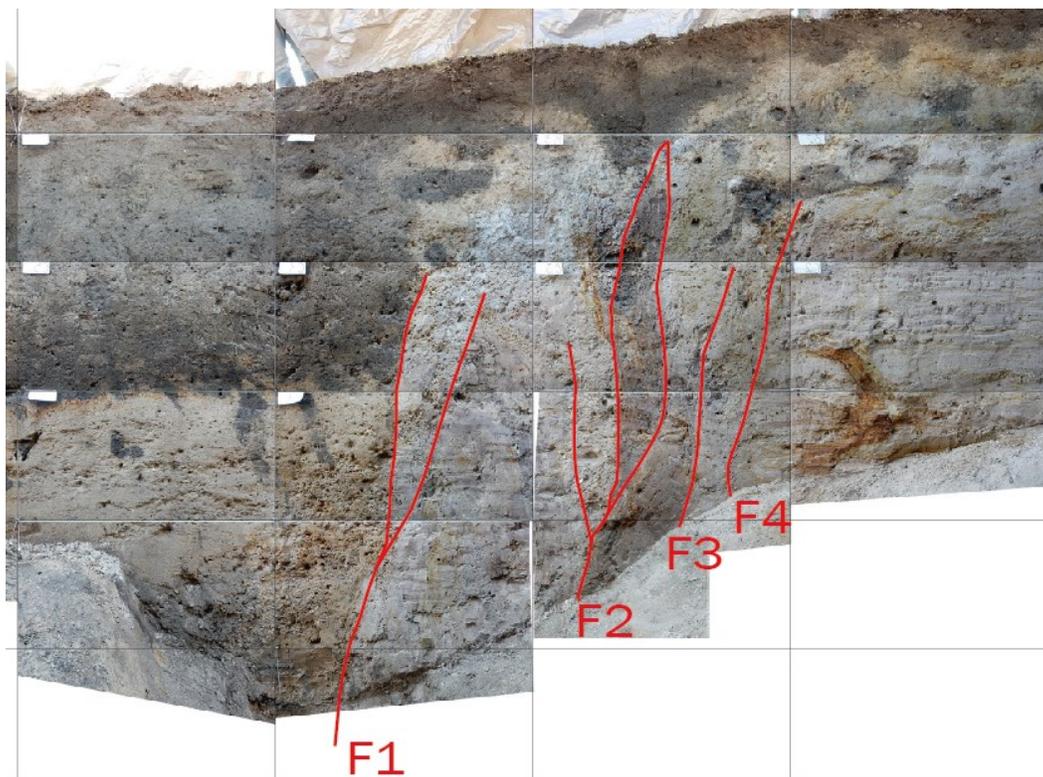


Figura 34. Parte central de la pared oeste en la trinchera Llano Grande 3C (acercamiento).

Trinchera	Pared	Falla	Desplazamiento medido	Unidad de referencia
3A	Este (E)	F1	161 cm	UG, UF y UE
3A	Este (E)	F2	45 cm	UD y UC
3A	Oeste (W)	F1	156 cm	UG, UF y UE
3B	Este (E)	-	148 cm	UC y UD
3B	Oeste (W)	-	162 cm	UC y UD
3C	Este (E)	F1	110 cm	UE y UD
3C	Este (E)	F2	40 cm	UE y UD
3C	Este (E)	F3	25 cm	UE y UD
3C	Oeste (W)	F1	130 cm	UE y UD
3C	Oeste (W)	F2	20 cm	UE y UD
3C	Oeste (W)	F3	40 cm	UE y UD
3C	Oeste (W)	F4	105 cm	UE y UD

Tabla 5. Tabla donde se muestra comparativamente las fallas identificadas en las tres trincheras.

## V. DISCUSIÓN

El estudio paleosismológico realizado en la cuenca de Llano Grande permitió caracterizar a la falla Agua Fría como una estructura sismogénica mediante la identificación de un paleoevento sísmico preservado en el registro estratigráfico de las trincheras. Tal actividad tectónica reciente de esta falla era desconocida hasta la fecha.

Las muestras de carbón colectadas están por enviarse a un laboratorio certificado para su datación, por lo que, la edad de las unidades y del evento paleosísmico no se encuentran disponibles al momento de la redacción de esta tesis. Sin embargo, por su carácter superficial y la estratigrafía en las trincheras, se estima que la deformación es Holoceno-Holoceno tardío.

Con base en los resultados adquiridos a través del estudio geomorfológico y paleosismológico, ha sido posible estimar nuevos parámetros de fallamiento activo en el sistema de falla Chapala-Tula.

Estos parámetros, tales como, la longitud de la falla, la evidencia de su actividad holocénica y el desplazamiento vertical asociado serán empleados en esta sección para estimar el potencial sismogénico de esta estructura.

Para dicha caracterización, se toma en cuenta una longitud de ruptura de la FAF de 15 km (traza morfológica) y 27 km si consideramos una posible prolongación de su traza hacia el este de Los Azufres (traza geomorfo-estructural). Así como un desplazamiento vertical máximo y promedio de 175 y 163 cm respectivamente. Estos dos últimos parámetros se adquirieron a partir de las trincheras transversales al segmento norte de la falla Agua Fría (SNAF).

### 5.1. Estimación de paleomagnitudes

Para estimar la magnitud del terremoto prehistórico identificado en la FAF, empleamos las diferentes relaciones empíricas existentes que utilizan la longitud, el desplazamiento o ambos parámetros con el fin de comparar los diferentes resultados y discutirlos.

Considerando el contexto geológico de la zona de estudio, de fallas normales afectando rocas volcánicas en una corteza continental de 30 a 40 km de espesor, las relaciones propuestas por Wells y Coppersmith (1994), Wesnousky (2008) y finalmente Hanks y Kanamori (1979) fueron consideradas como las más trascendentales de utilizar.

### 5.1.1. Relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994)

Wells y Coppersmith (1994) proponen dos relaciones empíricas distintas que pueden aplicarse a fallas normales en el presente contexto.

La primera relación consiste en estimar la magnitud basándose en la longitud de ruptura de la falla durante el evento. En el caso del paleoevento encontrado en las trincheras, no poseemos información sobre la longitud de ruptura superficial (SRL). Sin embargo, haciendo la hipótesis que la totalidad de la falla rompió durante el evento, podemos asumir que la longitud de la falla corresponde al SRL, es decir 15 km (traza morfológica) y 27 km (traza geomorfo-estructural).

Utilizando el modelo de regresión lineal simple:

$$M_w = 5.08 + 1.16 \times \log(\text{SRL})$$

**Donde SRL = 15 km, se obtiene una  $M_w = 6.4$ .**

**Donde SRL = 27 km, se obtiene una  $M_w = 6.7$ .**

La segunda relación consiste en estimar la magnitud utilizando el desplazamiento cosísmico vertical máximo ( $D_{\max}$ ). Este se midió en la trinchera Llano Grande 3C y corresponde a un desplazamiento de 175 cm (Tabla 6).

Utilizando el modelo de regresión lineal simple:

$$M_w = 6.69 + 0.74 \times \log(D_{\max})$$

**Donde  $D_{\max} = 1.75$  m, se obtiene una  $M_w = 6.9$ .**

Trinchera	Desplazamiento vertical máximo, pared E	Desplazamiento vertical máximo, pared W
Llano Grande 3A	161 cm	156 cm
Llano Grande 3B	148 cm	162 cm
Llano Grande 3C	175 cm	175 cm

Tabla 6. Estimación de parámetros de desplazamiento vertical máximo en cada trinchera.

### 5.1.2. Relación de Wesnousky (2008)

La relación propuesta por Wesnousky (2008) se basa sobre la longitud de ruptura de la falla (SRL) durante el evento. Considerando un SRL de 15 km (traza morfológica) y 27 km (traza geomorfo-estructural) en el modelo de regresión lineal simple siguiente,

$$M_w = 6.12 + 0.47 \times \log (\text{SRL})$$

**Donde SRL = 15 km, se obtiene una  $M_w = 6.7$ .**

**Donde SRL = 27 km, se obtiene una  $M_w = 6.8$ .**

### 5.1.3. Relación de Hanks y Kanamori (1979)

La relación desarrollada por Hanks y Kanamori (1979) se encuentra fundamentada tanto en la longitud de ruptura (SRL) como en el desplazamiento cosísmico vertical. Utilizando un SRL de  $1.5 \times 10^6$  cm (traza morfológica) y  $2.7 \times 10^6$  cm (traza geomorfo-estructural), así como un desplazamiento vertical promedio  $D_{prom}$  de 163 cm en el modelo de regresión lineal múltiple siguiente,

$$M_w = \log [(\mu) (4/3 \text{ SRL}) (W) (D_{prom})] - (16.05)/1.5$$

**Donde SRL =  $1.5 \times 10^6$  cm y  $D_{prom} = 163$  cm, se obtiene una  $M_w = 6.7$ .**

**Donde SRL =  $2.7 \times 10^6$  cm y  $D_{prom} = 163$  cm, se obtiene una  $M_w = 6.9$ .**

En donde  $\mu = 3.0 \times 10^{11}$  [dyn/cm<sup>2</sup>] corresponde a la rigidez de la corteza (Aki, 1966; De Polo y Slemmons, 1990) y  $W = 1.5 \times 10^6$  [cm] al espesor de la capa sismogénica, con base en la profundidad máxima de los hipocentros en regiones cercanas (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017).

Falla	SRL (km)	Evento	$D_{max}$ (m)	$D_{prom}$ (cm)	<sup>(1)</sup> $M_w$ (SRL)	<sup>(1)</sup> $M_w$ ( $D_{max}$ )	<sup>(2)</sup> $M_w$ (SRL)	<sup>(3)</sup> $M_w$ (SRL y $D_{prom}$ )
Agua Fría (traza morfológica)	15	1	1.75	163	6.4	6.9	6.7	6.7
Agua Fría (traza geomorfo-estructural)	27	-	-	-	6.7	6.9	6.8	6.9

Tabla 7. Estimación de magnitudes mediante las relaciones de <sup>(1)</sup> Wells y Coppersmith (1994), <sup>(2)</sup> Wesnousky (2008) y <sup>(3)</sup> Hanks y Kanamori (1979).

## 5.2. Comparación de las magnitudes estimadas

El estudio de paleosismología, realizado en tres puntos de la falla, permite tener resultados nuevos en cuanto a la actividad de la FAF pero varias incertidumbres persisten y varios parámetros tienen que ser tomados en cuenta en la estimación de la magnitud máxima esperada por esta falla.

Por un lado, los desplazamientos verticales máximos y promedio considerados en este estudio fueron medidos en un segmento sintético a la falla Agua Fría. Por ende, este desplazamiento deberá considerarse mínimo debido a que el desplazamiento en la FAF es desconocido y podría ser aún mayor que al registrado en el SNAF. Además existe la posibilidad que el desplazamiento máximo en la falla no sea el medido en la superficie.

Por otro lado, existen otras fallas sintéticas o antitéticas a la FAF que podrían haber generado ruptura durante un mismo evento sísmico. En este caso, la longitud de ruptura como el desplazamiento cosísmico podrían ser parámetros subestimados. Desafortunadamente no existen todavía estudios de paleosismología en estas otras fallas que podrían permitir averiguar la posibilidad de ruptura durante un mismo evento sísmico.

En el estado actual del conocimiento solo podemos proponer estimaciones de la magnitud del evento registrado. Dependiendo de las relaciones empíricas utilizadas y de las longitudes de ruptura consideradas, se estimaron magnitudes entre 6.4 y 6.9 para el evento paleosísmico encontrado en las trincheras (Tabla 7). En detalle, la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994), basada en el desplazamiento vertical cosísmico provee una magnitud de 6.9. Las tres otras relaciones, considerando una longitud de ruptura de 15 km permiten calcular un intervalo de magnitud entre 6.4 y 6.7. Para una longitud de ruptura de 27 km, estas mismas relaciones permiten calcular magnitudes entre 6.7 y 6.9, valores más coherentes a la magnitud calculada con la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) basada en el desplazamiento vertical cosísmico.

Considerando lo anterior, así como el desplazamiento importante encontrado en el SNAF, la longitud de ruptura parece haber sido importante durante este evento, provocando la ruptura de toda la falla Agua Fría y potencialmente de otras fallas del mismo sistema de falla asociado a un sismo de magnitud mínima de 6.7-6.9.

Un evento de magnitud comparable ocurrió en Acambay en 1912 ( $M_w = 6.7$  a  $6.9$ ; Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000) el cual generó rupturas superficiales principalmente en el límite norte del graben, pero también en su límite sur y en la zona central del graben (Urbina y Camacho, 1913; Langridge et al., 2000). Este sismo provocó la muerte de 161 personas y la destrucción parcial de los pueblos de Acambay, Tixmadeje y Temascalcingo, entre otros (Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000). Este evento ocurrió a principios del siglo pasado cuando la densidad de población era una décima parte de la actual. Si un terremoto de magnitud igual o equivalente ocurriera hoy en día en esta zona las pérdidas humanas y económicas serían más devastadoras considerando la densidad de población y la infraestructura existente en las regiones del Estado de México, Ciudad de México, Hidalgo, Querétaro y Morelos.

### **5.3. Peligrosidad sísmica de la falla Agua Fría**

Los resultados de este trabajo han permitido clasificar a la FAF, como una estructura tectónicamente activa, capaz de generar terremotos significativos con ruptura superficial. La actividad tectónica prehistórica de esta falla provocó la ocurrencia de por lo menos un evento sísmico durante el Holoceno (últimos 10,000 años) con paleomagnitudes máximas de  $M_w > 6.4$ . Por lo que debería ser considerada en el inventario de fallas activas del CVTM.

Suponiendo que la FAF genere un sismo de magnitud equivalente al de Acambay de 1912, los efectos hoy en día serían devastadores considerando el incremento exponencial de la población en la zona centro de México.

Otro factor a tomar en cuenta, es la posibilidad de que esta falla rompa junto con otras estructuras ubicadas en el graben de Acambay, al oriente o en los grábenes de Morelia-Cuitzeo al occidente. En este caso, su potencial sismogénico podría verse amplificado asumiendo un escenario de múltiples fallas rompiendo simultáneamente.

El terremoto  $M_w 7.2$  El Mayor-Cucapah (EMC) del 2010 en Baja California, México es un ejemplo de múltiples fallas rompiendo simultáneamente en el límite de placa Pacífico-Norteamérica (Fletcher et al., 2014). En promedio, se identificaron  $\sim 2$  m de desplazamiento normal y lateral derecho en al menos 7 fallas principales dentro de una zona que se extiende sobre  $\sim 120$  km desde el Golfo de California hasta la frontera entre EE. UU. y México (Wei et al., 2011; Rymer et al., 2011; Oskin et al., 2012; Fletcher et al., 2014). El contexto geológico y estructural del terremoto de EMC permitió modelar las condiciones de esfuerzo que activaron

múltiples fallas en un solo evento sísmico. La hipótesis de la “falla keystone” formula una explicación sobre cómo se activan fallas de diversa orientación en un solo sismo. En una red compleja de fallas, la “falla keystone” interactúa cinemáticamente a través de intersecciones con otras fallas en la red, soportando una mayor carga tectónica pero manteniendo la estabilidad de las fallas dentro de la red. Cuando el esfuerzo diferencial regional es suficiente para cargar críticamente la “falla keystone”, el deslizamiento inicia en la “falla keystone” y se propaga espontáneamente a otras fallas que previamente habían alcanzado el esfuerzo crítico definido por su orientación y propiedades de fricción (Fletcher et al., 2016). En 1997 Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez formularon experimentalmente que la deformación acomodada por deslizamiento a lo largo de planos preexistentes, cuando hay interacción cinemática entre esos planos, forma un patrón de fallas múltiples durante un solo evento de deformación. Estos patrones de fallas no tienen restricciones con respecto a la simetría, al número de conjuntos de fallas o a la orientación de las fallas. Considerando la complejidad del sistema de falla Chapala-Tula y la cercanía de las fallas de orientación similar en la zona de Los Azufres, un escenario similar podría producirse en esta zona, generando terremotos de magnitud superior a 6.5. De hecho, los dos únicos sismos con ruptura superficial documentados en el CVTM, el sismo de Ameca de 1567 (Suter, 2015) y el sismo de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913), corresponden a rupturas complejas a lo largo de diferentes fallas. Estos dos eventos atestatan la posibilidad de ocurrencia de tal ruptura en el sistema de falla Chapala-Tula.

Finalmente, de acuerdo con el último censo realizado en 2010 por el INEGI (INEGI, 2010) cerca de un millón doscientas mil personas viven dentro de un radio de 40 km a partir de Los Azufres. En ciudades metropolitanas como Morelia y localidades como Ciudad Hidalgo, Maravatío, Acámbaro, Tarandacuao y Tuxpan geográficamente ubicadas en los estados de Michoacán y Guanajuato. Las consecuencias de un terremoto en estas regiones serían desastrosas debido a la vulnerabilidad de las infraestructuras presentes (p. ej., centrales de energía, represas, hospitales, escuelas y edificios), la mala planificación urbana, pero sobre todo a la falta de prevención como medio para mitigar los daños ocasionados por este fenómeno aún impredecible. Por otro lado, un evento sísmico, como el que se reporta en este trabajo, dañaría enormemente la infraestructura del segundo campo geotérmico de México. También es importante este resultado para que las obras civiles de toda índole sean construidas considerando estos antecedentes.

## VI. CONCLUSIONES

Los resultados derivados de este estudio permiten destacar las siguientes conclusiones:

El estudio geomorfológico y estructural realizado en el Campo Volcánico Los Azufres permitió identificar nuevos indicios de actividad neotectónica, a través de la reinterpretación cartográfica de diferentes rasgos morfoestructurales. Entre ellos, la falla Agua Fría, una estructura tectónicamente activa de dirección general E-W asociada a un escarpe topográfico de 15 km de longitud y de 150 m de altura. Esta estructura es la más larga y continúa de todo el sistema de fallas que atraviesan el Campo Volcánico Los Azufres.

En el segmento norte de la falla Agua Fría, un estudio paleosismológico realizado en la cuenca de Llano Grande permitió caracterizar a la FAF como una estructura sismogénica. Tres trincheras paleosismológicas revelaron una franja de deformación tectónica y diferentes unidades volcánicas, lacustres y pedológicas siendo desplazadas por una paleo-ruptura superficial de origen sísmico. El registro tectonosedimentario de cada trinchera preservó un desplazamiento vertical acumulado de 148 a 175 cm pertenecientes a un solo evento sísmico durante el periodo registrado en las trincheras, seguramente una parte corresponde al Holoceno.

Considerando las estimaciones de la longitud de ruptura superficial, el desplazamiento vertical cosísmico o ambos parámetros, se estimó un intervalo de paleomagnitudes sísmicas elevadas de  $6.4 < M_w < 6.9$ . Las diferencias dependen de las relaciones empíricas utilizadas y las longitudes de rupturas consideradas. Estos valores, proveen información preliminar para la estimación del peligro sísmico en la zona de Los Azufres. Este trabajo permitió identificar a la FAF y al SNAF como estructuras capaces de generar terremotos de magnitud comparable al sismo de Acambay en 1912. Sin embargo, la próxima datación de las muestras de carbón completará estos resultados ya que la edad del último evento es indispensable para la estimación del peligro sísmico.

Por primera vez, un estudio de paleosismología desarrollado en la zona de transición entre los grábenes de Morelia-Cuitzeo y Acambay permitió identificar y caracterizar una falla capaz de generar terremotos destructivos. Estos resultados representan un avance significativo para la evaluación de la amenaza sísmica, ya que otras estructuras de la zona (falla Marítaro), con características morfológicas similares podrían también ser activas y capaces de producir sismos similares.

Para evaluar la peligrosidad sísmica que representan estas estructuras para la población del centro de México, otros estudios son necesarios y este trabajo precursor justifica la continuidad de esta línea de investigación.

## BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Díaz, G.J., Zúñiga-Dávila Madrid, F.R., Pacheco-Alvarado, F.J., Guzmán-Speziale, M., Nieto-Obregón, J., 2000, El graben de Querétaro, México. Observaciones de fallamiento activo: GEOS, boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, 20 (1), 2-7.

Aki, K., 1966, Generation and propagation of G waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G waves spectrum: Bulletin of the Earthquake Research Institute, 44, 73-88.

Akyüz H.S., Karabacak V., Zabcı C., 2014, Paleoseismic Trenching, in Beer M., Kougijoumtzoglou I., Patelli E., Au IK. (eds.), Encyclopedia of Earthquake Engineering: Berlin, Heidelberg, Springer, 1-15.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.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.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII (1), 65-82.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2007, The Taxco–San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Two tectonic boundaries in central México active during the Cenozoic, en Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 422, 301–316.

Allan, J.F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 97 (4), 473-485.

Alonso, H., De Anda, L.F., Mooser, F., 1964, Focos termales en la República Mexicana: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16, 145-152.

Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012, Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S.,

(eds.), *The Southern Cordillera and Beyond*: Boulder, CO, Geological Society of America, Field Guide, 25, 45-82.

Arreygue-Rocha, E., Garduño-Monroy, V.H., Canuti, P., Casaglie, N., Iotti, A., Chiesa, S., 2002, Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe La Paloma, en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19 (2), 91-106.

Astíz-Delgado, L. M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis doctoral, 130 p.

Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980a, Geocronología de Los Azufres Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 3-80, 66 p.

Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980b, El campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 14-80, 66 p.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México: *Geofísica Internacional*, 31, 467-473.

Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California, en Doering, D.O. (ed.), *Proceedings of Eighth Annual Geomorphologic Symposium, Geomorphology in Arid Regions*: Binghamton, State University of New York, 115-138.

Camacho, H., 1925, Las aguas subterráneas del valle de Morelia, Estado de Michoacán: *Anales del Instituto Geológico de México*, 2, 6-17.

Camacho, F., 1979, Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 18 p.

Camacho, F., Palacios, N.M., 1979, Geología de la zona geotérmica de Los Azufres Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 6-79, 42 p.

Campos-Enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V.H., 1995, Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67, 123-152.

Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde-Arredondo, J.A., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic

calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 39-67.

Combredet, N., 1983. Etude du puits Al du champ géothermique de Los Azufres, Michoacan, Mexique. Thèse Doctorat 3ème Cycle, Univ. Paris VI (1983), p. 180.

Cruz-Noé, E., Lorenzo-Pulido, C., Soto-Peredo, J., Pulido-Arreola, S., 2013, Micro seismic monitoring during production. Utilization and case examples for México: *Revista Geotermia*, 26 (2), 33-45.

De la Cruz V., Aguilar J., Ortega D., Sandoval J., 1982, Estudio geológico-estructural a detalle del campo geotérmico Los Azufres Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 9-82, 38 p.

Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: *Geofísica Internacional*, 34 (3), 341-352.

Demant, A., Mauvois, R., Silva-Mora, L., 1975, Estudio geológico de las hojas Morelia-Maravatío (1/100000), estado de Michoacán: Instituto de Geología, UNAM (internal report), p. 40.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2 (2), 172-187.

DeMets, C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc: *Geophysical Research Letters*, 28 (21), 4043-4046.

DeMets, C., Traylen, S., 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle: *Tectonophysics*, 318 (1-4), 119-159.

De Polo, C.M., Slemmons, D.B., 1990, Estimation of earthquake size for seismic hazards: Geological Society of America, *Reviews in Engineering geology*, 8, 1-28.

Dobson, P., 1984, Volcanic stratigraphy and geochemistry of Los Azufres geothermal field, Central Mexico: Thesis, Univ. Stanford, Stanford, Calif (1984), p. 58.

Dobson, P.F., Mahood, G.A., 1985, Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 (3-4), 273-287.

Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359 (1-2), 189-208.

Ferrari, L., 1991, Geology of Los Azufres Caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47 (1-2), 129-148.

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1993, The Los Azufres caldera, Mexico: the results of multiple nested collapses (Reply to a comment by Robin and Pradal): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 345-349.

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present: *Geofísica Internacional*, 33 (1), 91-105.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco Block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco Rift revised, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 42-64.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318 (1-4), 161-185.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.

Figueroa, J., 1970, *Catálogo de Sismos ocurridos en la República Mexicana*: Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Reporte Interno 272, 88 p.

Fletcher, J.M., and 20 others, 2014, Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the April 4, 2010 El Mayor–Cucapah Mw 7.2 earthquake: *Geosphere*, 10, 797-827.

Fletcher, J.M., Oskin, M.E., Teran, O.J., 2016, The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor–Cucapah earthquake rupture: *Nature Geoscience*, 9, 303–307.

Fuentes, S., 1987, “Estudio del glifo temblor de tierra”, en Rojas-Rabiela, T., Pérez-Zevallos, J.M., García-Acosta, V. (ed.), “Y volvió a temblar...” *Cronología de los sismos en México (de 1 Pedernal a 1821)*: México, CIESAS, 173-196.

Galván-Rivera, M., 1950, Colección de las efemérides publicadas en el calendario del más antiguo Galván; desde su fundación hasta el 30 de Junio de 1950, Antigua Librería de Murguía, México.

García-Acosta, V., Suárez-Reynoso, G., 1996, Los sismos en la historia de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, 718 p.

Garduño-Monroy, V.H., 1987, Estudio Geológico-Estructural del área de Santa Inés, Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 1-87, 39 p.

Garduño, V.H., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., y Arreygue, E., 1997, Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo, Mich., Mexico, in IAVCEI General Assembly, Fieldtrip guidebook, Puerto Vallarta, Jal., Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 15 p.

Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G.M., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18 (1), 37-54.

Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Mora-Chaparro, J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico: Geofísica Internacional, 48 (3), 319-335.

Garfias, A., González, A., 1978, Resultados de las exploraciones en la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán, México: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 42 p.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII (3), 227-283.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt: Geological Society of America Special Papers, 422, 129-181.

González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., 2002, Ingeniería Geológica: Madrid, Pearson Educación, 715 p.

Gutiérrez, A., Aumento, F., 1982, The Los Azufres, Michoacán, México, Geothermal field: Journal of Hydrology, 56, 137-162.

Hanks, T.C., Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: Journal of Geophysical Research, 84 (B5), 2348-2350.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2003, Ortofoto Digital (en línea), <[http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/productos\\_geograficos.aspx](http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/productos_geograficos.aspx)>, acceso abril 2016.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2010, Censo de Población y Vivienda 2010 (en línea), <<http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/ccpv/2010/>>, acceso junio 2017.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2011, Topografía (en línea), <<http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/#>>, acceso 2015.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2013, El Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) (en línea), <<http://www.beta.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>>, acceso abril 2016.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2016, Topografía (en línea), <<http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/topografia/#>>, acceso abril 2016.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Fisher, C.T., Pollard, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005, Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico: Quaternary International, 135 (1), 35-46.

Israde-Alcántara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barron, J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2010, Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review: Quaternary International, 219 (1-2), 79-94.

Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 64 (2-4), 187-210.

Kostoglodov, V., Pacheco, J., 1999, Cien Años de Sismicidad en México, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad de México.

Kostoglodov, V., Ponce, L., 1994, Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America Trench: *Journal of Geophysical Research*, 99 (B1), 729-742.

Lacan, P., Zúñiga, R., Ortuño, M., Persaud, M., Aguirre, G., Langridge, R., Villamor, P., Perea, H., Štěpančíková, P., Carreon, D., Cerca, M., Suñe Puchol, I., Corominas, O., Audin, L., Baize, S., Lawton, T., Rendón, A., 2013. Paleoseismological History of the Acambay Graben (Central Mexico). AGU Fall Meeting. American Geophysical Union, San Francisco, USA 94 (49) (Abstract T23C-2591).

Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, S., Aguirre-Díaz, G., Zúñiga, F.R., 2018, Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico): *Sedimentary Geology*, 365, 62-77.

Langridge, R.M., Weldon II, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 105 (B2), 3019-3037.

Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P., Lacan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (3), 463-481.

Lermo, J., Cruz, E., Hernández, P., Núñez, F., Urban, E., Espitia, G., 2009, Estudio de sismica pasiva en Tres Vírgenes, BCS, Periodo 2009: México, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Comisión Federal de Electricidad, reporte técnico, 53 pp.

Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008, Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 73 p.

Magaña García, N., 2017. Regionalización sísmica de Michoacán y determinación de periodos de recurrencia para sismos. Tesis de Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. 101 p.

Maldonado, M., 1956, Vulcanismo terciario y reciente del Eje volcánico de Mexico: Formaciones andesíticas de las sierras de Las Cruces y Ozomutlan, Formaciones basálticas de las sierras de Zitácuaro, Morelia, Paracho, y alrededores de Paricutin, Fenómenos post-

paroxismales de la sierra de San Andres y el lago de Cuitzeo y estructura e historia del nuevo volcán Parícutin: 20th International Geological Congress, Excursion A-15, Mexico, p. 74.

Martínez-Gracida, M., 1890, Catálogo de terremotos desde 1507 hasta 1885: Cuadro Sinóptico, Geográfico y Estadístico de Oaxaca, manuscrito inédito.

Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 9 (1), 33-50.

Mauvois, R., Demant, A., Silva, L., 1976, Estructuras Terciarias en la base del Eje Neovolcánico (Ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo, estado de Michoacán) (resumen), en III Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, México: México, p. 87.

McCalpin, J.P., 1989, Current investigative techniques and interpretive models for trenching active dip-slip faults, in Watters, R.C. (ed.), Engineering geology and geotechnical engineering. Proceedings of the 25th symposium on engineering geology and geotechnical engineering: Rotterdam, A.A. Balkema, 249-258.

McCalpin, J.P. (ed.), 2009, Paleoseismology (second edition): Amsterdam, Academic Press-Elsevier, 848 p.

Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., Garduño-Monroy, V.H., 2018, Active Faults sources of the Morelia-Acambay Fault System, Mexico based on Paleoseismology and the estimation of magnitude Mw from fault dimensions: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., en revisión.

Molina-Martínez, A., 2013, Case history of los Azufres conceptual modeling in a mexican geothermal field: Revista Geotermia, 26 (2), 3-16.

Mooser, F., 1964, Provincias geotérmicas de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16, 153-161.

National Geophysical Data Center, 1996, Seismicity catalog, Volume 1—North America, 1492–1996: Boulder, Colorado, National Geophysical Data Center, compact disk.

Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: Tectonophysics, 270, 197-206.

Nixon, G., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: Geological Society of America Bulletin, 93 (6), 514-523.

Norini, G., GropPELLI, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006, Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications: *Tectonics*, 25 (4), 1-21.

Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2015, Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt): *Geosphere*, 11 (1), 160-184.

Ortuño, M., Coromitas, O., Villamor, P., Zúñiga, F.R., Lacan, P., Perea, H., Aguirre-Díaz, G., Štěpančíková, P., Ramirez-Herrera, T., 2018. Evidence of recent ruptures in the central faults of the Acambay Graben (Central Mexico). submitted to *Geomorphology*.

Oskin, M.E., and 10 others, 2012, Near-field deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR: *Science*, 335 (6069), 702-705.

Pacheco, J.F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S.K., Zúñiga, F.R., Mortera-Gutiérrez, C.A., Santoyo, M.A., Domínguez, J., Barrón, R., 1999, Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (6), 567-577.

Palacios, N.M., Camacho, F., 1976, Informe Geológico de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 3-76, 18 p.

Pardo, M., Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20 (21), 2391-2394.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12357-12373.

Pasquarè, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146 (1-4), 353-364.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991, Geologic Map of the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, México, escala 1:300,000: Geological Society of America Map and Chart series MCH072, 1 mapa con texto.

Pérez-Esquivias, H., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Castro-Govea, R., Layer, P., Saucedo, R., Martínez, C., Jiménez-Haro, A., Valdez, G., Meriggi, L.,

Hernández, R., 2010, Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo de Los Azufres, Michoacán: *Geotermia*, 23, 51-63.

Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., Lomas, E., 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico: *Geophysical Research Letters*, 19 (8), 773-776.

Pradal, E., 1990, La caldera de Los Azufres (Mexique): Contexte volcanologique d'un grand champ géothermique [thèse, doctorat]: Université Clermont-Ferrand, 250 p.

Pradal, E., Robin, C., 1985, Découverte d'une caldera majeure associée au champ géothermique de Los Azufres (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 132, 135-142.

Pradal, E., Robin, C., 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63 (3-4), 201-215.

Quintero-Legorreta, O., 2002, Análisis estructural de fallas potencialmente activas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55 (1), 1-11.

Raisz, E.J., 1964, Landforms of Mexico [map], escala 1:3,000,000: Cambridge, Mass., United States, Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa con texto.

Ramírez-Herrera, M.T., 1998, Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican volcanic belt: *Earth Surf. Processes Landforms*, 23 (4), 317-332.

Ramírez, S., Reyes V., 1873, Informe sobre los temblores de Agua Fría y Jariepo: *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, época 3, 1, 67-68.

Rymer, M.J., and 14 others, 2011, Triggered surface slips in southern California associated with the 2010 El Mayor-Cucapah, Baja California, Mexico, earthquake: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-133, 62 p.

Robin, C., Pradal, E., 1993, The Los Azufres caldera, Mexico: Comment on the paper by L. Ferrari, V.H. Garduno, G. Pasquarè and A. Tibaldi, or: An attempt to understand the volcanic structure: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 339-344.

Rodríguez-Pérez, Q., Zúñiga, F.R., 2017, Seismicity characterization of the Maravatío-Acambay and Actopan regions, central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 264-275.

Roldán-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G.J., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2011, Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de Acambay, Estado de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (1), 118-131.

Sánchez-Rubio, G., 1984, Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico: Imperial College of Science and Technology, University of London, Ph.D. thesis, 275 p.

Silva-Mora, L., 1979, Contribution a la connaissance de l'Axe volcanique Transmexican: étude géologique et pétrologie des lavas du Michoacán oriental: Thèse du troisième cycle, Université de Aix-Marseille, v. III, p. 146.

Singh, S.K., Iglesias, A., Garduño, V.H., Quintanar, L., Ordaz, M., 2012, A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region: *Geofísica Internacional*, 51 (1), 73-86.

Suárez, G., Singh, S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt—discussion: *Tectonophysics*, 127 (1-2), 155-158.

Suárez, G., 1992, El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920: *Revista Mexicana de Ingeniería Sísmica*, 42, 3-15.

Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Aguirre-Díaz, G.J., Lawton, T.F., 2015, La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (3), 361-376.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8), 11983-11993.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995a, The Aljibes half-graben—Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107 (6), 627-641.

Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Ferrar, E., 1995b, The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonics*, 14 (6), 1245-1262.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86 (6), 1952-1963.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, 113 (6), 693-703.

Suter, M., 2015, The A.D. 1567 Mw 7.2 Ameca, Jalisco, Earthquake (Western Trans-Mexican Volcanic Belt): Surface Rupture Parameters, Seismogeological Effects, and Macroseismic Intensities from Historical Sources: Bulletin of the Seismological Society of America, 105 (2A), 646-656.

Suter, M., 2016, Structure and Holocene Rupture of the Morelia Fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and Their Significance for Seismic-Hazard Assessment: Bulletin of the Seismological Society of America, 106 (5), 2376-2388.

Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megaseísmica Acambay-Tixmadeje Estado de México conmovida el 19 de Noviembre de 1912: Boletín del Instituto Geológico de México, 32 (1), 1-125.

Urquiza, M., 1872, Informe del ingeniero encargado de reconocer la Sierra de Ucareo para averiguar las probabilidades de una erupción volcánica: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, época 2, 4, 586-588.

Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V.H., Bocco, G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Geomorphology, 61, 111-126.

Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXVIII (1), 18-28.

Valdés-González, C., Pérez-Esquivias, H., 2007, Tres años de monitoreo sísmico pasivo en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., México: Geotermia, 20 (2), 55-65.

Valdés-González, C., 2009, Estudio de sísmica pasiva en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich.: México, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Comisión Federal de Electricidad, reporte técnico DEX-DGF-AZ-16-09.

Velázquez-Bucio, M.M., Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., 2012, Coseismic stratigraphy in Holocene lacustrine sequences of San Pedro el Alto, estado de México, en 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology, Morelia, Mich., México: México, INQUA, 195-198.

Waitz, P., 1906, Phenomenes post-paroxysmiques du San Andres: Mexico, 10th International Geological Congress, Excursion 10, p. 29.

Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J.-P., Helmberger, D., Hauksson, E., Chu, R., Simons, M., Hudnut, K.W., 2011, Superficial simplicity of the 2010 El Mayor–Cucapah earthquake of Baja California in Mexico: *Nature Geoscience*, 4, 615-618.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture width, Rupture Area, and Surface Displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.

Wesnousky, S.G., 2008, Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. *Seismological Society of America Bulletin* 98 (4), 1609-1632.

Zúñiga, F.R., Suárez, G., Figueroa-Soto, Á., 2017, A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation: *Journal of Seismology*, 21 (6), 1295–1322.