



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN GEOGRAFÍA
CIGA

ESTRATIGRAFÍA COSÍMICA EN SECUENCIAS LACUSTRES DEL
HOLOCENO, EN EL GRABEN DE ACAMBAY, ESTADO DE MÉXICO Y
EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
MARÍA MAGDALENA VELÁZQUEZ BUCIO

TUTOR
DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA, UMSNH

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA, UMSNH

MORELIA MICHOACÁN, JUNIO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

A mis padres, Gelo y Reyes.
Desde siempre y para siempre,
los amo.

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor, el doctor Víctor Hugo Garduño Monroy, por su confianza en mí para realizar este proyecto, por su apoyo y su paciencia para que yo lo llevara a cabo. Junto con la doctora Isabel Israde Alcántara, por haberme dado las herramientas para seguir el camino de la ciencia, en especial de la paleosismología, sin dejar fuera el sentido humano.

A mis sinodales, la doctora Isabel Israde Alcántara por su apoyo, confianza y disponibilidad siempre. Al doctor José Luis Macías Vázquez, por sus valiosos comentarios, sugerencias y asesoría durante toda la realización de mi proyecto de tesis.

A mis revisores, los doctores Manuel Bollo Manent, Gabriel Vázquez Castro y Arturo J. Muñoz Jáuregui, por sus sugerencias, aportaciones y correcciones que han permitido mejorar mi trabajo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo y al CONACyT.

A Dian por todo el apoyo y ayuda para la realización de este proyecto. Mejor equipo de campo, compañera de viaje y de tesis en paleosismología, además de una gran amiga.

A la M.C. Mónica Martínez Medina, por tanta ayuda, enseñanza y aportación en la realización de este trabajo, no sólo pero especialmente con la parte cartográfica. Por esta gran amistad, todo el apoyo y buenas tazas de café, gracias.

Al Laboratorio de Química de la ENES Morelia y al M.C. Neftalí Razo, por su disponibilidad para realizar el procesamiento de muestras sedimentarias, gracias además por todos los consejos, sugerencias y amistad.

A Antonio Pola, Gaby Gómez, Avith, Kervin Chunga... que han aportado y ayudado en la elaboración de la tesis y he contado con su amistad en este, un poco largo proceso, alentándome a continuar.

A la Università Degli Studi Dell'Insubria y su maravillosa gente que hicieron de mi estancia, una experiencia extraordinaria que me permitió mejorar tanto en el sentido profesional como personal. Gracias Ale, Silvia (y familia), Franz, Francesca, Elisa, Roberta, Benedetta, Roberto, Rivka, Andrea, Livio...

Un especial agradecimiento al Prof. Alessandro M. Michetti por estar siempre presente, por su continua asesoría, apoyo y ayuda cada vez que he necesitado. Por ser una guía científica y humana que me ha impulsado y enseñado sobre todo a confiar en mí y en lo que soy capaz de realizar. Gracias por todo.

A mi familia, mis papás, Reyes y Gelo; Lily, Ale y Mar, mis hermanas y cuñados y; Álvaro y Mateo, mis sobrinos hermosos, de quien tengo todo el amor y apoyo que me impulsan a ir siempre hacia adelante. Esto habría sido imposible sin ustedes.

A toda mi familia y amigos que han vivido conmigo este proceso de formación, crecimiento y elaboración no solo de la tesis, también de mi persona. Los tengo en mente y corazón, infinitas gracias.

Podría hacer una lista enorme de tantas personas que de alguna u otra manera han participado en la realización de este proyecto, en mi formación y evolución personal y profesional. Cada momento me ha permitido llegar hasta aquí y de aquí para adelante. Por todo lo recibido,

¡Muchas gracias!

RESUMEN

En cuencas lacustres de origen tectónico o vulcano-tectónico como las del Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM), los efectos de cambio climático, tasas de sedimentación, influencia antropogénica, entre otros, son factores importantes en su evolución. No obstante, deben considerarse factores exógenos como sismicidad y vulcanismo, los cuales modifican las condiciones paleoambientales y paleolimnológicas de la cuenca. El graben de Acambay, perteneciente al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, una de las zonas representativas de la actividad sísmica de intraplaca reciente en el país, almacena el registro sedimentario de los eventos que han sido parte de la evolución de estas cuencas durante el Cuaternario.

El presente estudio paleosismológico se ha realizado en la zona de San Pedro El Alto, en el centro del graben de Acambay, bajo el enfoque de Estratigrafía Cosísmica, definida como el estudio multidisciplinario del registro sedimentario modificado por la actividad sísmica ocurrida en el momento de su depósito, sin expresión superficial aparente. El estudio se basó en el análisis de trincheras, afloramientos, núcleos sedimentarios y la caracterización del paisaje sísmico. A partir de ellos, se logró la identificación de tres paleosismos y la clasificación de estructuras de deformación (sismitas) generadas por esos eventos, a las que se les asignó un valor de intensidad de VII a X en la escala ESI-2007. Finalmente, con los resultados obtenidos, se obtuvo una evaluación del potencial sísmico con valores de magnitud máxima esperada de hasta 7 para las fallas del graben de Acambay y con ello, la caracterización espacio-temporal reflejada en un mapa de peligro sísmico. Los resultados sugieren tener en cuenta el escenario del sismo de Acambay de 1912 en la evaluación del peligro sísmico del centro de México, en donde se concentra un gran porcentaje de la población del país, por lo que un evento semejante traería considerables consecuencias. Con esta serie de evidencias observadas la planificación del territorio y el peligro sísmico deberán ser parte de los estudios cotidianos espaciales, ya que ignorándolos estamos aumentando el riesgo sísmico de la zona del Sistema de Fallas Morelia-Acambay.

ABSTRACT

In lacustrine basins of tectonic or volcano-tectonic origin, such as those of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), the effects of climate change, sedimentation rates, anthropogenic influence, among others, are important factors in its evolution. However, exogenous factors as seismicity and volcanism must be considered, since these modify the paleoenvironmental and paleolimnological conditions of the basin. The Acambay graben, belonging to the Trans-Mexican Volcanic Belt, one of the representative zones of recent intraplate seismicity in the country, stores the sedimentary record of the events that have been part of the evolution of these basins during the Quaternary.

The present paleoseismological study has been carried out in the San Pedro El Alto area, in the center of the Acambay graben, under the Coseismic Stratigraphy approach, defined as the multidisciplinary study of the sedimentary record modified by the seismic activity occurred at the moment of its deposit, without apparent superficial expression. The study was based on the analysis of trenches, outcrops, sedimentary cores and the characterization of the seismic landscape. This allowed the identification of three paleo-earthquakes and the classification of deformation structures (seismites) generated by these events, to which an intensity value from VII to X was assigned according to the ESI-2007 scale. Finally, an evaluation of the seismic potential was obtained with values of maximum magnitude expected of up to 7 for the Acambay Graben faults, and the spatio-temporal characterization was displayed in a seismic hazard map. The results suggest the importance of considering the 1912 Acambay earthquake scenario into the seismic hazard assessment for central Mexico, where a large percentage of the country's population is concentrated, so the occurrence of a similar event would have considerable consequences. With this series of observed evidences, territory planning and seismic hazard should be part of the quotidian spatial studies, since ignoring them would just increase the regional seismic risk in the Morelia-Acambay Fault System.

ÍNDICE

1. INTRODUCCION	1
1.1. Estado del arte	4
1.1.1.La paleosismología en México	6
1.2. Justificación	8
1.3. Planteamiento del problema	8
1.4. Objetivos	10
1.4.1.Objetivo general	10
1.4.2.Objetivos particulares	10
1.5. Hipótesis	11
2. MARCO TEÓRICO	12
2.1. Estudios en lagos	12
2.2. Estratigrafía cosísmica	13
2.3. Estructuras de deformación generadas por eventos sísmicos (Sismitas)	15
2.4. Diatomeas y sus relaciones con los cambios paleoambientales generados por rupturas cosísmicas	19
3. ÁREA DE ESTUDIO	21
3.1. Marco geológico-tectónico del graben de Acambay	22
3.1.1.Ubicación dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano	22
3.1.2.Sistema de fallas Morelia-Acambay	23
3.2. El graben de Acambay	25
3.2.1.Encuadramiento geofísico y sismológico del graben de Acambay	27
3.2.2.Actividad sismo-tectónica del Graben de Acambay	28
3.2.2.1. Límite norte, falla Acambay-Tixmadejé	29
3.2.2.2. Sistema de Fallas Central	30
3.2.2.3. Límite sur, falla Pastores	31
3.3. Volcán Temascalcingo y la zona de San Pedro El Alto	32
3.3.1.Encuadramiento geológico del volcán Temascalcingo	33
4. METODOLOGÍA GENERAL	35
4.1. Recopilación bibliográfica, de datos geodésicos, sismológicos e históricos disponibles y síntesis crítica	35
4.2. Reconocimiento aéreo, interpretación de fotos aéreas, modelos digitales de terreno y cartografía detallada	35
4.3. Reconocimiento de la zona en campo	36
4.4. Investigaciones subsuperficiales mediante trincheras exploratorias, perforaciones y extracción de núcleos y perfiles geofísicos	36
4.5. Síntesis neotectónica (Modelo de paisaje sísmico)	37
4.6. Geocronología	37
4.7. Análisis y correlación de datos – síntesis simotectónica	38

4.8. Evaluación del peligro sísmico	38
5. GEOMORFOLOGÍA Y PAISAJE SÍSMICO DEL ÁREA DE SAN PEDRO EL ALTO	41
5.1. Análisis geomorfológico	44
5.1.1. Análisis del patrón de drenaje	45
5.1.2. Geología de la zona del volcán Temascalcingo	48
5.1.3. Mapa geomorfológico	51
5.1.4. Topografía de la localidad de la zona de San Pedro El Alto	54
5.2. Índice de sinuosidad de frentes de montaña (SFM)	55
5.3. Segmentos de falla de San Pedro El Alto y su potencial sísmico	57
5.4. Discusión sobre la geomorfología y el paisaje sísmico de la zona	58
5.5. Conclusiones	61
6. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN GENERADAS POR ACTIVIDAD SÍSMICA (SISMITAS) EN EL ÁREA DE SAN PEDRO EL ALTO	62
6.1. Metodología para el análisis de sismitas en San Pedro El Alto	63
6.1.1. Afloramientos	64
6.1.2. Trincheras	64
6.1.3. Extracción de núcleos	65
6.2. Estructuras de deformación	66
6.2.1. Slumps	67
6.2.2. Estructuras en flama y de carga	72
6.2.3. Pseudonódulos	74
6.2.4. Diques clásticos	75
6.2.5. Grietas rellenas o diques neptunianos	78
6.2.6. Diapiro o “gran estructura de inyección”	80
6.2.7. Escarpes de falla	81
6.3. Discusión acerca de las estructuras de deformación en la zona de San Pedro El Alto	82
6.4. Conclusiones del análisis de las estructuras de deformación identificadas en San Pedro El Alto	87
7. DIATOMEAS Y SUS RELACIONES CON LOS CAMBIOS PALEOAMBIENTALES GENERADOS POR RUPTURAS COSÍSMICAS	89
7.1. Metodología para el análisis de diatomeas	92
7.2. Descripción de afloramientos	95
7.3. Material de la trinchera TRSPA1	97
7.4. Extracción de núcleos	99
7.5. Resultados y discusión del análisis diatomológico y cambios paleoambientales por rupturas cosísmicas	102
7.5.1. Inventario taxonómico de diatomeas	102
7.5.2. Proxies físico-químicos y geofísicos	108
7.6. Conclusiones del análisis diatomológico y paleoambientes	113
8. INTERPRETACIÓN PALEOSISMOLÓGICA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TRINCHERAS	115
8.1. Metodología para apertura y análisis de trincheras	115

8.2. Resultados del análisis de trincheras	116
8.2.1. TRSPA1	117
8.2.2. TRSPA3	129
8.2.3. TRSPA2	134
8.2.4. Discordancia angular	140
8.2.5. Falla San Pedro, Autopista Atlacomulco-Acambay	141
8.3. Análisis de laboratorio para datación de material por ¹⁴ C	142
8.4. Discusión del análisis en trincheras	144
8.4.1. Interpretación de eventos	145
8.4.2. Parámetros obtenidos	147
8.4.2.1. Tasa de desplazamiento	147
8.4.2.2. Paleomagnitud de los eventos identificados	147
8.4.2.3. Intervalo de recurrencia	148
8.5. Conclusiones del análisis en trincheras	149
9. PELIGRO SÍSMICO; DISCUSIÓN GENERAL	151
9.1. Consideraciones para la evaluación del peligro sísmico en el Graben de Acambay	154
9.1.1. Fuentes sísmicas y su potencial	155
9.1.2. Identificación y fechamiento de sismos pasados en la zona de estudio	156
9.1.3. Temporalidad y correlación de eventos sísmicos en el graben de Acambay	159
9.2. Caracterización cualitativa de los parámetros de la fuente sísmica para el análisis del peligro sísmico	163
10. CONCLUSIONES	171
11. REFERENCIAS	174
12. ANEXOS	188

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Estructuras susceptibles a formarse en las diferentes facies lacustres	18
Figura 3.1. Ubicación del área de estudio dentro del CVTM. Volcán Temascalcingo y estructuras del Sistema de Fallas Central del graben de Acambay	23
Figura 3.2. A) Ubicación del graben de Acambay dentro del CVTM. 1 B) Cuencas lacustres con origen y evolución relacionado al Sistema de fallas Tula-Chapala (Garduño-Monroy, <i>et al.</i> 2009)	25
Figura 3.3. Graben de Acambay y sus principales estructuras de falla	26
Figura 4.1. Metodología seguida para el estudio paleosismológico en la zona de San Pedro El Alto, graben de Acambay	40
Figura 5.1. Volcán Temascalcingo, sistema extensivo de fallas con orientación preferencial E-O	43
Figura 5.2. Modelo digital de elevación del Volcán Temascalcingo y sus principales estructuras tectónicas	45
Figura 5.3 a. Mapa sombreado con la red de drenaje de la zona de San Pedro El Alto	47
Figura 5.3 b. 4 Perfiles longitudinales correspondientes a cada sector a partir del patrón de drenaje	47
Figura 5.4. Mapa geológico de la caldera dacítica del volcán Temascalcingo	49
Figura 5.5. Mapa geomorfológico del volcán Temascalcingo	53
Figura 5.6. Discordancia angular. Estratos antiguos afectados por eventos sísmicos, basculados hacia el N	54
Figura 5.7. Evidencias morfológicas de rupturas cosísmicas recientes en los sedimentos y estructuras de la cuenca de San Pedro El Alto	54
Figura 5.8. Mapa del levantamiento topográfico en el área de San Pedro El Alto y ubicación para la apertura de las trincheras 1 y 3	55
Figura 5.9. Ubicación de fallas en la zona de San Pedro El Alto	57
Figura 6.1. Ubicación de la apertura de trincheras, extracción de núcleos sedimentarios y afloramientos en la localidad de San Pedro El Alto	65
Figura 6.2. Pliegues y <i>slumps</i> en los sedimentos de la TRSPA1 causados por <i>shock</i> sísmico	68
Figura 6.3a. <i>Slump</i> en los sedimentos analizados en la TRSPA1	69

Figura 6.3b. <i>Slump</i> y mezcla de material con una línea de despegue_____	69
Figura 6.4. Estructuras tipo <i>slump</i> en los sedimentos del núcleo 1 de la presa de SPA_____	70
Figura 6.5. Estructuras en flama identificadas en la TRSPA1_____	73
Figura 6.6. Pseudonódulo compuesto por ceniza volcánica en TRSPA1. ESI2007 VIII_____	75
Figura 6.7. Distintas estructuras de deformación generadas por actividad sísmica en San Pedro El Alto_____	77
Figura 6.8. Grietas rellenas de material reciente (diques neptunianos)._____	79
Figura 6.9. Dique neptuniano de la trinchera TRSPA3 de San Pedro El Alto_____	79
Figura 6.10. a) Diapiro formado por arcilla color rosa. b) esquema de la formación de un diapiro, reportado por Nichols (2009)_____	80
Figura 6.11. a) Desplazamiento de estratos de la trinchera SPA1 b) Desplazamiento de estratos en la trinchera SPA3._____	81
Figura 7.1. Frústulos de diatomea. <i>Stephanodiscus niagarae</i> (Ehrenberg) vista al microscopio electrónico. Imagen tomada de Stoermer y Smol (2009)_____	90
Figura 7.2. Serie de escarpes-afloramientos al borde de la parte sur de la presa de San Pedro El Alto_____	96
Figura 7.3. Columna estratigráfica de la TRSPA1._____	98
Figura 7.4. Material del estrato de materia orgánica de la trinchera de San Pedro El Alto 1 (TRSPA1) que presenta frústulos de diatomeas con alto grado de fragmentación _____	98
Figura 7.5. Ubicación del sitio de la extracción de núcleos sedimentarios en la presa de San Pedro El Alto_____	100
Figura 7.6. Extracción de núcleos mediante un nucleador de gravedad en San Pedro El Alto_____	100
Figura 7.7. Núcleos de sedimentos extraídos de la parte norte de la presa de San Pedro El Alto para análisis estratigráfico y de diatomeas_____	101

Figura 7.8. Núcleo de sedimentos extraídos del centro de la presa de San Pedro El Alto para análisis estratigráfico y de diatomeas	102
Figura 7.9. Contenido de carbono inorgánico total y carbono orgánico total en el núcleo 1 de la presa de San Pedro El Alto	111
Figura 7.10. Análisis de la susceptibilidad magnética realizado en el núcleo 1 de la presa de San Pedro El Alto	112
Figura 7.11. Difractograma de la muestra entre los 14-17 cm de profundidad del núcleo número 1 de la presa de San Pedro El Alto	112
Figura 7.12. Difractograma de la muestra entre los 35-41 cm de profundidad del núcleo número 1	113
Figura 8.1. Ubicación de las trincheras analizadas en San Pedro El Alto. Tomado de Google Earth	116
Figura 8.2. Ubicación de la trinchera TRSPA01.	117
Figura 8.3. Columna estratigráfica de la TRSPA1	121
Figura 8.4. Log de la TRSPA1 levantado en campo durante el análisis de la trinchera	123
Figura 8.5. Fotomosaico de la TRSPA1	123
Figura 8.6. Escarpe en la falla Temascalcingo, borde sur de la presa de San Pedro El Alto. a) Efecto causado por el sismo de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913) b) Escarpe actual (2015)	124
Figura 8.7. Estructura tipo <i>slump</i> identificada en la TRSPA1, cortado y desplazado por un segundo evento	124
Figura 8.8. Desplazamiento de estrato guía generado por el evento número 2. a) desplazamiento en falla sintética. b) Desplazamiento de mismos estratos en falla antitética	125
Figura 8.9. Retrodeformación de los sedimentos volcano-lacustres de la TRSPA1, afectados por efecto de sismos	127

Figura 8.10. a) Sitio identificado como la grieta descrita por Urbina y Camacho (1913). b) Pozo excavado para verificar la estratigrafía	129
Figura 8.11. TRSPA3 realizada en el sitio identificado por Urbina y Camacho (1913) como una grieta cerca de la Presa de San Pedro El Alto	130
Figura 8.12. Fotomosoaico de la pared oeste de la TRSPA3	131
8.13. Esquema de retrodeformación para la interpretación del evento sísmico que afectó a las unidades sedimentarias que componen a la TRSPA3	133
Figura 8.14. Traza de falla San Pedro al norte de la presa y su expresión en afloramientos	135
Figura 8.15. Trinchera SPA2	136
Figura 8.16. Log de la TRSPA2 levantado durante el trabajo de campo en San Pedro El Alto	136
Figura 8.17. Esquema de retrodeformación para la interpretación del evento sísmico que afecto a las unidades sedimentarias de la TRSPA2	140
Figura 8.18. Discordancia angular en San Pedro El Alto	141
Figura 8.19. Expresión de la falla San Pedro, sobre un corte realizado en la autopista Atlacomulco de Fabela – San Miguel Acambay	142
Figura 9.1. Esquema de la escala de intensidades ESI-2007 (Michetti <i>et al.</i> , 2007)	153
Figura 9.2. Diagrama de temporalidad y desplazamiento de cada falla y sus eventos	160
Figura 9.3. Escalera del diablo del graben de Acambay	162
Figura 9.4 a. Distribución de las principales estructuras de falla en el graben de Acambay y su periodo de recurrencia	165
Figura 9.4 b. Esquema que muestra el intervalo de recurrencia de cada una de las fallas del Sistema Central de Fallas del Graben de Acambay y el tiempo libre que le resta a cada una de éstas o incluso, sobrepasa	166
Figura 9.5 a. Mapa de peligro sísmico para la falla Acambay-Tixmadejé, basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay	167
Figura 9.5 b. Mapa de peligro sísmico para la falla San Mateo, basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay	167

Figura 9.5 c. Mapa de peligro sísmico para la falla San Pedro, basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay_____168

Figura 9.5 d. Mapa de peligro sísmico para la falla Temascalcingo, basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay_____168

Figura 9.5 e. Mapa de peligro sísmico para la falla Pastores, basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay_____169

Figura 9.5 f. Mapa de peligro sísmico basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay_____170

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Clasificación de métodos de datación Cuaternaria aplicables en paleosismología_____	39
Tabla 5.1. Valores de Sinuosidad de Frentes de Montaña (Sfm) obtenidos de las mediciones en las principales estructuras de falla en San Pedro El Alto_____	56
Tabla 5.2. Datos de las estructuras de falla del sistema central del graben de Acambay_____	58
Tabla 7.1. Inventario de diatomeas de la presa San Pedro El Alto_____	103
Tabla 7.2. Especies de diatomeas representativas del material sedimentológico de la presa de San Pedro El Alto_____	104
Tabla 8.1. Datación de los materiales colectados en las tres trincheras en San Pedro El Alto (TRSPA 1, 2 y 3) y sobre autopista de Acambay_____	143
Tabla 8.2. Datos obtenidos a partir de los resultados del análisis realizado en las tres trincheras de la zona de San Pedro El Alto_____	149
Tabla 9.1. Parámetros de las estructuras de falla en el graben de Acambay, obtenidos por diversos investigadores_____	155
Tabla 9.2. Efectos sísmicos ambientales y su correlación al evento e intensidad bajo la escala ESI-2007_____	157
Tabla 9.3. Efectos identificados en la zona de estudio_____	158

Zuien haya conseguido conocer los antiguos orígenes acabará buscando las fuentes del futuro y los nuevos orígenes...el terremoto ciega muchos pozos y acarrea sequías, pero también saca a luz energías y secretos ocultos. El terremoto descubre nuevos manantiales. En medio del terremoto de los pueblos antiguos emergen nuevos manantiales.

*Friedrich Nietzsche
Así habló Zaratustra.*

1. INTRODUCCIÓN

El registro sísmico-histórico e instrumental del mundo comprende solo un periodo de tiempo geológico muy corto que no traduce el comportamiento temporal de los sismos a largo plazo. No obstante, el estudio de las cuencas lacustres que se localizan asociados a fallas geológicas activas, permite conocer en tiempos geológicos más largos el comportamiento de los eventos sísmicos. Un sismo se puede estudiar por sus efectos secundarios como deslizamientos, colapsos, caída de rocas y deformación de sedimentos fluviales y lacustres, siempre y cuando su magnitud sea superior a 5 (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). De tal manera, que en los sedimentos acumulados en cuerpos de agua podemos encontrar registros muy exactos de la evolución de las cuencas dado que, los sistemas lacustres muestran comúnmente sub-ambientes deposicionales en los cuales las variaciones de facies heterolíticas son sedimentadas. En áreas tectónicamente activas el efecto sísmico relacionado con los movimientos de falla (rupturas cosísmicas) pueden estar impresos como estructuras de deformación en los sedimentos lacustres, cuando los eventos sísmicos exceden una cierta magnitud y si el estado litológico y composicional de los sedimentos lo permite, se da paso a la licuefacción (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000).

En el centro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se han desarrollado algunos de los lagos más importantes de México, todos ellos ligados al sistema de fallas Tula-Chapala (Suter *et al.*, 1995, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Dicha zona está caracterizada por grandes depresiones lacustres, las cuales han almacenado series sedimentarias en donde han quedado registrados los eventos geológicos y paleoambientales más importantes. El estudio de las cuencas lacustres en México llevados a cabo por distintos autores como Bradbury (1970, 1971, 2000), Caballero (2000), Lozano-García *et al.* (2005), Metcalfe *et al.* (2000) y Velázquez-Durán *et al.* (2001), ha permitido establecer los cambios climáticos más importantes que se generaron durante el Holoceno y los impactos humanos recientes. Sin embargo, estos sedimentos han sido poco estudiados desde el punto de vista paleosismológico. En dicha zona,

los lagos más comunes son los de origen tectónico o vulcano-tectónico, muchos de ellos se formaron durante el Mioceno tardío – Plioceno temprano en depresiones tectónicas y/o volcánicas, por lo que se relacionan estrechamente con la evolución geodinámica de Norteamérica, particularmente con el margen continental pacífico del Oeste de México y Norteamérica, en donde convergen las placas Rivera, Cocos y Norteamericana (Israde, 1999).

De la misma forma, los cambios en la sucesión estratigráfica de diatomeas fósiles están estrechamente vinculados a la evolución vulcano-tectónica de la región y a los cambios climáticos. La distribución de reconocidos géneros de diatomeas del orden centrales en extensos paleolagos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano se relaciona por lo menos con otras cuencas lacustres en gran parte del hemisferio norte. El carácter actualmente restringido de los grandes lagos en México (Chapala y Cuitzeo) resulta de su fragmentación por el tectonismo y el establecimiento episódico de condiciones más áridas durante el Cuaternario (Rodríguez-Pascua, *et al.*, 2010) o bien su desarrollo sedimentológico ha sido alterado por eventos tectónicos (Israde-Alcantara *et al.*, 2005). Los efectos que tienen los sismos en un lago son parte de su evolución, sobre todo cuando estos lagos forman parte del contexto tectónico activo.

En este sentido, investigaciones en sistemas lacustres del centro de México han aportado información al catálogo sísmico, no obstante, a pesar de que esta es una zona altamente sísmica, son pocos y recientes los trabajos que han analizado las deformaciones generadas por los eventos pasados (Garduño-Monroy *et al.*, 2003, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2003, 2010; Langridge *et al.* 2000, 2013; Israde-Alcántara, 2010; Lacan *et al.* 2013; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Ortuño *et al.*, 2015). La localidad de San Pedro El Alto, perteneciente al CVTM dentro del graben de Acambay, presenta una serie de secuencias sedimentarias en donde se han registrado eventos sísmicos que han influenciado su evolución geomorfológica y para las cuales, no existen estudios con edades absolutas ni una cronología relativa, por lo que en este trabajo de investigación se pretende definir la evolución geológica - geomorfológica de la cuenca ligada al Graben de Acambay con base en el estudio detallado de la estratigrafía y la identificación de paleosismos (Estratigrafía Cosísmica). Todo ello ayudará en la evaluación del

potencial sísmico de las fallas activas en la región de San Pedro El Alto. Se pretende calcular el periodo de recurrencia de los sismos y la creación de un mapa de peligro sísmico ya que de acuerdo con Michetti *et al.* (2005), para evaluar el peligro sísmico el análisis paleosismológico es indispensable.

1.1. ESTADO DEL ARTE

La importancia de las investigaciones para el entendimiento del comportamiento de los sismos ha sido enfatizada por numerosos investigadores a lo largo del tiempo y en todo el mundo. Sin embargo, gran parte del registro paleosísmico consiste en un registro de sismos de $M_w > 6.5-7.8$ ya que la evidencia de sismos pequeños en las secuencias estratigráficas raramente se preserva cerca de la superficie.

De acuerdo con McCalpin (2009), el manejo del peligro sísmico en países industrializados como Estados Unidos, Japón o Rusia, hasta antes de 1980, se basó solamente en los estudios realizados en terremotos históricos. Ya en el siglo XXI más países consideraron a la paleosismología para el estudio de las fallas activas y mejorar el conocimiento del comportamiento de éstas. No obstante, estudios efectuados por diferentes investigadores en todo el mundo demuestran que en los sedimentos acumulados en cuerpos de agua podemos encontrar registros muy exactos de la evolución de las cuencas. Los lagos son considerados como los mejores sitios para el análisis de estructuras sísmicamente inducidas (Ricci Lucchi, 1995).

La paleosismología complementa registros históricos e instrumentales de la sismicidad caracterizando y fechando los sismos pasados. En muchos países como Estados Unidos y México, el registro histórico de terremotos se remonta sólo unos pocos siglos atrás y aun más, muchas zonas de fallas activas no tienen ningún registro de eventos sísmicos importantes (por ejemplo la falla Perales en el centro de México). En Europa, algunos catálogos se consideran completos en cuanto al registro histórico de cuatro a cinco siglos; como el catálogo italiano (Stucchi *et al.*, 2004; Stucchi *et al.*, 2013) que se considera completo para terremotos de M_8 en los últimos 1600 años. En otras regiones como China, en donde los catálogos se extienden por miles de años (Ambraseys y Melville, 1982; Gu *et al.*, 1989, en McCalpin, 2009), las observaciones son, sin embargo, insuficientes para la identificación de todas las fallas sismogénicas. Gran parte de la historia sísmica de la mayoría de las fallas es accesible solo mediante la aplicación de la paleosismología.

A partir de la década de los 70 la paleosismología tuvo un gran avance gracias a los estudios realizados sobre todo en los países con procesos tectónicos importantes y con una sofisticada infraestructura científica como en Estados Unidos, Japón, China, Rusia y Nueva Zelanda. En Europa el desarrollo de la paleosismología también se ha visto favorecido; los investigadores, aparte de realizar estudios en zonas sismotectónicamente activas, han desarrollado nuevas metodologías que han fortalecido y permitido el desarrollo y avance de esta disciplina (Michetti *et al.*, 2005, 2007; Guerreri y Vittori, 2007; Guerreri *et al.*, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

Algunos de los factores que han favorecido el avance y desarrollo de esta disciplina son la frecuencia de los eventos sísmicos que representan un peligro para la población, el reconocimiento de numerosas estructuras tectónicas con potencial sísmico, el registro incompleto de eventos sísmicos en los catálogos para el manejo adecuado del peligro y el riesgo sísmico de cada región, el desarrollo y concentración de grandes áreas urbanas, el establecimiento de plantas nucleares y demás consideraciones relacionadas con las zonas potencialmente sísmicas. De acuerdo con McCalpin (2009), el manejo del peligro sísmico en países como Estados Unidos, Japón o Rusia, hasta antes de 1980, se basó solamente en los estudios realizados en sismos ocurridos recientemente. En el siglo XXI más ciudades afectadas por fallas activas consideraron a la paleosismología para comprender mejor el conocimiento de las mismas. En las últimas décadas la paleosismología ha progresado y ya ha sido usada para la investigación de las características de los terremotos tales como la distribución del deslizamiento a lo largo de la ruptura (Roberts y Michetti, 2003; Papanikolaou *et al.*, 2005), deformación en regiones tectónicamente activas (Collier *et al.*, 1998; Papanikolaou *et al.*, 2005), para el manejo de datos sísmicos e intervalos de recurrencia de inter-eventos para calcular probabilidades de tiempo dependientes de sismos (McCalpin y Nishenko, 1996; Working Group on California Earthquake Probabilities, 2003), para evaluar la distribución de daños y efectos en el terreno y modelar posibles escenarios futuros (Mörner, 2005; Zilberman *et al.*, 2005), en la evaluación y modelación de efectos de sitio (Silva *et al.*, 2003; 2005) y modelos de distribución de pruebas de magnitud de frecuencia (ej. Wesnousky *et al.*, 1983).

1.1.1. La paleosismología en México

En México los estudios paleosismológicos en cuencas lacustres apenas están comenzando a desarrollarse. Uno de los primeros trabajos fue realizado en el año 2000 por Landgridge y colaboradores en el área de la falla Acambay-Tixmadejé, Estado de México, en el que encontraron evidencias del sismo de 1912. Los investigadores realizaron una serie de excavaciones tridimensionales en los depósitos lacustres y de canal en Las Lomas, encontrando evidencia de múltiples eventos representados por fallas truncadas, fisuras rellenas, cuñas coluviales y separación de las unidades estratigráficas. Con base en lo observado supusieron la presencia de al menos cuatro sismos en los últimos 34,000 años cal AP, además del sismo histórico de 1912 y registraron un vector de deslizamiento normal-lateral izquierdo $S40^{\circ} \pm 5^{\circ}E$ con un índice de deslizamiento por evento de 105 ± 10 cm para los tres últimos eventos. Mencionan además que dicho vector es consistente con la extensión NNE a través del graben. La cantidad y estilo del deslizamiento documentado para las rupturas prehistóricas también fueron consistentes con la ruptura de 1912. Los parámetros sísmicos calculados a partir de los datos paleosísmicos y las medidas instrumentales sugieren que el sismo de 1912 en Acambay tuvo una magnitud M 6.8-7.0, haciéndolo uno de los más representativos sobre la falla de Acambay-Tixmadejé y demostrando que tales eventos sísmicos mayores ($M=7$) pueden generarse a partir de las fallas en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y otros escenarios intra-arco. Garduño-Monroy *et al.* (2009) realizaron un estudio de la actividad sísmica de las estructuras de falla en la parte oeste del Sistema de Fallas Morelia-Acambay. Los autores estimaron magnitudes entre 5.8 y 6.9 para las fallas de la región Morelia-Cuitzeo y sugieren que dichas estructuras han estado activas durante el Holoceno.

Por su parte, Rodríguez-Pascua *et al.* (2010), con su investigación sobre la estimación de la distancia paleoepicentral a partir del gradiente espacial de deformación en sismitas lacustres en la cuenca de Tierras Blancas en Acambay, Estado de México, infirieron cinco paleosismos de magnitud moderada a fuerte ($M_w > 5$) y establecen un gradiente de perturbación definido por la intensidad de la deformación. Los autores asociaron tres diferentes grados de intensidad de deformación; I que corresponde a la licuefacción de limos, II para la licuefacción de limos y

arenas, y III que señala la licuefacción de limos, arenas y gravas. El gradiente espacial encontrado se ligó además con un aumento en la energía sísmica involucrada, relacionada con su proximidad al epicentro. Basándose en todos sus datos sugirieron la ubicación de la zona epicentral más probable para el penúltimo sismo, que es el que cuenta con el registro más completo, en un área elongada de 1.5 km² orientada NNO – SSE. No obstante, los autores no hacen una correlación de los cinco eventos con aquellos identificados por Langridge *et al.* (2000).

Los trabajos realizados en el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Ramírez-Herrera, 1998; Benente, 2005; Filonzi, 2005; Garduño-Monroy *et al.*, 2003, 2009; Landridge, *et al.*, 2000, 2013; Persaud *et al.*, 2006; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010, Ortuño *et al.*, 2010, 2012, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015) son la base para continuar los estudios paleosismológicos en el centro de México y específicamente mi investigación del presente proyecto de tesis, con la intención de que sea un avance en el conocimiento y de utilidad para la sociedad.

1.2. JUSTIFICACIÓN

En México los estudios de cuencas lacustres deben ser un tema que ayude a generar un amplio conocimiento en la evolución del clima, los efectos antropogénicos, la paleolimnología, los efectos sísmicos, etc. Aun más, el marco tectónico en el que se desarrollan los lagos exige estudios que reconozcan los eventos sísmicos mayores ($M > 5$), que quedan registrados por la deformación de los estratos en las secuencias lacustres. En estas secuencias se pueden analizar series sísmicas temporales mayores que las que se registran por instrumentación y se pueden sugerir posibles magnitudes.

Un trabajo sistemático sobre sucesiones estratigráficas con un control cronológico y paleoambiental aportaría guías que ayuden a entender las fluctuaciones climáticas y otros factores que han generado cambios ambientales a través del tiempo en la parte central del país, como por ejemplo la actividad tectónica y el intenso vulcanismo (Israde, 1999), con lo que se lograrían avances considerables en el campo de la geografía, la geología y la geofísica. Todo ello para contribuir a la cartografía del peligro sísmico en México.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Un sismo es una ruptura de las rocas que tiene lugar a cierta profundidad dependiendo si se trata de un sismo de intraplaca o un sismo de subducción. De acuerdo con el tipo de sismo puede tener diversos efectos o manifestaciones sobre la superficie que quedan registrados en los sedimentos lacustres. Sin embargo, el corto periodo que abarca el registro histórico de los sismos en el mundo y en particular en México, revela pocos datos sobre las características y el comportamiento de estos eventos y de las estructuras que los generan. Con el registro instrumental, por ejemplo, sabemos sobre sismos ocurridos desde hace 100 años a la fecha; a través de documentos históricos o prehispánicos como los códices, tenemos información de eventos ocurridos hasta los últimos 2000 años, como pasa con los registros arqueológicos que abarcan periodos de tiempo más largos que llegan a los 4000 años. La paleosismología nos

permite estudiar los sedimentos en las cuencas lacustres asociadas a fallas geológicas activas. Estas cuencas han registrado sismos ocurridos en tiempos geológicos amplios permitiéndonos comprender el comportamiento de los eventos sísmicos en una escala del tiempo más extensa.

La acumulación de sedimentos en áreas tectónicamente activas permite que sus estratos registren los eventos sísmicos más importantes que se generaron en una cuenca hidrológica de la que forma parte un lago. Por lo tanto, en un ambiente como el del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y en particular, el área que comprende el sistema de fallas Morelia-Acambay, el estudio de las secuencias lacustres no debe enfocarse solo en los aspectos climáticos, antrópicos, etc., debe también considerar los factores de sismicidad y vulcanismo, ello debido a que los grandes eventos exógenos van a modificar las condiciones paleolimnológicas y paleoecológicas de la cuenca lacustre (Israde *et al.*, 2005). Además de la importancia de evaluar de una manera precisa el potencial sísmico de las estructuras de falla del sistema Morelia-Acambay y por consiguiente, el peligro sísmico al que se encuentra expuesta la zona central del país, una de las más pobladas de México.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo de la presente investigación consiste en la identificación y estudio de los paleosismos mediante el análisis detallado de la estratigrafía (Estratigrafía Cosísmica) de la región de San Pedro El Alto, con ayuda de diatomeas fósiles y las relaciones espacio-temporales bajo las que ocurrieron los eventos sísmicos, desde el Mioceno al Holoceno, con ello aportar en la evaluación del peligro sísmico en el centro de México.

1.4.2. OBJETIVOS PARTICULARES

- ✚ Reconocer el patrón espacial de las secuencias estratigráficas y estructuras geológicas del Sistema Central del graben de Acambay
- ✚ Realizar una descripción detallada de la estratigrafía de la paleocuenca, sobre todo de aquellas zonas con evidencias claras de rupturas cosísmicas.
- ✚ Identificar la influencia de los eventos sísmicos en la evolución de la paleocuenca y en el paleoambiente.
- ✚ Determinar las edades y magnitud de los eventos sísmicos registrados en los sedimentos.
- ✚ Describir las fluctuaciones en el nivel de lago con base en las poblaciones de diatomeas.
- ✚ Elaboración de un mapa de peligro sísmico con base en los parámetros obtenidos.

1.5. HIPÓTESIS

Las cuencas lacustres que almacenan secuencias de materiales sedimentarios y que durante su depósito pueden presentar una ruptura cosísmica en sus límites o fallas cercanas, registran en sus sedimentos los sismos con magnitudes superiores a 5. Considerando que el Graben de Acambay ha presentado sismos en varios segmentos de sus fallas, la región de San Pedro El Alto y su presa, dentro de la caldera del volcán Temascalcingo, es un lugar idóneo en el que podríamos encontrar el registro de sismos ocurridos en el Sistema de Fallas Central del graben a lo largo del tiempo, permitiendo con esta herramienta realizar una evaluación más completa y certera del peligro sísmico.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. ESTUDIOS EN LAGOS

La sedimentación lacustre y sus estructuras sedimentarias presentan una excelente oportunidad para estudiar eventos paleosísmicos debido a la buena preservación y continuidad del registro sedimentario (Hempton y Dewey, 1983; Colman *et al.*, 2002; Ricci Lucchi, 1995). En los sedimentos comúnmente se registran los eventos de la evolución climática y geológica de las cuencas. En áreas tectónicamente activas el efecto de los choques sísmicos relacionados a los movimientos de falla intraplaca (rupturas cosísmicas) pueden ser impresos como estructuras deformadas en los sedimentos lacustres, de esta manera, cuando los eventos sísmicos exceden una cierta magnitud (>5) y si el estado litológico, acuífero y composicional de los sedimentos lo permite, se da paso a la licuefacción (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Los efectos sísmicos en un lago modifican su evolución, sobre todo cuando forman parte del contexto tectónico activo de la zona. De acuerdo a lo anterior, los lagos actualmente son estudiados para conocer la actividad sismotectónica en distintos lugares del mundo.

Así por ejemplo, estudios de paleosismología (Becker *et al.*, 2005), llevados a cabo en lagos suizos formados por erosión glacial, mediante el uso de registros y datos de alta resolución sísmica, muestran que los trazos de terremotos históricos son registrados en los sedimentos de depósitos lacustres. Este tipo de estudios combinando análisis de los sedimentos lacustres con exploración geofísica tienen cada vez más aplicación debido al éxito que presentan al ofrecer mayor acceso al entendimiento del comportamiento de los eventos ocurridos y su posible recurrencia. Entre las investigaciones realizadas resaltan las de las estructuras de escape de fluidos precursoras de deslizamientos en el Lago Le Bourget, Francia (Chapron *et al.*, 2005), el registro sísmico-estratigráfico de las fluctuaciones del nivel lacustre en el Lago Challa (Morneaut *et al.*, 2010), la evidencia de la actividad cíclica determinada por el método de reflexión sísmica de alta resolución en el Rift Rukwa, Tanzania (Morley *et al.*, 2000).

En México, actualmente el estudio de numerosos sistemas de lagos en el CVTM es una herramienta esencial para complementar el catálogo sísmico, sin embargo, a pesar de la notable actividad sísmica que ocurre en el CVTM, las deformaciones en las recientes estructuras han sido poco documentadas. Entre los trabajos realizados en cuencas lacustres de esta zona destacan los trabajos de investigación llevados a cabo por Garduño-Monroy *et al.* (2003; 2009); Israde-Alcántara, 2010; Lacan *et al.* (2013); Langridge *et al.* (2000, 2013); Rodríguez-Pascua *et al.* (2003, 2010,); Ortuño *et al.* 2010, 2012, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015).

2.2. ESTRATIGRAFÍA COSÍSMICA

En las últimas décadas ha aumentado el interés por el entendimiento de algunos de los procesos físicos causados por los sismos y los efectos que pueden causar en el ambiente físico, en estructuras hechas por el hombre, propiedades y vidas humanas. Un sismo puede registrarse de diferentes formas y como se mencionó antes, si la magnitud del sismo es superior a 5 (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000) puede ser analizado por sus efectos, es decir por los deslizamientos de terreno que genera, por los colapsos en cavernas, por las caídas de grandes bloques, por las rupturas cosísmicas y por la deformación que se genera en sedimentos fluviales y lacustres no consolidados y bajo condiciones acuosas. Actualmente se introduce esta nueva metodología (estratigrafía cosísmica) consistente en la implementación de diversas técnicas, metodologías y herramientas para el análisis e interpretación de sismitas en los registros estratigráficos. La distribución espacial de estas sismitas exhibe un gradiente de la perturbación definido por la intensidad de la deformación con lo que se deduce el grado de actividad sísmica y la proximidad de la fuente (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2009).

En cuencas lacustres ubicadas en sistemas de fallas activas, el estudio paleosísmico y estratigráfico debe llevarse a cabo de manera cuidadosa a fin de no dar interpretaciones equivocadas sobre la evolución de la cuenca. Los efectos de cambio climático, tasas de

sedimentación, influencia antropogénica, entre otros, son factores importantes en toda región, no obstante en este tipo de cuencas lacustres, características del CVTM no deben dejarse de lado los procesos tectónicos y volcánicos, ya que estos influyen en gran medida en el desarrollo y evolución de las cuencas. En este tipo de escenarios es necesario llevar el estudio bajo dos puntos de vista, el estratigráfico y el sísmico ya que adicionalmente a las rupturas cosísmicas, las propiedades físicas de los materiales son modificadas por los efectos primarios y secundarios de un sismo; la geometría de la cuenca y tasa de sedimentación y erosión cambia de manera significativa debido al fallamiento sinsedimentario, a derrumbes subacuáticos, procesos de licuefacción, etc.

Un estudio estratigráfico normal de una cuenca se orienta en el análisis sedimentario en la zona donde evidentemente ocurrió la ruptura cosísmica y en las sucesiones verticales de las unidades sedimentarias, lo que permite realizar una cronología relativa de los eventos ocurridos en una zona. Sin embargo, bajo el enfoque de la Estratigrafía cosísmica, las secuencias sedimentarias lacustres, marinas o fluviales son analizadas en su totalidad. Se trata de un estudio multidisciplinario en el cual el investigador aplica técnicas, metodologías y herramientas de la estratigrafía, geofísica, geografía, paleosismología, paleolimnología, sedimentología y geoquímica, entre otras. La Estratigrafía cosísmica, como parte de la estratigrafía, se basa en la interpretación de la alteración por efecto sísmico presente en los registros estratigráficos de una cuenca lacustre, expresado como estratos deformados entre capas horizontales, fallamiento sinsedimentario, hiatus, estructuras de licuefacción o sismitas y su análisis minucioso mediante el análisis geomorfológico y del paisaje sísmico de la región, la apertura de trincheras, estudios geofísicos, batimetría, extracción y análisis de núcleos sedimentarios de los depósitos lacustres. Bajo esta perspectiva se obtendrá una interpretación más certera sobre los procesos de la evolución de la cuenca, ligados a un escenario sismotectónico activo.

La estratigrafía cosísmica se define como el estudio del registro sedimentario modificado por la actividad sísmica (principalmente efectos secundarios) ocurrida en el momento de su depósito, sin expresión superficial aparente, es decir, dependiendo de las

tasas de sedimentación del lugar y del tipo de sustrato harán susceptible que se forme un nuevo suelo preservando la evidencia de los eventos que han ocurrido (Cisternas *et al.*, 2005). Esta actividad tendrá además una gran influencia en la evolución de la cuenca de donde proviene dicho registro (Garduño-Monroy *et al.*, 2016) que a su vez se ve reflejada en el paisaje.

2.3. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN GENERADAS POR EVENTOS SÍSMICOS (SISMITAS)

En diferentes zonas del mundo el catálogo sísmico de la región aporta información valiosa para el estudio de la sismicidad. Sin embargo, en muchos países como México, el catálogo no es lo suficientemente completo para dicho propósito porque incluye solamente un registro histórico que se remonta a pocos siglos de información. Por este motivo existe la necesidad de recurrir al archivo geológico que ha sido registrado por cientos o miles de años en las cuencas lacustres relacionadas a fallas geológicas activas en donde el efecto de los sismos puede ser analizado mediante las estructuras de deformación generadas por este tipo de eventos en los sedimentos. De acuerdo con Ricci Luchi (1995) los depósitos lacustres son sitios ideales para los estudios paleosimológicos ya que presentan un detallado y continuo archivo ambiental. De tal manera, los sismos pueden ser analizados en distintos ambientes lacustres porque las estructuras de deformación generadas por este tipo de eventos permiten correlacionar cada sismo (Sims, 1973, 1975) mediante el estudio detallado de la estratigrafía de la zona (Estratigrafía cosísmica).

El análisis de las facies sedimentarias permite la interpretación general de los procesos geológico-geomorfológicos en una cuenca. Las facies lacustres profundas, que consisten principalmente de diatomita y sedimentos laminados, son propensas a sufrir deformación plástica y/o frágil cuando son sometidos a algún tipo de proceso mecánico. De acuerdo a las características físicas del material, bajo el efecto de la vibración producida por un sismo, diferentes tipos de estructuras pueden ser formadas, cuando la magnitud del evento sea $M_w \geq 5$, ya que magnitudes menores no tienen una suficiente duración para

poder causar deformación en los sedimentos (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000), de tal manera que los sedimentos de ambientes lacustres profundos y de granulometría fina son los más susceptibles y pueden sufrir deformación con menor energía sísmica, con posibilidad de originar estructuras de deformación sísmica denominadas **sismitas**. Las sismitas (Seilacher, 1969) son estructuras de origen sísmico, desarrolladas en sedimentos no consolidados, que son inducidas por la sacudida cosísmica debido a la actividad de una falla.

En ambientes lacustres, la condición primordial para que las sismitas se originen es que el sedimento se encuentre saturado en agua, a pocos metros de profundidad, arenas cubiertas por arcillas, ambas no consolidadas. Las condiciones son entonces más favorables para que las estructuras se conserven. De tal manera, cuando se realiza un estudio de paleosismos, es importante identificar el medio en el que las estructuras cosísmicas se encuentran, ya que diferentes facies van a dar origen a distintas estructuras (figura 2.1). En ambientes fluviales y costeros los sedimentos susceptibles a ser afectados se encuentran bajo el nivel freático (si el nivel freático no ha cambiado) a profundidades no mayores a 10 m. Bajo condiciones anóxicas, predominan los sedimentos finos normalmente laminados de arcillas y limos, ricos en materia orgánica, alternados con láminas de diatomita que forman ritmitas. La organización del material les permite actuar como capas confinantes. Entre los sedimentos laminados se intercalan también las turbiditas (depósitos sedimentarios que registran eventos de deslizamiento) susceptibles de licuefacción con espesores que pueden ser de milímetros a metros. En los medios profundos la tasa de sedimentación es lenta siempre y cuando no se produzca un evento de deslizamiento (turbiditas), por lo que los efectos de carga pueden ser descartados como causa de deformación, si el cuerpo de agua es suficientemente profundo no hay corrientes de arrastre y la influencia de ríos o tormentas es más baja que en facies someras. Podría decirse que estos son los medios o ambientes ideales para realizar estudios paleosísmicos debido a la continuidad del registro, a la ausencia de agentes erosivos o de bioturbación, y al carácter cíclico de las láminas por lo que en algunos lagos, se pueden realizar dataciones relativas.

En facies profundas las estructuras más comunes originadas ante un evento sísmico son:

- 1) *loop-bedding o boudinage*,
- 2) alteración de la estructura planar,
- 3) niveles de mezcla,
- 4) estructuras de licuefacción,
- 5) pseudonódulos,
- 6) *slumps*.

La interpretación de las diferentes estructuras cosísmicas en función del medio en que son formadas, ayuda a la estimación de la posible magnitud del sismo que la generó y de la proximidad de la fuente sísmica. En los medios de sedimentación profunda el registro sísmico es más completo que en facies someras debido a la conservación de las sismitas, con evidencias que van desde *creep* hasta eventos de M próxima a 8.

Las sismitas están asociadas a un “vuelco” en el gradiente de densidad invertida, disparado por vibración sísmica y su normalización por aceleración gravitacional (Heifetz *et al.*, 2005; Singh y Jain, 2007) y aunque generalmente se les asocia con ambientes lacustres, estructuras interpretadas como sismitas han sido reportadas en todo tipo de ambientes sedimentarios: lacustre, fluvial, eólico, transicional, línea de costa superior, turbidítico y depósitos pelágicos (Moretti *et al.*, 1999). El mecanismo principal que induce la formación de las sismitas es el incremento en la presión porosidad-agua asociado con la licuefacción de sedimentos cohesivos saturados (Obermeier, 1996; Singh y Jain, 2007).

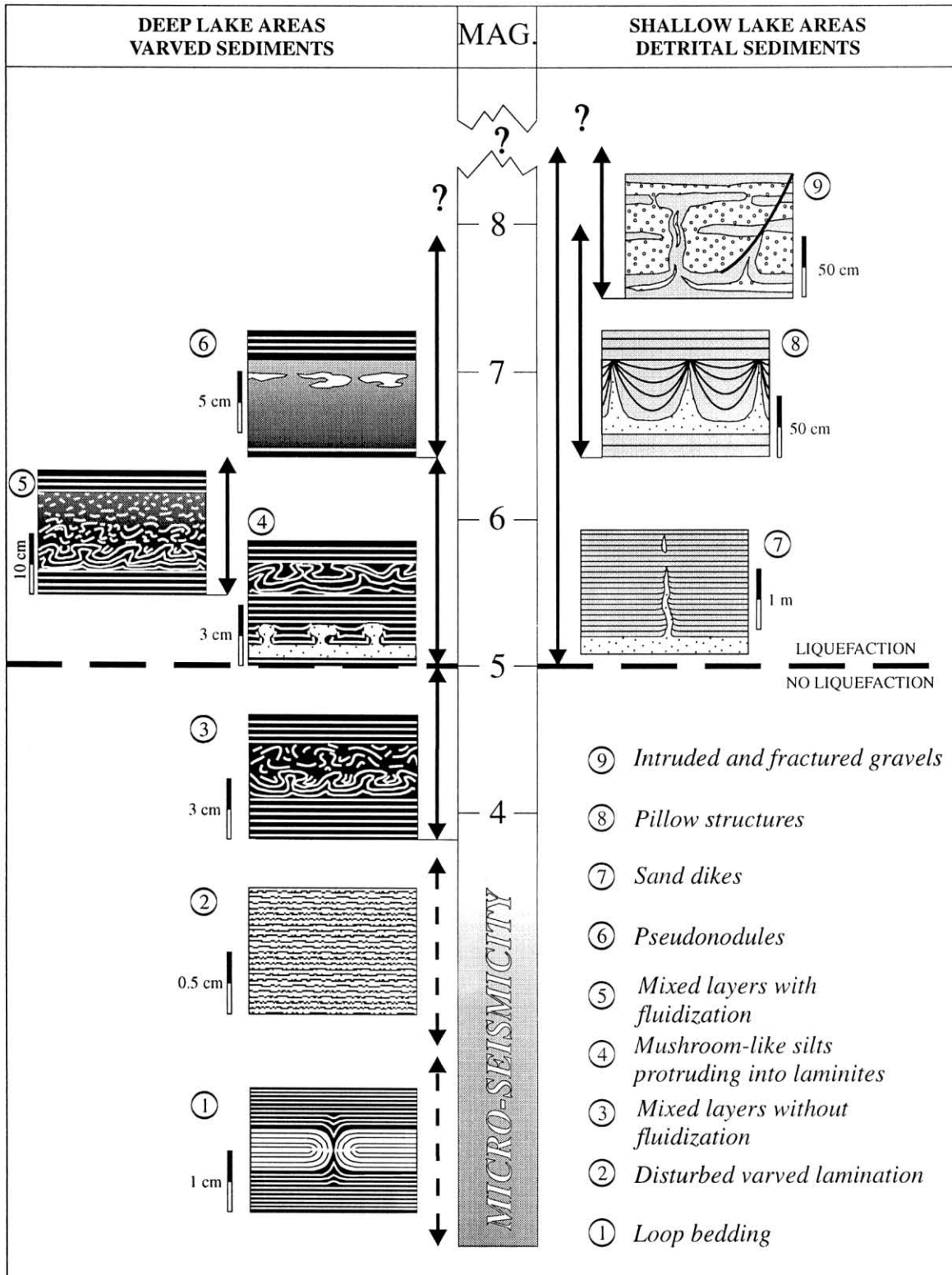


Figura 2.1. Estructuras susceptibles a formarse en las diferentes facies lacustres. Tomado de Rodríguez-Pascua et al. (2000).

Bowman *et al.* (2004), propuso una serie de requisitos para que estructuras de deformación sean consideradas sísmicas:

1. Ubicación dentro de una zona de actividad sísmica activa
2. Sedimentos no consolidados, limos y arenas con bajo nivel de cohesión
3. Semejanza de estructuras con aquéllas que han sido producidas experimentalmente en laboratorio bajo condiciones de vibración por un sismo inducido experimental o artificialmente
4. Exclusión de formación a causa de gravedad
5. Una posición “emparedada” estratigráficamente
6. Continuidad lateral y abundancia regional
7. Repetición cíclica de estructuras

Sin embargo, cada uno de los criterios anteriores no puede por sí mismo, corroborar un origen sísmico y deben tomarse en cuenta todos los factores al momento de la clasificación de las estructuras.

2.4. DIATOMEAS Y SUS RELACIONES CON LOS CAMBIOS PALEOAMBIENTALES GENERADOS POR RUPTURAS COSÍSMICAS

El proceso de sedimentación y su acumulación permite que los estratos sean un registro de los eventos más importantes que se generan en cuencas hidrológicas y en áreas costeras de zonas de subducción. Las zonas costeras son particularmente sensibles a eventos sísmicos, la geometría de la línea de costa es alterada por cualquier desnivel permanente de terreno, provocando inundación por subsidencia o desecamiento por elevación de la zona litoral adyacente, lo cual afecta sobremanera a los ecosistemas, infraestructuras y población

humana (Silva *et al.*, 2009). Por lo anterior, el ambiente marino, fluvial y lacustre permite el estudio de eventos paleosísmicos gracias a su registro sedimentario.

Las diatomeas son organismos altamente sensibles a los cambios ambientales y por lo tanto, pueden testimoniar rupturas cosísmicas que ayudan a definir la evolución geológica de una zona con base en el estudio detallado de la estratigrafía y la identificación de paleosismos (Estratigrafía cosísmica). Gracias a su estructura silíceas, las diatomeas poseen las características necesarias para su identificación a nivel especie, lo que permite atribuirles características indicadoras ecológicas ya que las variaciones en las asociaciones definen cambios de salinidad, pH, alcalinidad del medio y profundidad del cuerpo de agua. Estos organismos colonizan todo tipo de ambientes húmedos, en aguas dulces, salobres y marinas, gran parte de las especies son especializadas en un tipo de hábitat determinado con propiedades fisicoquímicas específicas, por lo que pueden usarse como indicadoras de cambios en un cuerpo de agua (Round, 1990). Con base en las poblaciones de las diatomeas es posible indicar las condiciones naturales y las relaciones espacio-temporales en las que ocurrieron los eventos, así como las fluctuaciones en el nivel del agua, para ofrecer guías que ayuden a entender los factores ambientales ligados con rupturas cosísmicas pasadas.

Los sedimentos de diatomita ricos en materia orgánica son altamente susceptibles a la licuefacción (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010) y también sufren importantes variaciones con la actividad volcánica, esto ha sido muy común en el Plioceno-Pleistoceno del Centro de México (Israde, 1999). Sin embargo, para tener una visión regional que indique las condiciones naturales en las que se desarrollaron los lagos y sus relaciones espacio - temporales, hacen falta estudios multidisciplinarios (Israde, 1999) que ayuden definir la evolución de las cuencas. Con los resultados obtenidos en un estudio multidisciplinario, se logran identificar cambios en la paleosalinidad y el paleoambiente local ya que la Información sedimentológica, estratigráfica y geoquímica registra cambios abruptos de elevación, subsidencia y cambios en la salinidad que pueden estar asociados a tsunamis. Los resultados y las interpretaciones se utilizan para reconstruir cambios paleoambientales y para reafirmar los cambios relativos del nivel del mar o de un cuerpo de agua en el pasado.

3. ÁREA DE ESTUDIO

El Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM) se localiza en la porción centro meridional de México, está constituido por distintos volcanes que han sido originados por el proceso de subducción (Quintero-Legorreta, 2002). Debido al efecto que ejerce la subducción de Placa de Cocos en el CVTM, en particular sobre el área del Sistema de Fallas Morelia-Acambay, los eventos sismo-tectónicos son factores deben ser considerados en el análisis de la región. Tanto la evidencia histórica, estratigráfica, sismológica, el fallamiento y el campo de esfuerzos actual que presenta el CVTM permiten afirmar su actividad reciente. Así mismo, la morfología de la región muestra diversas características, como son desniveles verticales, escarpes con bajo grado de erosión y control estructural del drenaje (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990).

No obstante, a pesar de que las cuencas lacustres del centro de México presentan las condiciones necesarias para ser estudiadas bajo el enfoque de Estratigrafía cosísmica, el efecto de los eventos sísmicos ha sido apenas recientemente abordado (Suter y Quintero, 1992; Suter et al., 2001; Langridge *et al.*, 2000; Garduño-Monroy *et al.*, 2003, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2003; Israde-Alcántara *et al.*, 2005, Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010, Ortuño *et al.*, 2012, Sunye-Puchol *et al.*, 2015). En dichas cuencas lacustres las condiciones de sedimentación de los materiales han permitido el registro sedimentario de eventos sísmicos de magnitudes mayores a 5 que nos abre una ventana de tiempo a largo plazo, con la cual podemos obtener información sobre el comportamiento de fallas tectónicas y sus efectos.

3.1. MARCO GEOLÓGICO - TECTÓNICO DEL GRABEN DE ACAMBAY

3.1.1. Ubicación dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

El Cinturón Volcánico Trans-mexicano es un arco volcánico que ha estado activo del Mioceno medio al Cuaternario y relacionado a la subducción de la placa de Cocos y la placa Rivera bajo la placa de Norte América (Demant, 1978; Nixon, 1982; Ferrari *et al.*, 2012). Se localiza en el centro de México (figura 3.1), y se compone de estructuras volcánicas en su mayoría de composición calco-alcalinas. La edad de este Cinturón es controversial, no obstante, recientes datos han establecido que el volcanismo inició hace ~12 Ma (Garduño-Monroy y Gutierrez-Negrín, 1992, Pasquare, *et al.*, 1991, Ferrari *et. al.*, 1994). Se constituye por tres regiones con diferentes características vulcanológicas y estructurales: la parte oeste, ligada a la apertura del Golfo de California y caracterizada por el punto triple de Colima-Chapala-Tepic; el sector central, identificado como una provincia estructural autónoma, separada del sector este por el sistema de fallas Taxco-Querétaro de orientación NNO-SSE, y el sector este que continua desde el sistema de fallas Taxco-Querétaro al lineamiento de la ciudad Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Garduño-Monroy y Gutierrez-Negrín, 1992; Norini *et al.*, 2006). Específicamente el sector central del CVTM es dominado por el sistema principal de fallas Chapala-Tula, con orientación ENE-OSO (Johnson y Harrison, 1990), al cual a su vez pertenece el sistema de fallas Morelia-Acambay. Numerosas cuencas tectónicas intra-arco alargadas en esta zona, con dirección E-O de edad Cuaternaria, se encuentran rellenas de sedimentos lacustres y rocas volcánicas (Norini *et al.*, 2010).

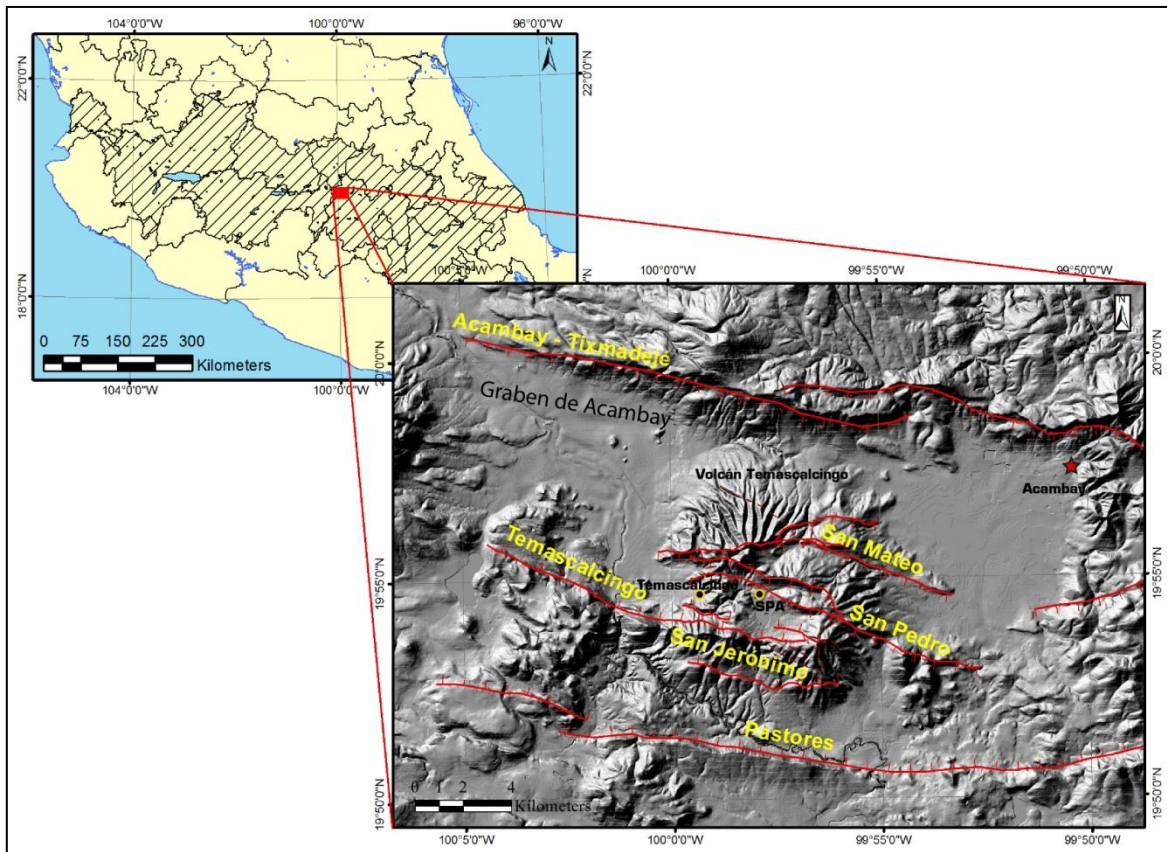


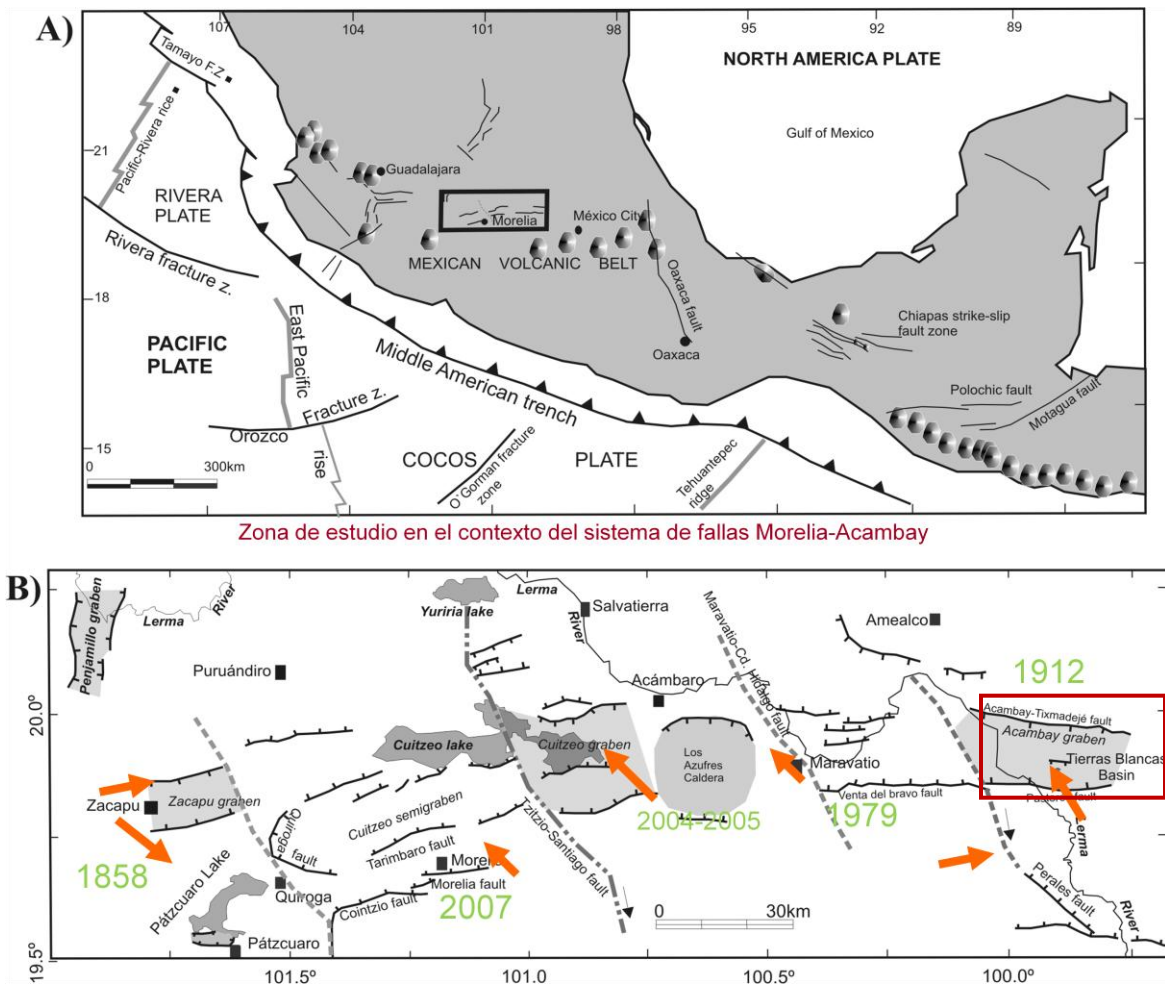
Figura 3.1. Localización del área de estudio y su ubicación dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Volcán Temascalcingo en donde se encuentra inmersa la localidad de San Pedro El Alto (SPA) y estructuras del Sistema de Fallas Central en el graben de Acambay.

3.1.2. Sistema de Fallas Morelia-Acambay

La parte central del CVTM es afectada por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), (Suter *et al.*, 1991, 2001), uno de los sistemas de fallas más activos de México (figura 3.2), cuya actividad determina el paisaje y la evolución de algunas de las cuencas lacustres de esta área (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012). Este sistema de fallas se compone de una secuencia de fallas normales E-O, ONO-ESE y NNE-SSO, pertenecientes a su vez al sistema de fallas Chapala-Tula. El SFMA está asociado al desarrollo de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay (figura 3.2; Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Estudios paleontológicos y estratigráficos realizados por varios

investigadores (Mercer *et al.*, 2002; Suter *et al.*, 1995; Israde-Alcántara 1995, 1999), sugieren que las estructuras de este sistema tienen su origen en el Mioceno superior y algunos segmentos con reactivación durante el Pleistoceno-Holoceno. Las fallas E-O aparecen hace 7-9 millones de años, mientras que las NNO-SSE son más antiguas y se reactivaron produciendo una geometría escalonada E-O con una componente lateral derecha (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Regiones pertenecientes al SFMA han experimentado cuatro tipos de actividad sísmica: 1) sismos relacionados a la subducción; 2) de intraplaca, de profundidad media, “*normal slab earthquakes*”; 3) de intraplaca, superficiales; 4) silenciosos, sismos de deslizamiento. Así mismo, registros históricos contienen un gran número de eventos que pudieron estar relacionados a la actividad del SFMA, la mayoría de ellos a lo largo de los segmentos de falla E-O (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). La actividad sísmica registrada corrobora que los segmentos E-O del SFMA están óptimamente orientadas al campo de esfuerzos actual, el cual tiene una componente normal - transtensional izquierda acorde con el CVTM y que podrían reactivar a dichas estructuras en el futuro (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).



Zona de estudio en el contexto del sistema de fallas Morelia-Acambay

Figura 3.2 A). Ubicación del área de estudio dentro del CVTM. 1 B) Cuencas lacustres con origen y evolución relacionado al Sistema de fallas Morelia - Acambay (Garduño-Monroy, *et al.* 2009). En verde se indica el año de eventos sísmicos en los sitios en donde se han llevado a cabo estudios de este tipo. El recuadro rojo indica el área del graben de Acambay.

3.2. EL GRABEN DE ACAMBAY

El graben de Acambay (figura 3.1 y 3.3), se ubica aproximadamente a 100 kilómetros al noroeste de la Ciudad de México. Tiene una extensión de 40 kilómetros de largo y 15 de ancho, con una orientación E-O y pertenece a la Zona de Fallas Chapala –Tula (Suter *et al.*, 1995). Desde el punto de vista geomorfológico, se constituye de una serie de frentes montañosos fallados, debido al levantamiento de la parte norte y sur del graben, consistente en rocas volcánicas de composición asociada a andesitas basálticas,

probablemente del Mioceno superior - Plioceno; cubiertas en parte por conglomerados andesíticos y tobas ricas en pómez. En la parte central del graben se observan lavas riolíticas. Las depresiones a su vez, están cubiertas de sedimentos fluviales y lacustres de cuenca profunda. En algunos sitios del graben se identifican también niveles de ceniza tanto *in situ* como retrabajada (Benente, 2005).

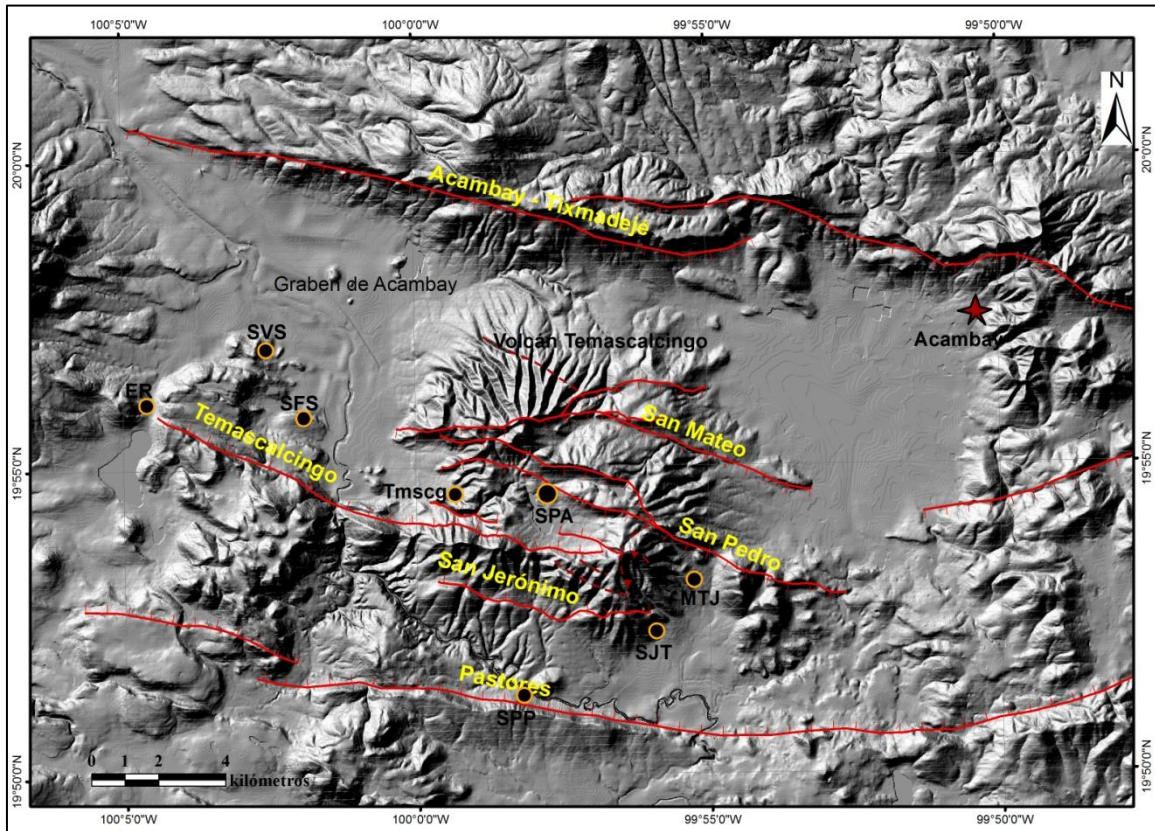


Figura 3.3. Graben de Acambay y sus principales estructuras de falla: al norte la falla Acambay-Tixmadejé; al sur la falla Pastores e; inmerso el sistema de fallas central cortando al volcán Temascalcingo. Algunas localidades afectadas por el sismo de 1912; SVS–San Vicente Solís, ER–El Rodeo, SFS–San Francisco Solís, SPP–San Pedro Potla, SJT–San José Toxi, MTJ–Matejé.

El graben de Acambay (figura 3.1, 3.2 y 3.3), representa la cuenca intra-arco más grande del SFMA, con más de 80 km de longitud y 15-38 km de ancho; definido por dos fallas E-O principales: la falla Acambay-Tixmadejé al norte; la falla Pastores delimitando el sur del graben y las fallas intra-graben del Sistema de Fallas Central pertenecientes al área de Temascalcingo (Langridge *et al.*, 2013). Su desarrollo en el centro del CVTM, afectado

por fallamiento normal desde hace 6 Ma (Suter *et al.*, 2001) aun continua, permitiendo la sedimentación y el registro de importantes eventos de la evolución del área, incluyendo sismos evidenciados por estructuras de deformación (sismitas). El graben ha sido sitio de rupturas superficiales históricas y Cuaternarias y recientes sedimentos lacustres (Pleistoceno al presente) se encuentran altamente deformados por tales fallas y/o estructuras de deformación (Garduño e Israde, 2006; Langridge *et al.*, 2000, 2013; Suter *et al.*, 2001; Rodríguez-Pascua *et al.* 2010, 2012; Ortuño *et al.*, 2010, 2015; Lacan *et al.*, 2015; Sunye-puchol *et al.*, 2015).

3.2.1. Encuadramiento geofísico y sismológico del graben de Acambay

El Graben de Acambay es un área de interés para los geocientíficos debido a la actividad sísmica que ha presentando durante los últimos cien años. Dicha zona forma parte de una sucesión de graben en la parte central del CVTM (figura 3.2 A). El área representa una de las zonas sísmicas intracontinentales de mayor importancia en el país, Estudios realizados en segmentos activos del sistema, muestran evidencias claras de la sismicidad activa en el graben (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Ramírez-Herrera, 1994, 1998; Langridge *et al.*, 2000, 2013; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010; Ortuño, *et al.*, 2010). En particular, las relaciones entre fuertes terremotos y rompimiento superficial han sido ilustradas por el sismo del 19 de noviembre de 1912, de Magnitud 6.9, que generó un escarpe cosísmico de 41 km de largo y 60 cm de desplazamiento vertical, reactivando fallas normales que delimitan la cuenca de Acambay (Urbina y Camacho, 1913; Suter *et al.*, 1995, 1996; Langridge *et al.*, 2000, 2013). De acuerdo con Ramírez-Herrera (1998), la combinación de datos geomórficos y morfométricos provee evidencias de la variación en la actividad tectónica de dicha zona y sugiere también que el área de las fallas Acambay-Tixmadeje y Venta de Bravo deben ser consideradas como áreas de peligro potencialmente alto durante sismos futuros. El sistema de fallas Morelia-Acambay con dirección E-O y NE-SO está asociado también con la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Cuitzeo, Zacapu, Pátzcuaro, Maravatio y Acambay donde se han

generado los sismos de 1858, 1912, 1979 y 2007 (figura 3.2 B) (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

El Volcán Temascalcingo (Plio-Cuaternario) afectado por el Sistema de Fallas Central, Sub-Sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acamburo de acuerdo a Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990), es el rasgo morfológico más sobresaliente de esta zona de estudio. Dicho sistema de fallas forma algunas fosas tectónicas como las de Temascalcingo-San Pedro el Alto, Tepuxtepec, Tarandacua y las fallas que comprende pertenecen a un sistema de distensión con orientación NNO-SSE, cuyos planos de falla alcanzan una inclinación de 80° tanto hacia el norte como hacia el sur (Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990). Los escarpes principales de estas fallas se relacionan con la última actividad del edificio volcánico que generó una avalancha de escombros tipo Bezimianni, provocada posiblemente por un paleosismo asociado a las fallas de la región y seguido por una erupción explosiva y el colapso del domo a causa de la despresurización (Roldán-Quintana *et al.*, 2011).

3.2.2. Actividad sismo-tectónica del graben de Acambay

El sismo del 19 de noviembre de 1912, Ms 6.9 ± 1 (Urbina y Camacho, 1913), con un desplazamiento de 50-60 cm, es el más reciente evento representativo de la actividad sismo-tectónica de la zona y demuestra que importantes eventos sísmicos (del orden de Mw 7) pueden ser generados por la actividad de las fallas normales del CVTM (Norini *et al.*, 2006).

Según el trabajo realizado en el graben de Acambay por varios investigadores (Langridge *et al.*, 1998, 2000, 2013; Ramírez-Herrera, 1994, 1998; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010; Norini *et al.*, 2006, 2010, Ortuño *et al.*, 2010, 2012, 2015; Sunye-puchol *et al.*, 2015), la evidencia de eventos sísmicos ocurridos en el área, sugiere que sismos de $M \geq 6$ pueden ser generados por las estructuras de falla, lo que representa un peligro para la población del centro de México. En el graben de Acambay se

han identificado cinco sismos generados por la falla de Acambay-Tixmadejé (Langridge *et al.*, 2000, 2013; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010), el más reciente, el de Acambay en 1912 (Urbina y Camacho, 1913) y cuatro en el límite sur por la falla Pastores (Langridge *et al.*, 2013; Ortuño *et al.*, 2015).

Como ya se mencionó, el graben es delimitado al norte por la falla Acambay-Tixmadejé y al sur por la falla Pastores, las dos con orientación E-O. No obstante, de acuerdo con Benente (2005), se identifican dos principales sistemas de fallas dentro del graben:

Sistema E-O

Es un sistema activo, representa la orientación principal de las fallas y define el frente del graben. Se han identificado cinco principales lineamientos tectónicos:

- Falla Acambay-Tixmadejé
- Falla Tepuxtepec
- Falla Pastores
- Falla Venta de Bravo
- Falla Temascalcingo

El movimiento de tales fallas es de tipo normal con una ligera componente izquierda.

Sistema NNO-SSE

Afecta sobre todo la parte occidental del graben. También se trata de fallas normales probablemente más antiguas que las del sistema E-O, cuya actividad tectónica se relaciona con un régimen extensional ligado a la actividad a gran escala del CVTM.

3.2.2.1. Límite norte, falla Acambay-Tixmadejé

La estructura de falla que delimita el norte del graben de Acambay, es la falla Acambay-Tixmadejé, una de las más activas del SFMA (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012),

representa la falla maestra del graben; definida por Suter *et al.*, (1995), tiene una longitud de 35-40 km y 400 m de altura en la parte central. Ésta fue la principal fuente sismogénica del sismo de 1912, cuya evidencia paleosismológica indica por lo menos cuatro rupturas en el Holoceno, presenta una tasa de desplazamiento de 0.17 mm/año y un periodo de recurrencia de 3,600 años ca. (Langridge, *et al.*, 2000, 2013). Es una falla normal con dirección NNE que cuenta con un pequeño componente lateral (Ramírez-Herrera, 1994; Langridge *et al.*, 2000, 2013), tal configuración estructural promueve además, la inestabilidad gravitacional de los bloques de falla, cuyos planos actúan como superficie de deslizamiento y de desgarre hacia la depresión tectónica (Norini *et al.*, 2010). Su terminación en la parte oeste posiblemente es cubierta por sedimentos aluviales de la planicie del río Lerma, cuya superficie no se observa afectada por la falla. La parte alta del graben consiste de varias fallas normales cortas que se ramifican a partir de esta falla principal, las cuales exhiben un relieve de más 500 m sobre el piso del graben, en relación a la neotectónica del área (Norini *et al.*, 2010).

De acuerdo con Norini *et al.* (*op cit*), la unidad más antigua de la columna estratigráfica se compone de flujos de lava basalto-andesíticos del Mioceno-temprano-Plioceno que afloran en la base de la pendiente de 100 m de espesor aproximadamente, 1-7 m de espesor de depósitos de ignimbrita con texturas típicas como fragmentos de pómez colapsado en una matriz de arena fina, tales depósitos son intercalados por más depósitos de pómez y ceniza. Al oeste, la falla Epitacio Huerta es la que delimita el norte del graben, ésta se extiende desde la parte este de Coroneo hasta la caldera de Amealco.

3.2.2.2. Sistema de Fallas Central

El sistema de fallas central se localiza en el centro del graben de Acambay, a una altitud promedio de 2640 msnm. Este sistema consiste en una serie de estructuras de falla con dirección E-O, que cortan la caldera del volcán Temascalcingo y la planicie del río Lerma, cerca del poblado de Temascalcingo (Langridge *et al.*, 2000) con planos de falla de hasta 80° de inclinación hacia el norte y hacia el sur (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego,

1990). Las principales estructuras de falla de este sistema son la falla San Mateo, falla San Pedro y falla Temascalcingo. Durante el sismo de 1912, las principales estructuras presentaron un desplazamiento normal de hasta 50 cm y se identificaron estructuras de licuefacción y rasgos de deslizamiento (Urbina y Camacho, 1913).

3.2.2.3 Límite sur, falla Pastores

La falla Pastores es el límite sur del graben de Acambay, constituido por un escarpe de 100-150 m de altura con un componente lateral izquierdo y una longitud de 33 km. La estructura afecta flujos de lavas máficas del Neógeno y del Cuaternario así como terrazas aluviales en los bancos del río Lerma (Suter y Quintero, 1992; Suter *et al.*, 1995; Langridge *et al.*, 2000, 2013; Ortuño *et al.*, 2015). Urbina y Camacho (1913) se refieren a la falla Pastores de manera semejante a la descripción de la falla Acambay-Tixmadejé, con una ruptura superficial de 16-18 km de longitud en el sismo de 1912, sin embargo, dicha ruptura según Langridge *et al.* (2000), es incierta.

En la campaña realizada por Langridge *et al.* (2013) en esta falla, la excavación de dos trincheras al oeste del graben de Acambay permitieron reconocer al menos dos y posiblemente tres eventos que produjeron deformación en el área durante el Pleistoceno-Holoceno. No obstante, no se encontró evidencia de fallamiento producido por el evento de 1912 como reportan Urbina y Camacho (1913), sin embargo concuerdan en la posibilidad de que las fallas del sistema central del graben (Temascalcingo), presentaron ruptura cosísmica durante tal evento. Langridge *et al.* (2013), concluyeron para la falla Pastores que ésta es una falla activa capaz de generar eventos sísmicos de $M=6.6-6.8$, con un periodo de recurrencia entre 10, 000 y 15, 000 años e involucra una tasa de deslizamiento de 0.02-0.04 mm/año con un desplazamiento promedio de cerca de 30 cm y una superficie de ruptura superficial de 34 km.

Por su parte, Ortuño *et al.*, (2015), mediante la apertura y análisis de dos trincheras en Laguna Bañí; una depresión tectónica (*sag pond*) generada por la actividad

de la falla, encontraron evidencia de cinco eventos sísmicos ocurridos entre 2134-1891 a.C., evidenciados por el desplazamiento de una unidad cortada por fallas o pliegues; la presencia de fracturas abiertas, selladas por depósitos sobreyacentes y; la geometría de las unidades coluviales controladas por escarpes relacionados a la falla. El evento más reciente se identificó por discontinuidad estratigráfica en el suelo actual. Los autores sugieren que éste pudo ser contemporáneo al sismo de Acambay de 1912, mismo que provocó, según los pobladores, que un manantial se secase. El segundo evento fue inferido por algunas fallas y pliegues relacionados a la falla; el tercer evento por su parte, deformó todas las capas anteriores a las ignimbritas de Bañí con inconformidades que incluyen fracturas, un pliegue y desplazamiento a lo largo de las fallas. El cuarto evento afectó las unidades basales lacustres incluyendo fracturas e inyección de fragmentos; el quinto y último evento derivó de la geometría de la parte basal de la unidad.

A diferencia de los datos obtenidos por Langridge *et al.*, (2013), Ortuño *et al.*, (2015), estimaron un máximo de tasa de desplazamiento de 0.34-0.37 mm/año y un mínimo de 0.23-0.24 mm/año para esta falla Pastores y una $M_w=6.7$ para los eventos generados por ésta. El periodo de recurrencia estimado es de 1.1 a 2.6 ka.

3.3. VOLCÁN TEMASCALCINGO Y LA ZONA DE SAN PEDRO EL ALTO

El área de estudio se ubica entre los $99^{\circ}58'26''$ y los $99^{\circ}56'13''$ latitud norte y $19^{\circ}58'18''$ y $19^{\circ}50'53''$ longitud oeste, comprende una superficie aproximada de 98 Km^2 . El volcán Temascalcingo (VT) se localiza en la porción noroeste del Estado de México, en el Municipio del mismo nombre el cual es afectado por el Sistema de Fallas Central del graben de Acambay. La localidad de **San Pedro El Alto** se encuentra dentro de la caldera del VT, a una altura promedio de 2640 metros sobre el nivel del mar, dentro de la caldera dacítica de Temascalcingo (figura 3.2).

El clima de la región se clasifica como "templado sub-húmedo" con invierno seco y lluvias en verano. La temperatura varía entre 30.5 y -2°C con una media anual de 15.4°C ;

la precipitación media anual es de 874.6 mm con un promedio de 72.4 días de heladas al año. El tipo de suelos es *Phaeozem* en la mayor parte del municipio, su principal uso es destinado al cultivo del maíz, avena y trigo; le sigue el forestal, el pecuario y finalmente el urbano sólo en porcentaje mínimo. El clima y los factores ambientales han contribuido con la evolución morfológica, controlada principalmente por la actividad sismo-tectónica, que predomina sobre los procesos superficiales de sedimentación y erosión, permitiendo así la preservación de estructuras de deformación cosísmica. Resalta la presencia de la presa San Pedro El Alto en el centro de la caldera del VT, de la que actualmente dependen las zonas de cultivo y la población para su abastecimiento de agua. Cabe destacar que alrededor de nuestra zona de estudio se ubican ciudades y poblados que representan un porcentaje importante de la población de México, ya que es en el centro del país en donde se concentra la mayor parte de los habitantes y de la zona industrial. Las ciudades más cercanas incluyen Temascalcingo, Acambay, Atlacomulco de Fabela, la Ciudad de México a tan sólo 96 km al SE y Toluca a 70 km al SE. Así mismo, se ubican a los alrededores las localidades mencionadas en el reporte del Sismo de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1912), que fueron dañadas por tal evento, algunas de éstas son: Acambay, San Vicente Solís, San Francisco Solís, El Rodeo, El Rincón, San José Toxi, San Pedro Potla, Matejé, entre otras (figura 3.3).

3.3.1. Encuadramiento geológico del volcán Temascalcingo

La columna estratigráfica en el área de estudio incluye rocas del Oligoceno al Cuaternario (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990, Ramírez-Herrera, 1998, Roldán-Quintana *et al.*, 2011). De acuerdo con Roldán-Quintana *et al.* (2011), ésta es una región con topografía abrupta que destaca por tener diferencias de elevación de hasta 800 m de altura. El volcán Temascalcingo es una estructura volcánica con su cima de forma rectangular de 2x3 km, orientada en dirección E-O en el cual se distinguen dos principales fases: 1) construcción de un estratovolcán de composición dacítica y 2) una fase explosiva de composición riolítica la cual formó la cima de la caldera (Roldán-Quintana, 2012). En el

borde y flancos de la caldera así como en los flancos del volcán se localizan conos de lava de composición andesítico-basáltica. Según el autor, el material dentro del cráter consiste de secuencias estratificadas de oleadas piroclásticas, brechas volcánicas, tobas retrabajadas y sedimentos lacustres. La fase riolítica está aparentemente asociada a depósitos de caída de ceniza localizada en el flanco SE del VT, en donde se tiene una edad fechada en 1.2 ± 0.13 Ma (Mercer *et al.*, 2002) mediante el método *fission track*.

El VT, está compuesto principalmente por rocas de composición dacítica; se compone de lavas, domos, depósitos de pómez de caída correspondiente a un evento pliniano, con un volumen total correspondiente a este edificio de 25.2 Km^2 (Norato, 1998). Dicha autora menciona que la estructura de San Pedro se compone principalmente de aparatos volcánicos asociados a actividades explosivas y efusivas, más de composición de tipo dacítica y con aislados aparatos basálticos. Todos ellos afectados por el fallamiento E-O que en la cima se mezclaron con las estructuras de colapso y que ahora se reconocen por salir fuera de la geometría de este, conformando un graben de dirección E-O.

4. METODOLOGÍA GENERAL

La metodología seguida para este trabajo (figura 4.1), se basa en la metodología propuesta por Michetti *et al.* (2005; anexo I), para la evaluación de los parámetros de la fuente sísmica y siempre bajo el enfoque de Estratigrafía Cosísmica (Garduño-Monroy *et al.*, 2016):

4.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA, DE DATOS GEODÉSICOS, SISMOLÓGICOS E HISTÓRICOS DISPONIBLES Y SÍNTESIS CRÍTICA.

La indagación debe provenir de la mayor fuente de información posible y cuidadosamente tratada a fin de que sea clara y pueda ser comprobada, sobre todo la información histórica en sitios en los que el catálogo histórico puede abarcar más de 1000 años y el instrumental es mucho más corto, tal información debe quedar estandarizada para reducir el error al momento de la interpretación.

4.2. RECONOCIMIENTO AÉREO, INTERPRETACIÓN DE FOTOS AÉREAS, MODELOS DIGITALES DE TERRENO Y CARTOGRAFÍA DETALLADA.

El estudio geomorfológico permite en una zona de falla, reconocer los efectos de sismos pasados sobre la superficie, no obstante se debe ser cauto con los procesos de erosión, que pueden en muchos casos, atenuar, enmascarar o limitar las estructuras formadas por actividad sísmica (Pantosti y Yeats, 1993; Galli y Bosi, 2003) y ser cuidadoso en cuanto al tipo de falla (normal, lateral o inversa) que afecta la zona, ya que cada una produce una asociación característica de geoformas.

4.3. RECONOCIMIENTO DE LA ZONA EN CAMPO.

Una vez realizados los pasos anteriores, los datos identificados deben ser corroborados en campo, en donde se realiza un análisis en cada sitio de donde se tiene registrado un efecto de sismo a fin de caracterizar la deformación y/o actividad tectónica reciente.

4.4. INVESTIGACIONES SUBSUPERFICIALES MEDIANTE TRINCHERAS EXPLORATORIAS, PERFORACIONES Y EXTRACCIÓN DE NÚCLEOS Y PERFILES GEOFÍSICOS.

Las investigaciones subsuperficiales proveen, mediante diversos análisis, información sobre la localización y comportamiento de la falla y las estructuras formadas durante los sismos ocurridos y su intensidad. Bajo el enfoque de Estratigrafía Cosísmica, trincheras, núcleos sedimentarios, afloramientos deben ser analizados a detalle, a fin de que la correlación de todos los datos obtenidos aporte un panorama amplio sobre el paisaje sísmico y sea posible la evaluación del peligro sísmico en la zona de estudio.

La ubicación de las trincheras debe, sin embargo, tomar en consideración algunos aspectos con base en las observaciones geológicas y el mapeo local y enfocar su apertura en los depósitos Cuaternarios fechables a través de la traza de falla o estructuras de licuefacción que provean de la mayor información posible y donde exista un mínimo de erosión y depósito sedimentario continuo. Las dos condiciones principales a cumplir para la elección del sitio de apertura de la trinchera son: 1) la localización del escarpe de falla debe ser conocido con el menor grado de incertidumbre posible y 2) la sedimentación debe ser un factor favorecido por el escenario geomorfológico para asegurar la probabilidad de preservación por enterramiento geológico de sismos pasados (Pantosti y Yeats, 1993; Obando, 2009).

4.5. SÍNTESIS NEOTECTÓNICA (MODELO DEL PAISAJE SÍSMICO).

Un buen análisis geomorfológico nos permite identificar estructuras y fallas relacionadas a actividad sísmica, así como evaluar el comportamiento de éstas y sus segmentos sobre un terreno dado. El análisis involucra además la interpretación de desplazamiento de falla en un evento individual por medio de la deformación del paisaje, es decir, el análisis del paisaje sísmico (Michetti, *et al.*, 2000, 2005), ya sea por la observación del patrón de drenaje, pendientes, formación de cuencas, etc., con lo cual puede inferirse el índice de deslizamiento de la falla, dirección y desplazamiento durante un sismo. La repetición de eventos en una misma falla aumenta el desplazamiento y produce una morfología característica con estructuras como cordilleras, cuencas elongadas, valles de inundación, cambios de drenaje y pendientes, entre otros. Así mismo, es importante considerar que una ruptura en el paisaje genera cambios en la sedimentación, induciendo en montaña la formación de cuñas sedimentarias o en los lagos un cambio radical en lo referente a erosión/depósito.

4.6. GEOCROLOGÍA.

Por medio de los métodos geocronológicos es posible delimitar la temporalidad de algunos sismos, índice de desplazamiento de la falla y edad de estructuras estratigráficas, geomorfológicas y estructurales relacionadas a los sismos y a la actividad de la falla. Con la información obtenida se calcula el periodo de recurrencia, la posibilidad de sismos futuros, no obstante, el número y tipo de métodos de fechamiento usados se limita por la presencia, edad y tipo de materiales fechables expuestos y los recursos financieros disponibles (Obando, 2009).

Entre los métodos utilizados, el más común consiste en la clasificación de un sismo por fechamiento de los depósitos y geformas deformadas o traza de fallas jóvenes y el depósito sin deformación más antiguo o la geforma que sobreyace la estructura sísmica o traza de falla. Otro método de datación consiste en fechar el horizonte de evento

sísmico actual o de estructuras cosísmicas o postsísmicas relacionadas. Un tercer método utiliza el análisis de estadística Bayesiana de edades de radiocarbono en muestras múltiples sobre y debajo del horizonte de evento con la finalidad de reducir el intervalo de edad de un sismo. Los métodos mencionados (Tabla 4.1) requieren de fechamientos absolutos provenientes del análisis de varvas, hidratación de cristales de obsidiana, dendrocronología, liquenometría, racemización de aminoácidos, termoluminiscencia, radiocarbono, cronosecuencias de suelos, isótopos cosmogénicos (Berilio 10, aluminio 26, calcio 41), método de Argón-Argón y de Potasio-Argón, series de uranio, huellas de fisión.

Lo ideal es contar con datos provenientes de múltiples sitios o métodos que permitan generar una estimación más precisa de la edad de un sismo, intentando reducir errores al usar métodos que generen edades múltiples en el mismo tipo de muestra, en la misma unidad, o que traten de forma estadística numerosas muestras fechadas sobre y debajo del horizonte de interés.

4.7. ANÁLISIS Y CORRELACIÓN DE DATOS – SÍNTESIS SISMOTECTÓNICA.

A partir de la caracterización y los datos obtenidos, es posible determinar parámetros de la fuente sismogénica que ha producido eventos en la zona de estudio, lo que permite entonces calcular y/o caracterizar un próximo evento.

4.8. EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

Una vez realizados los pasos anteriores, es posible realizar una evaluación más precisa de la zona sismogénica. Uno de los pasos más importantes es la apertura de trincheras. Éstas pueden ser diferentes de acuerdo a la zona estudiada y a partir de su análisis, localización y estructuras formadas a partir de su actividad, obtener los parámetros que nos permitan evaluar la actividad de la falla.

Tabla 4.1. Clasificación de métodos de datación Cuaternaria aplicables en paleosismología*

Tipo de resultado					
Edad numérica		Edad calibrada		Edad relativa	Edad correlacionada
Tipo de método					
Año-calendario	Isotópico	Radiogénico	Químico y biológico	Geomórfico	Correlación
<i>Registro histórico</i>	¹⁴ C	<i>Luminiscencia</i>	Racemización de aminoácidos	Desarrollo de perfil de suelo	<i>Litoestratigrafía</i>
<i>Dendrocronología</i>	K-Ar y ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	Resonancia de spin electrónico	Hidratación de obsidiana y tefra	Meteorización de rocas y minerales	<i>Tefrocronología</i>
Cronología de varvas	<i>Series de Uranio</i>		<i>Liquenometría</i>	<i>Modificación progresiva del relieve</i>	Paleomagnetismo
	Isótopos cosmogénicos distintos a ¹⁴ C (²¹⁰ Pb, ³⁶ Cl)		Química de suelos	Tasa de deposición	<i>Fósiles</i>
			Química de barniz de roca	<i>Posición geomorfológica relativa</i>	<i>Artefactos</i>
					Isótopos estables

*Modificada de Colman et al., (1987). Los métodos escritos en cursivas son particularmente aplicables para fechar paleosismos en el Holoceno. línea gruesa indica el tipo de resultado producido con mayor frecuencia por los métodos debajo de ella; línea delgada indica el tipo de resultado menos producida comúnmente por los métodos debajo de ella (Tomado de McCalpin, 2009).

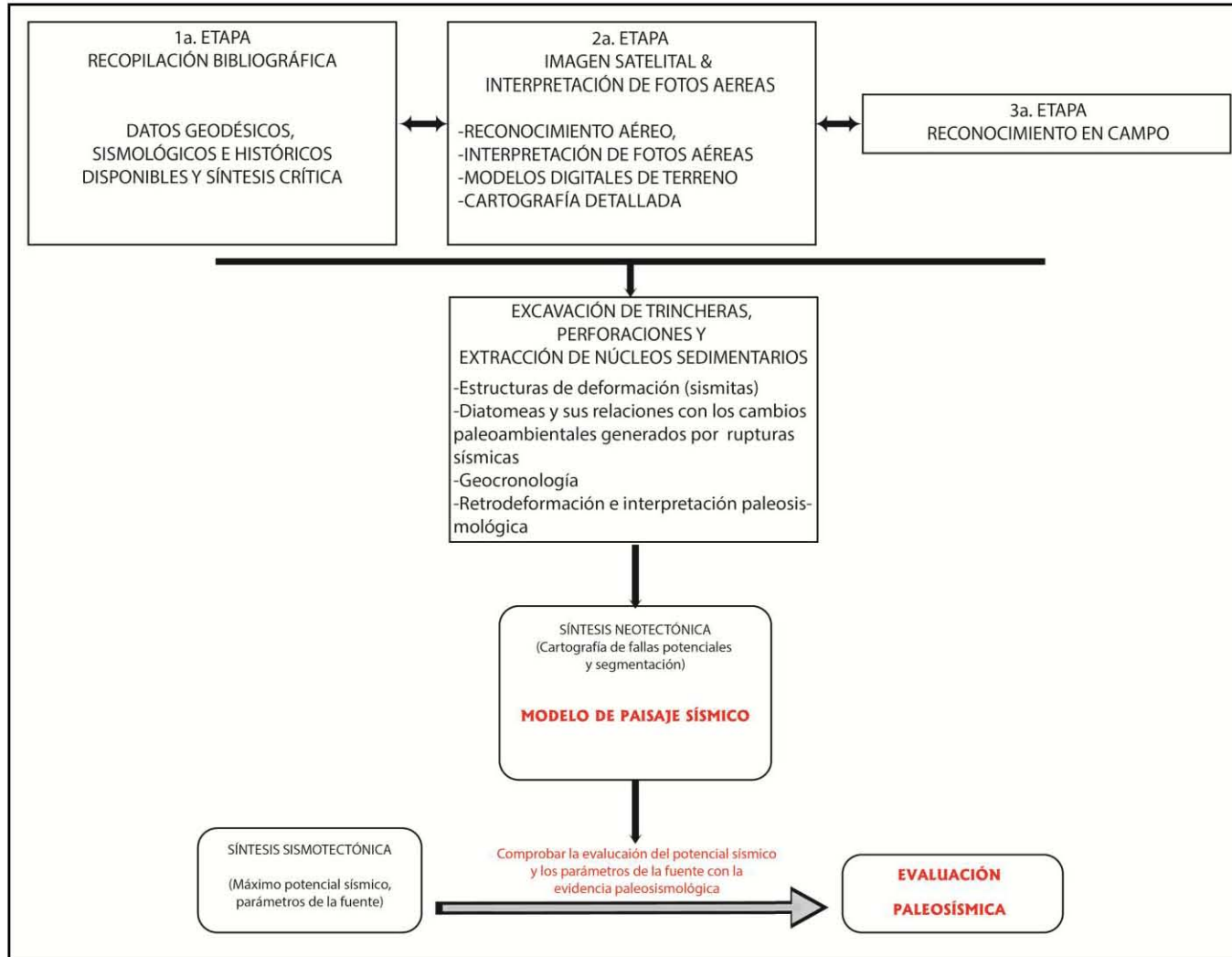


Figura 4.1. Metodología seguida para el estudio paleosismológico en la zona de San Pedro El Alto, graben de Acambay. Basada en Michetti *et al.*, (2005) y bajo el enfoque de Estratigrafía Cosísmica (Garduño-Monroy *et al.*, 2016).

5. GEOMORFOLOGÍA Y PAISAJE SÍSMICO DEL ÁREA DE SAN PEDRO EL ALTO

Las regiones con actividad tectónica son caracterizadas por paisajes típicos (paisaje sísmico) (Serva *et al.*, 2002; Michetti *et al.*, 2005) que revelan su grado de actividad sísmica. Tales relieves sismo-tectónicos son producidos por rupturas y deformaciones de la tierra que ocurren periódicamente en conexión con sismos recurrentes de media y alta magnitud, normalmente entre 5 y 6 (Dramis y Blumetti, 2005; McCalpin, 1996; Michetti *et al.*, 2000) y de manera progresiva, formando estructuras como escarpes de falla, *horsts*, grabens, bloques de deslizamiento de fallas, zurcos, valles y colinas alargadas y de más elementos que sirven como *geomarcadores* (Audemard *et al.*, 2011) o guías en un análisis paleosísmico. Dependiendo de la magnitud del evento y del estado evolutivo del régimen tectónico, el relieve muestra diferentes características, las cuales en términos de análisis y complejidad, pueden ser herramientas para el entendimiento del impacto de sismos pasados (Dramis y Blumetti, 2005). De tal manera que el reconocimiento, la cartografía y análisis paleosismológico pueden proveer información para la evaluación del peligro sísmico (McCalpin, 1996; Serva *et al.*, 2002; Dramis y Blumetti, 2005). En este sentido, el análisis geomorfológico del desarrollo de las diferentes formas del relieve, resultado de los procesos geológicos en el interior y en la corteza de la Tierra (Lamadrid y Horta, 1977) es una herramienta indispensable en los estudios en los que la tectónica activa es uno de los factores principales en la evolución de las cuencas, debido a que las estructuras delimitan los centros lacustres de origen tectónico. Un buen análisis geomorfológico nos permite identificar estructuras y fallas relacionadas a actividad sísmica, así como evaluar el comportamiento de éstas y sus segmentos sobre un terreno dado por medio de la deformación del paisaje, es decir, el análisis del paisaje sísmico (Michetti, 2000), considerando el conjunto de factores que juegan un papel importante en la evolución del paisaje sísmico de una región, entre estos (a) el marco geodinámico en el que se encuentra la fuente sísmica, incluyendo el estilo de fallas, rango de la actividad tectónica, la reología y espesor de la capa sismogénica, (b) clima local, ambiente geomórfico,

sedimentario y antrópico, además de la historia cuaternaria; así mismo, en donde la deformación tectónica domina sobre los procesos erosivos/depositivos y controla la morfogénesis de la región, el paisaje sísmico estará asociado con una distintiva expresión geomorfológica (Michetti & Hancock, 1997; Michetti *et al.*, 2005; 2012).

Los lagos del centro de México tienen principalmente un origen tectónico o vulcano-tectónico, cuyas depresiones lacustres guardan un registro de los eventos geológicos y paleoambientales que han influido en su evolución. Sin embargo, el estudio de los sedimentos de estos lagos se ha enfocado sobre todo al cambio climático en el Mioceno-Holoceno y el impacto humano en el presente (Bradbury, 1970, 1971, 2000; Israde, 1999; Metcalfe *et al.*, 1989, 1997; Velázquez-Durán *et al.*, 2001 y Ortega *et al.*, 2002) mientras que los estudios desde el punto de vista paleosismológico han sido poco abordados.

El arreglo estructural de cada zona de falla es un factor importante en la determinación de la geomorfología tectónica. El resultado a mediano-largo plazo de la evolución geomorfológica de dicha zona depende principalmente de la litología local y los procesos superficiales tales como erosión, sedimentación, contraste morfológico, así como del estilo de fallas en el área (Michetti *et al.*, 2012). De acuerdo a lo anterior y a partir de la revisión geomorfológica y la identificación de marcadores paleosísmicos (Serva *et al.* 2015) o *geomarcadores* (Audemard y Michetti, 2011) en el paisaje, se alude a la necesidad de realizar este tipo de estudios en el centro de México para reconocer los eventos sísmicos mayores ($M > 5$), que quedan registrados por la deformación de secuencias lacustres, en donde la litología local y los procesos superficiales han permitido la expresión cosísmica superficial de la actividad de sus estructuras, manifestándose mediante el paisaje sísmico de la región.

Los elementos más importantes para poder realizar una estimación del peligro sísmico a largo plazo de una región, son la historia de la deformación cuaternaria (evolución geológica y paleoambiental reciente) y el paisaje sísmico local, (Michetti *et al.*, 2005; 2011). En el CVTM, la evidencia histórica, estratigráfica, sismológica y el fallamiento

testifican la actividad reciente. Así mismo, la morfología de la región muestra diversas características como son desniveles verticales, escarpes con bajo grado de erosión y control estructural del drenaje (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990).

De acuerdo a lo anterior, el principal objetivo de este capítulo consiste en analizar el efecto de los segmentos de falla en la zona de San Pedro El Alto, dentro del VT, en el Graben de Acambay (figura 5.1) con base en el estudio detallado de la morfología de la zona y la representación del paisaje sísmico de la región, para ofrecer guías que ayuden a entender los factores ligados con rupturas cosísmicas ocurridos durante el Mioceno-Actual. Para tal objetivo, se ha analizado la topografía, el análisis del patrón de drenaje y las características morfológicas para evaluar la actividad tectónica reciente y/o actual, por lo que se han creado mapas en los que se caracterizan los principales rasgos del relieve en el área de estudio, el sistema de drenaje dominante, el control estructural de la zona de San Pedro el Alto y las principales estructuras geológicas que condicionan dicho control.

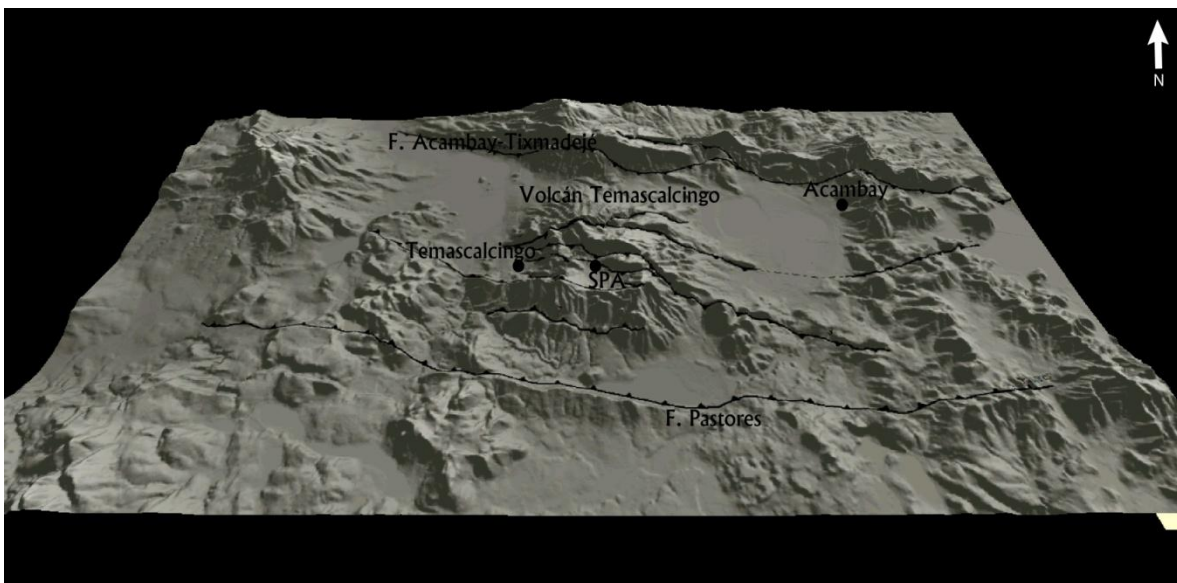


Figura 5.1. Volcán Temascalcingo, sistema extensivo de fallas con orientación preferencial E-O.

5.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El relieve de la superficie terrestre constituye el objeto principal de estudio de las ciencias geomorfológicas (Lamadrid y Carballal (1977). La cartografía geológica-geomorfológica provee la herramienta básica para definir la estratigrafía, geología estructural e historia tectónica de una región (Michetti *et al.*, 2005). A partir de las bases topográficas del INEGI escala 1:50,000 (Atlacomulco de Fabela, El Oro de Hidalgo) y modelos digitales de elevación y mediante el software ARCGIS, se elaboraron los mapas hipsométrico, de pendientes, análisis de drenaje, geológico y geomorfológico.

En la mayor parte de la zona de estudio, el desarrollo moderado del drenaje y la apariencia poco suavizada del relieve indica que el intemperismo ha actuado durante poco tiempo y las geoformas han sido definidas durante el Pleistoceno-Holoceno. Es posible inferir además, que los segmentos de falla de dirección E-O influyen en la morfología del relieve dando una forma longitudinal a dichas geoformas y generando alineaciones de estructuras y de drenaje (figuras 5.2 y 5.3).

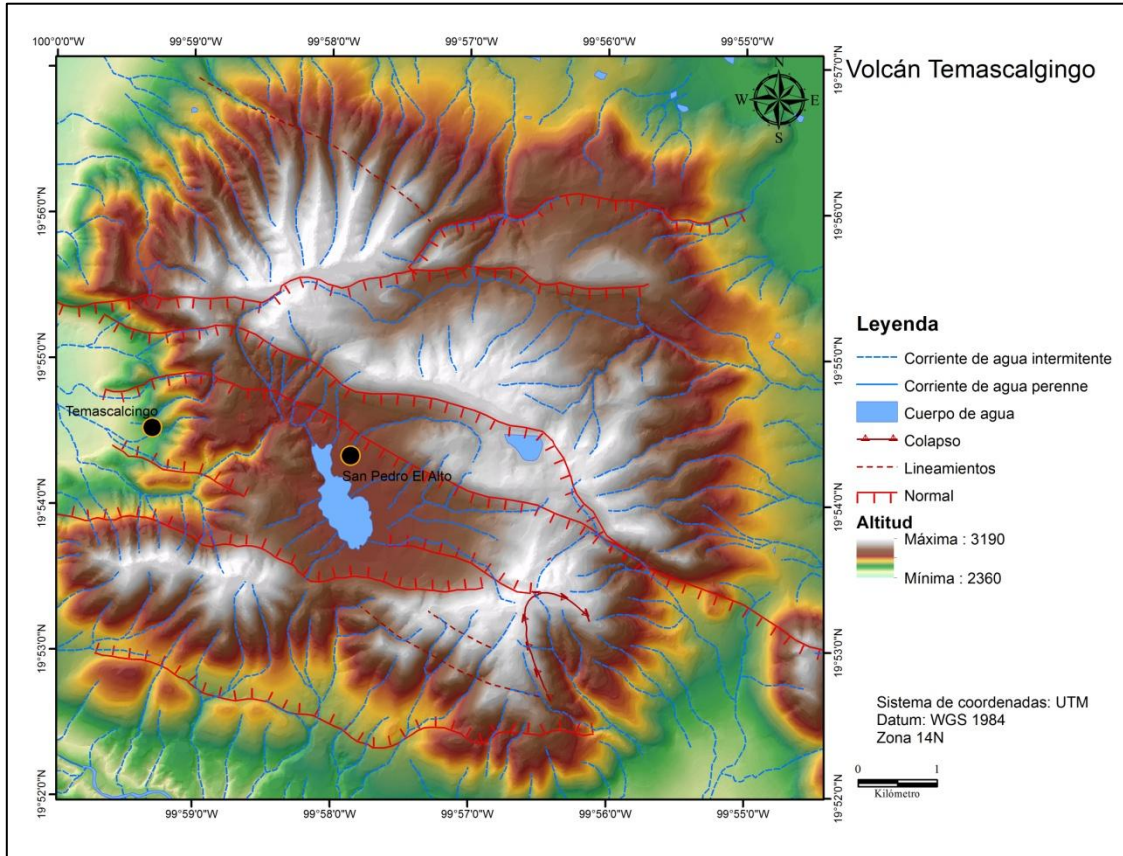


Figura 5.2. Modelo digital de elevación (MDE) del Volcán Temascalcingo y sus principales estructuras tectónicas. La morfología de la zona es claramente controlada por el fallamiento normal dominante, observable en el mapa hipsométrico.

5.1.1. Análisis del patrón de drenaje

El análisis del patrón del drenaje sirve de partida para el análisis de los demás rasgos naturales en cualquier área, la observación de su arreglo permite inferir valiosa información, por lo que resulta de vital importancia como paso previo para los demás análisis geomorfológicos. Es importante su estudio en este trabajo ya que pone en evidencia ciertas estructuras como testimonio de actividad tectónica reciente que influye en gran medida en la morfología de la zona.

El modelo del patrón de drenaje ha sido extraído a partir del modelo digital de elevaciones (DEM) y de la base de datos del INEGI. Se puede dividir al área en 4 sectores: sector norte, sector sur-sureste, sector noreste y sector central o centro-oeste (figura 5.3 a y b), de acuerdo al patrón principal de drenaje. El sector norte se compone por corrientes que fluyen hacia el río Arroyo Grande y se une posteriormente al Río Lerma; al sector sur lo forman tributarios con el río Arroyo Chino como corriente principal, directamente las corrientes de este sector fluyen al Río Lerma a la altura de la falla Pastores. Al sector E lo componen varios tributarios, entre los que destaca el Arroyo Hondo. Las corrientes de la parte O se unen directamente al Río Lerma. Las aguas de los cuatro sectores drenan hacia el río Lerma, excepto algunas corrientes intermitentes del sector central que fluyen hacia la presa en el centro del cráter. Se trata de un patrón radial sobre todo en la parte N y SSE de la cuenca, en donde la morfología es aún parte del cuerpo original del volcán Temascalcingo. En la parte central se presentan algunas anomalías de importancia ya que existen corrientes paralelas a las estructuras de falla. Las corrientes del sector norte son las de mayor longitud, posiblemente debido a que son parte de la estructura original del VT, sin embargo, el sector sur, a pesar de que es también parte del cuerpo volcánico, las corrientes están interrumpidas y desplazadas, debido a la influencia de fallas. Predominan las corrientes intermitentes de primer y segundo orden, principalmente en los sectores N y SSE del área. Resalta en la zona la ubicación de la presa de San Pedro El Alto dentro del graben. El cuerpo de agua artificial fue construido en varias etapas; como represa de 1593 hasta 1856 como la presa actual (Historia Temascalcingo/ cultura de Temascalcingo, 2014), en la depresión morfológica, en donde se combinaron características de una estructura caldérica (Roldán-Quintana *et al.* 2011) y segmentos E-O del sistema Morelia-Acambay, en donde pudieron quedar registrados los efectos secundarios de los sismos de Acambay de 1912 (M=6.9) y de Maravatio 1979 (M=5.3).

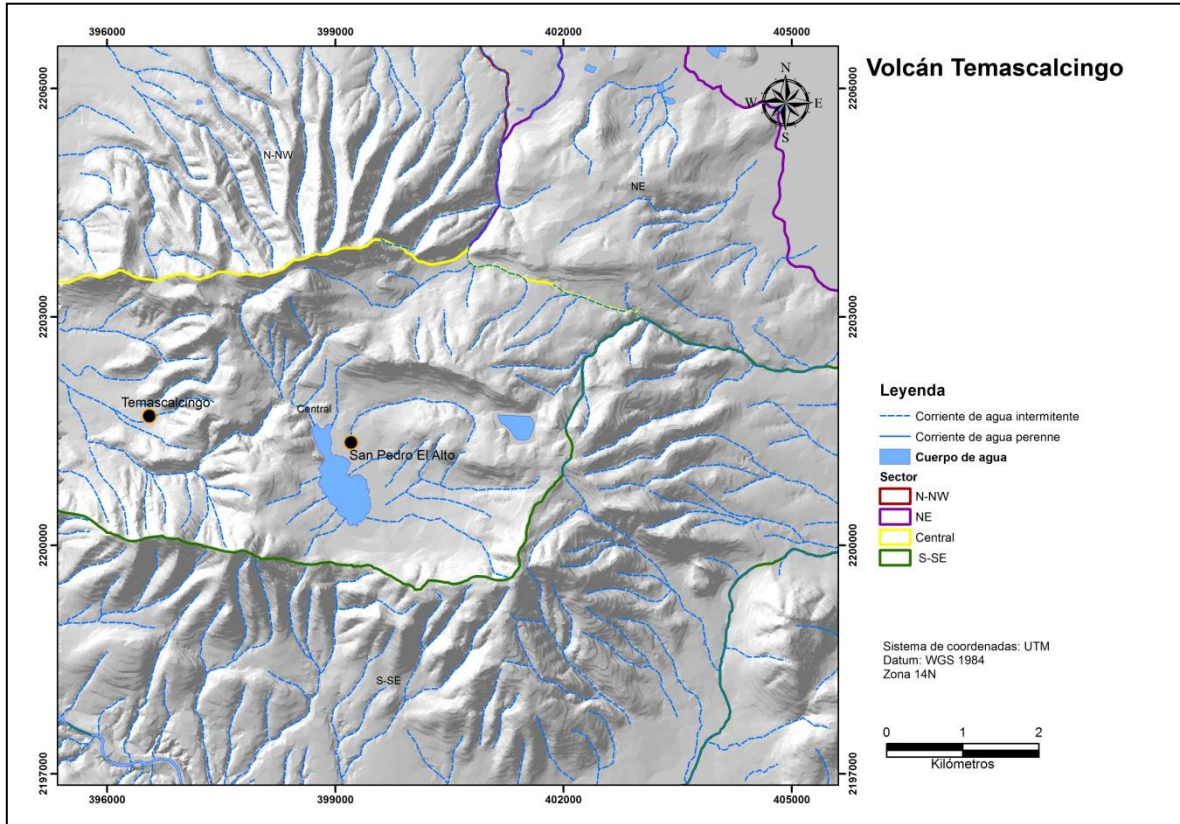
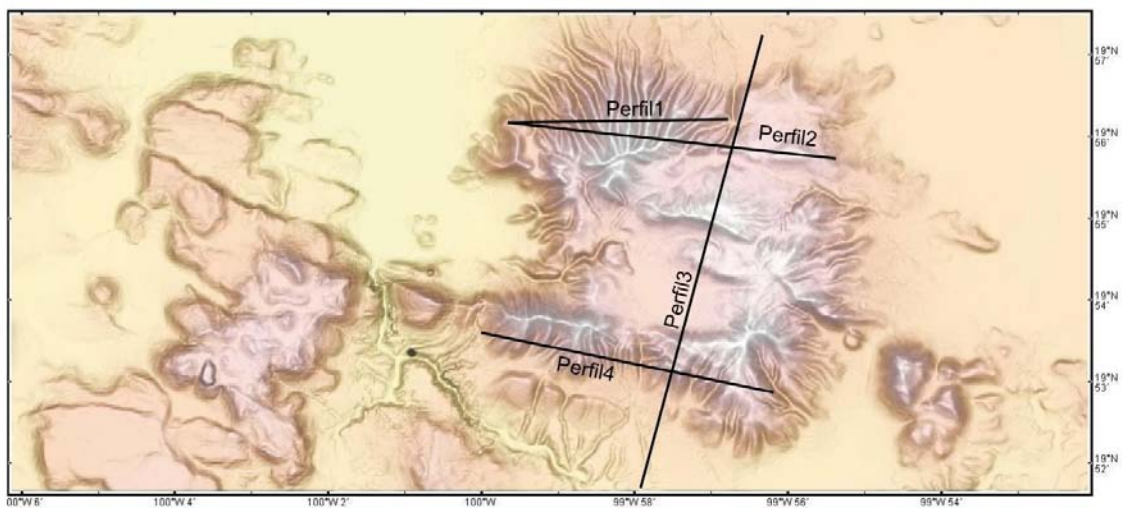


Figura 5.3 a. Mapa sombreado con la red de drenaje extraída de la bases de datos del INEGI para la zona de San Pedro El Alto. Se distinguen 4 sectores de drenaje, sector norte (SN), sector sur (SS), sector este (SE) y sector central (SC).



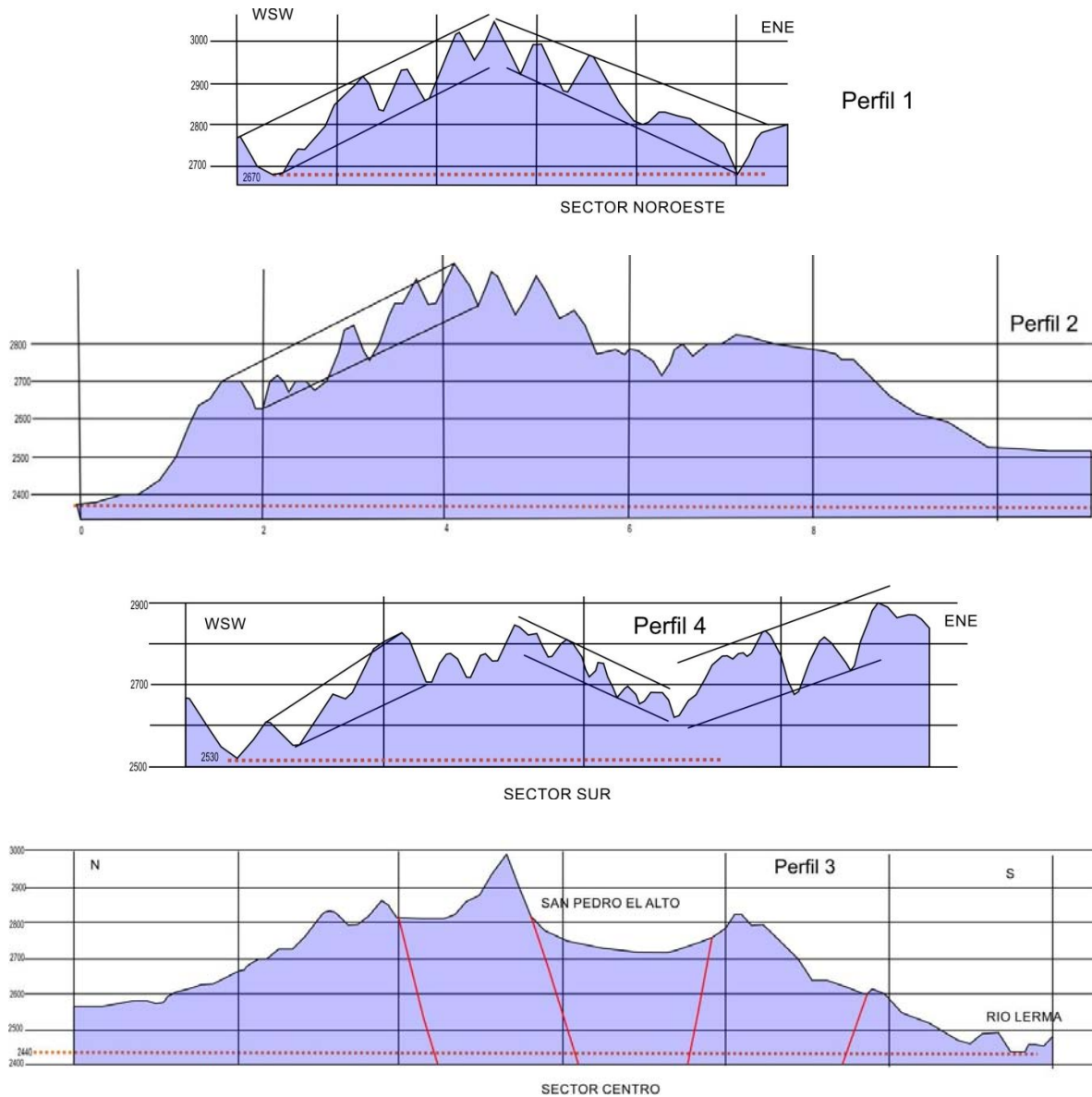


Figura 5.3 b. 4 perfiles longitudinales correspondientes a cada sector (Norte, Sur, Este y Central) revelan lo accidentado del terreno y el patrón de drenaje correspondiente

5.1.2. Geología de la zona del volcán Temascalcingo

El volcán Temascalcingo, ubicado en la parte central del graben de Acambay, se caracteriza principalmente por estar compuesto por rocas de composición dacítica; se compone de lavas, domos dacíticos asociados además con un depósito de pómez de caída

correspondiente a un evento pliniano, con un volumen total correspondiente a este edificio de 25.2 Km² (Norato, 1998). El edificio volcánico está afectado por el sistema de fallas normales Morelia–Acambay de orientación E-O que cortan de un flanco a otro al volcán y que ha influenciado la morfología del paisaje e incluso muy probablemente por lo menos su último evento eruptivo (Roldán-Quintana *et al.*, 2011). El mapa geológico (figura 5.4) se elaboró a partir de observaciones de campo. En este mapa se identificaron siete unidades, cuya descripción se complementa con la interpretación estratigráfica realizada por Norato (1998).

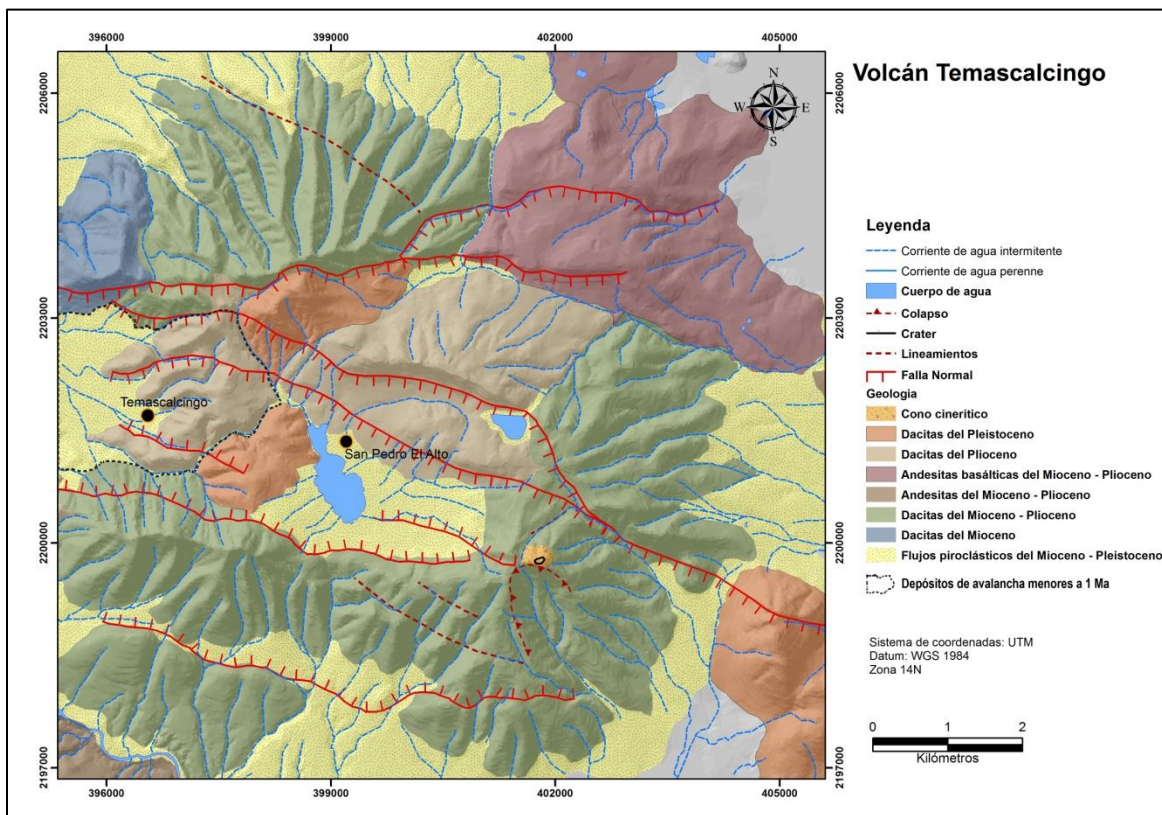


Figura 5.4. Mapa geológico del volcán Temascalcingo. Área y edad de los depósitos de avalancha tomada de Roldán-Quintana *et al.* (2011).

Descripción de unidades

Flujos piroclásticos del Mioceno–Pleistoceno – Estos flujos piroclásticos se encuentran tanto en el centro de la caldera como en toda el área alrededor del volcán Temascalcingo, evidenciando la actividad volcánica de la zona central del CVTM. Muchos de ellos con una fuente ajena al volcán Temascalcingo.

Dacitas del Mioceno – Unidad ubicada al NO de la zona de estudio, definida como de las más antiguas del área. Esta unidad es afectada por la falla San Mateo del sistema central de fallas.

Dacitas del Mioceno-Plioceno – Son parte de la estructura original del volcán y se localizan al NO y al S, SE. Corresponde a flujos de lavas dacíticas masivos color gris oscuro. De acuerdo con Norato (1998), se trata de roca con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, feldespatos y óxidos en una matriz. Es en estas unidades en las que la tectónica y las estructuras de falla son más evidentes; se encuentran además de las principales fallas del sistema central del graben de Acambay, una estructura de colapso y lineamiento de cimas, éstas sin embargo, con dirección NO-SE, y un cono cinerítico.

Andesitas del Mioceno–Plioceno – Unidad ubicada al SE del volcán Temascalcingo. Esta unidad se ubica hacia el SO del volcán Temascalcingo, no obstante como unidad aparte de este edificio volcánico.

Andesitas basálticas del Mioceno-Plioceno – Unidad ubicada en la parte NE del volcán. Presenta un relieve más suavizado, no obstante, cortado por la falla San Mateo del sistema de fallas central.

Dacitas del Plioceno – Unidad correspondiente a lavas dacíticas del Plioceno, que se presentan en forma de lajas de color gris oscuro a negro y espesores de 200 m. Se ubican en la parte central y oeste. En lámina delgada estas rocas muestran una textura microporfirítica con microcristales de plagioclasa, con alineamiento de flujo, en una matriz vítrea (Norato, 1998).

Dacitas del Pleistoceno – Localizadas en la parte centro-este del volcán, corresponde a elevaciones que son afectadas por las fallas de San Pedro y Temascalcingo de la parte norte y sur del sistema de fallas central.

En la parte central del volcán en un corte E-O se localizan una serie de domos dacíticos en San Pedro El Alto, Cerro Yeguashi y a lo largo del Arroyo El Campanario, los cuales alcanzan un volumen total de 0.13 km^3 . Estos domos presentan un color gris claro y textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, feldespatos y óxidos dentro de una matriz fina. En ocasiones se observa un color rosado debido al intemperismo de los feldespatos. Se trata de roca dacítica de textura porfírica con una matriz fina de microcristales de plagioclasa y material devitrificado.

En la cima del volcán, así como dentro de la caldera se encuentra expuesto un horizonte de ceniza fina que actualmente funciona como suelo. El horizonte es de color gris claro y presenta en algunas zonas partículas de tamaño más grueso (arena).

Respecto a los depósitos lacustres en el centro de la cuenca, la secuencia sedimentaria está conformada por la intercalación de estratos de material volcánico principalmente fino, como ceniza y lapilli, con algunos niveles de material más grueso. Este material se intercala con sedimentos lacustres compuestos por arcillas y limos con mezcla de diatomita. Estos depósitos son a menudo, coronados por fina ceniza volcánica que funciona ahora como suelo y en ocasiones, de acuerdo a lo observado, es afectado por la actividad sísmica y el fallamiento de la zona.

5.1.3. Mapa geomorfológico

El mapa geomorfológico representa en forma analítica e interpretativa los elementos esenciales litológicos, estructurales, etc., que pueden ser integrados con más elementos para la evaluación física del paisaje de una región (Corona y Uribe, 2009). La estructura de la zona se refleja en el mapa geomorfológico (figura 5.5) a través de la disposición tectónica, influenciada principalmente por la geodinámica de todo el sistema

de fallas Morelia-Acambay, las altas pendientes, ligadas a los escarpes de falla dominan la estructura y morfología. El mapa fue creado siguiendo el criterio de clasificación de unidades geomorfológicas *sensu* Zinck (2012), con base en las formas del paisaje asociadas a otros elementos, ya sea de origen estructural, relacionadas con alguna otra estructura geológica primaria, litológica o de estructura tectónica, unidades de origen erosivo o fluvial. Se logran distinguir en éste, diferentes unidades geomorfológicas como valles, cimas, planicies, piedemontes y lomeríos, resaltan las estructuras de falla y grandes escarpes con una dirección preferencial E-O, además la orientación de algunas corrientes de agua, coincidente con la orientación de estructuras de falla (figura 5.5). En particular el sistema de pendientes regulares en el área de estudio, se encuentra en diversas zonas interrumpido o modificado por accidentes, “rupturas de pendientes”, que pueden ser en muchos casos, causados por la actividad tectónica, evidentes en los grandes desniveles rectilíneos y prolongados.

Es importante destacar que para la formación o evolución de este tipo de paisaje existen varios factores que juegan un papel importante, entre estos (a) el marco geodinámico en el que se encuentra la fuente sísmica, incluyendo el estilo de fallas, rango de la actividad tectónica, la reología y espesor de la capa sismogénica, (b) clima local, ambiente geomórfico, sedimentario y antrópico, así como la historia Cuaternaria; dentro de una región con una estructura sismogénica de sismos de M7, la forma característica del paisaje sísmico sería distinta a una con una fuente sismogénica de M6, de tal manera que en muchos de los casos, especialmente en donde la deformación tectónica domina sobre los procesos erosivos/deposicionales y controla la morfogénesis de la región, el paisaje sísmico estará asociado con una distintiva expresión geomórfica (Michetti *et al.*, 2005).

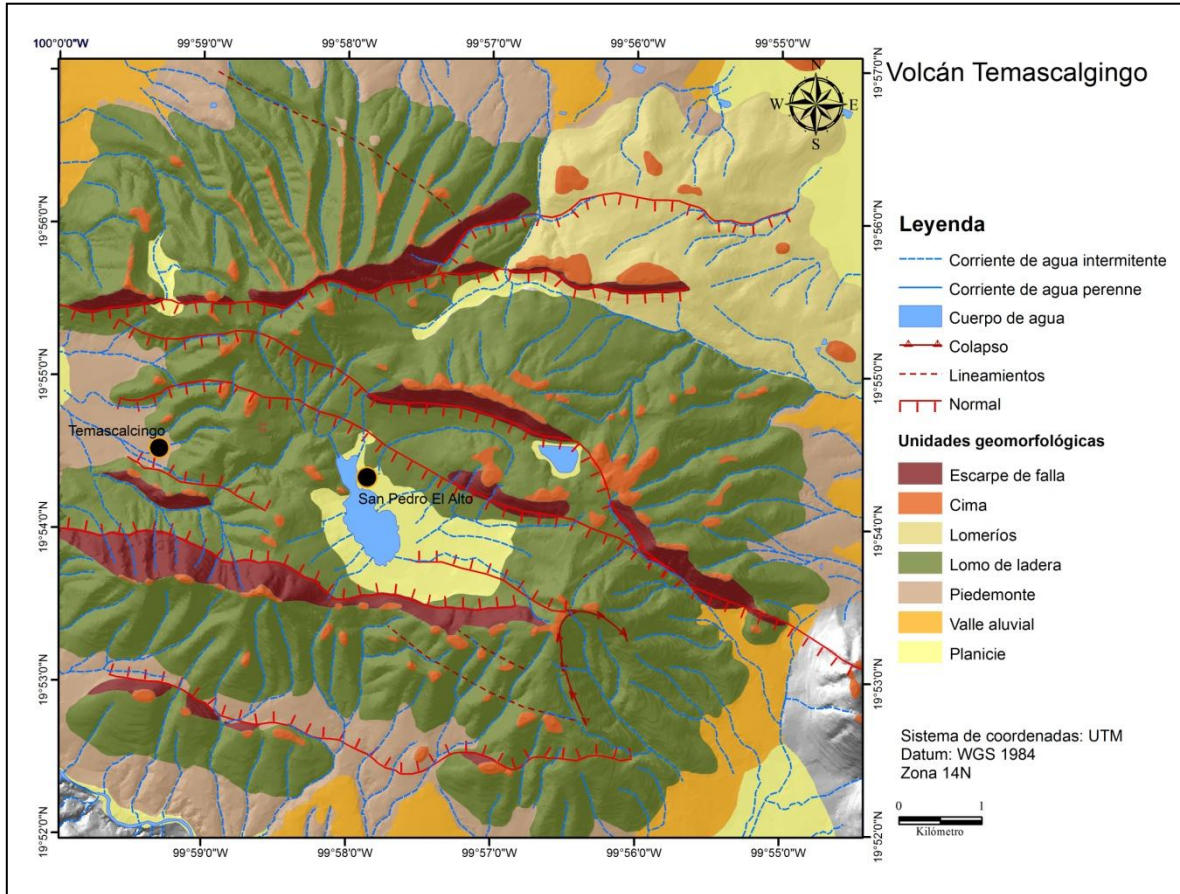


Figura 5.5. Mapa geomorfológico del volcán Temascalcingo. Resaltan las diferentes unidades geomorfológicas, son evidentes las estructuras de falla y sus escarpes con dirección preferencial E-W, en concordancia con todo el SFMA.

Existen además otras evidencias morfológicas de rupturas cosímicas recientes en el paisaje (figuras 5.6 y 5.7) que corresponden a estructuras de deformación o efectos cosímicos que han quedado impresos en el ambiente y cuyo estudio paleosísmico se realiza contemporáneamente al presente análisis geomorfológico (capítulo 6).



Figura 5.6. Discordancia angular. Estratos más antiguos afectados por eventos sísmicos, basculados hacia el N. Los estratos más recientes siguen la pendiente normal del terreno.



Figura 5.7. Evidencias morfológicas de rupturas cosísmicas recientes en los sedimentos y estructuras de la cuenca de San Pedro El Alto: desniveles verticales, escarpes de falla, afectación en estructura planar.

5.1.4. Topografía de la zona de San Pedro El Alto

Se realizó el levantamiento topográfico de la localidad de San Pedro El Alto con una estación total que dio como resultado un modelo digital de elevaciones con curvas de nivel a 1 m. Este modelo se usó para definir el sitio en el que más tarde se llevaría a cabo la apertura de una trinchera de acuerdo a la geomorfología observada (figura 5.8). El mapa topográfico es usado como base para estudios que requieren de una referencia geográfica ya que representa la altimetría de las formas y dimensiones de elementos concretos (Corona y Uribe, 2009).

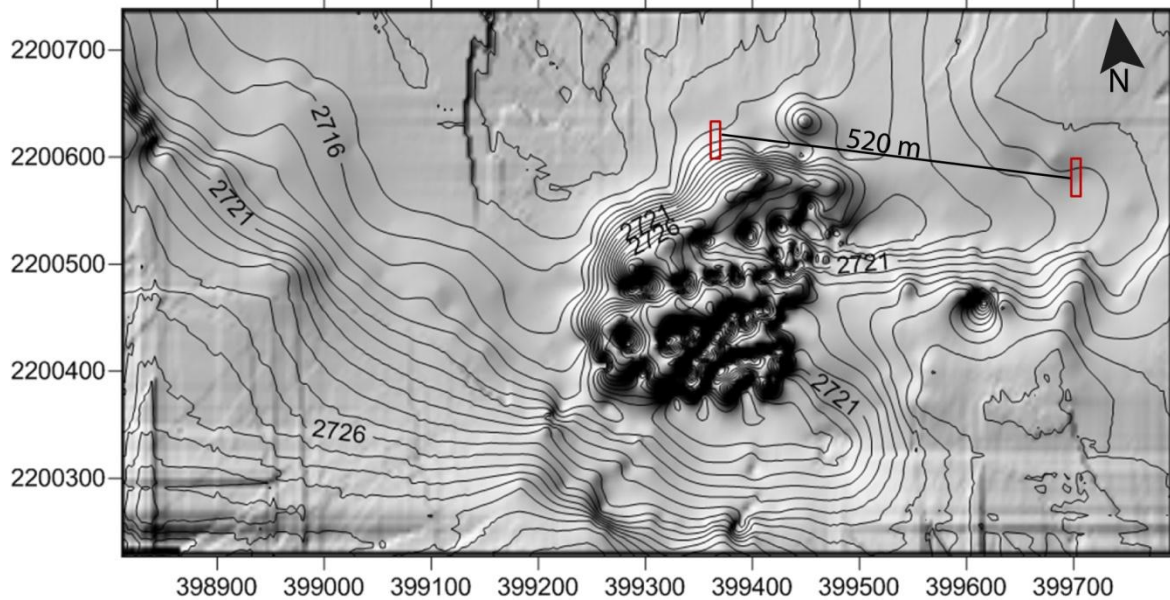


Figura 5.8. Mapa del levantamiento topográfico en el área de San Pedro El Alto, Estado de México y ubicación para la apertura de las trincheras 1 y 3.

5.2. ÍNDICE DE SINUOSIDAD DE FRENTES DE MONTAÑA (SFM)

El índice de sinuosidad de frentes de montaña definido por Bull, (1977, en Pérez-Peña, *et al.*, 2010) como:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

Dónde por sus siglas en inglés, L_{mf} es la longitud del frente al pie de la montaña y L_s es la longitud del frente de la montaña medido en línea recta.

Aplicado aquí como un ejercicio para estimar la actividad tectónica relativa a lo largo de cada estructura de falla (figura 5.9) a manera de frentes de montaña, relaciona la longitud de unión de frentes de montaña, con la longitud de traza el cual controla el frente de la montaña. Se basa en el principio de que en frentes activos de montaña, el levantamiento prevalecerá sobre los procesos erosivos, dando como resultado frentes rectos con valores bajos de S_{fm} y a su vez, a lo largo de frentes montañosos con menor

grado de actividad, los procesos de erosión generarán frentes irregulares o sinuosos con valores altos de Sfm. Algunos de los estudios realizados en diferentes partes del mundo han propuesto que valores de Sfm <1.4 son indicativos de frentes tectónicos activos (Silva *et al.*, 2003; Pérez-Peña, *et al.*, 2010). En este trabajo se obtuvieron los valores medidos mediante el software ArcGIS; versión 9.3, valores cercanos a 1 en la totalidad de las fallas medidas (tabla 5.1). La medición de cada estructura se realizó en un solo tramo por ser todas estas estructuras menores o de poco más de 10 km de longitud, tomando como base estudios en que los tramos largos son divididos y medidos en segmentos de 10 km.

Falla	Lmf	Ls	Sfm
F1 San Mateo	4.78	4.35	1.09871146
F2 San Mateo	13.109	12.63	1.03776124
F3 San Pedro	17.607	16.82	1.04666508
F4 San Pedro	6.85	6.60	1.03850819
F5 Temascalcingo	6.184	5.94	1.0416035
F6 Temascalcingo	14.731	14.18	1.03856458
F7 San Jerónimo	7.484	7.122	1.05082842
F2+2' San Mateo	24.743	23.594	1.04869882

Tabla 5.1. Valores de Sinuosidad de Frentes de Montaña (Sfm) obtenidos de las mediciones en las principales estructuras de falla en San Pedro El Alto. Valores menores a 1.4; indicadores de tectónica activa.

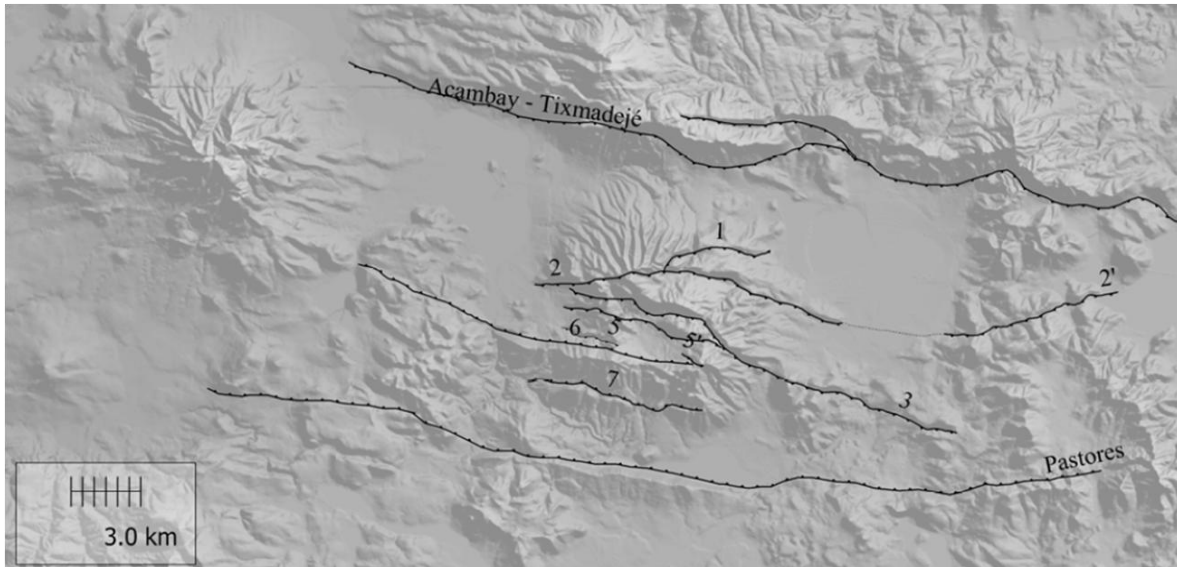


Figura 5.9. Ubicación de fallas en la zona de San Pedro El Alto.

5.3. SEGMENTOS DE FALLA DE SAN PEDRO EL ALTO Y SU POTENCIAL SÍSMICO

Se aplicó, para el presente estudio y en los segmentos de falla activa, la relación empírica sugerida por Wells y Coppersmith (1994) para calcular el momento de magnitud (M_w) de la longitud de ruptura en superficie (SRL, por sus siglas en inglés),

$$M_w = a + b \cdot \text{Log}(\text{SRL}) \quad (1)$$

Dónde $a = 4.86$ y $b = 1.32$ para fallas de tipo normal (Wells y Coppersmith, 1994).

Los datos de las estructuras de falla del área de estudio (longitud, orientación) se listan en la tabla 5.2.

Se aplicó también la fórmula empírica sugerida por Stirling *et al.* (2002), que consiste en la misma fórmula (1), con valores distintos para los parámetros, en la que: $a = 5.89$ y $b = 0.79$ para sismos pre-instrumentales.

Así mismo, se utilizó la relación propuesta por Wesnowsky (2008), fórmula (1), en donde: $a = 6.12$ y $b = 0.47$.

A partir de dicha relación se obtiene como resultado para cada SRL del segmento de falla de San Pedro El Alto valores de Mw entre 5.7 y 7; las estructuras y segmentos de falla de menor longitud presentes en San Pedro El Alto muestran una relación de Mw por encima de 5, a su vez, los segmentos de mayor longitud en el área se relacionan a Mw de hasta 6.9, si se consideran los resultados obtenidos de las tres relaciones.

Tabla 5.2. Datos de las estructuras de falla del sistema central del graben de Acambay

ID	LONGITUD (SRL)	DIRECCIÓN	M (WC)	M (ST02)	M (W08)	TIPO	Edad
	(m)	PREFERENCIAL					
F1 San Mateo	4.78	E-O	5.7568	6.4267	6.6452	Normal	Holoceno
F2 San Mateo	13.109	E-O	6.3351	6.7728	6.6452	Normal	Holoceno
F3 San Pedro	17.607	ONO-ESE	6.5043	6.8740	6.7054	Normal	Holoceno
F4 San Pedro Inv.	6.85	ONO-ESE	5.9631	6.5501	6.5127	Normal	Pleistoceno
F5 Temascalcingo	6.184	E-O	5.9044	6.5151	6.4918	Normal	Pleistoceno-H
F6 Temascalcingo	14.731	E-O	6.4020	6.8129	6.6690	Normal	Pleistoceno
F7 San Jerónimo	7.484	E-O	6.0138	6.5805	6.5308	Normal	Pleistoceno
F2 2+2'	24.743	E-O	6.6993	6.9908	6.7749	Normal	Holoceno

5.4. DISCUSIÓN SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA Y EL PAISAJE SÍSMICO DE LA ZONA

El análisis geomorfológico del área de estudio, la geometría de fallas, el arreglo estructural y la evidencia de material Cuaternario afectado, apuntan a un típico paisaje sísmico (Michetti y Hancock 1997; Michetti *et al.* 2007; 2012). Las principales estructuras de falla son las que definen el relieve del VT, el cual ha sido construido después de la actividad volcánica. El origen del volcán Temascalcingo ha sido asociado al lineamiento del sistema de fallas Taxco–San Miguel de Allende (Norato, 1998), no obstante el sistema de fallas Morelia-Acambay con orientación E-O es el que ha dado a todo el edificio su actual

arreglo geomorfológico; como Norato (1998) menciona, este volcán es intersectado paralelo a su orientación por el sistema de fallamiento extensional de orientación E-O, lo que da lugar al ascenso de varios domos intracaldéricos. El relieve que presenta la región de San Pedro El Alto, sus estructuras de falla, su naturaleza geológica y distribución, pueden ser asociados a eventos sísmicos, por lo que el área corresponde a un paisaje deformado o paisaje sísmico (Michetti, 2000; Serva *et al.*, 2002) relacionado con la actividad sismo-tectónica del CVTM y en particular del graben de Acambay. No obstante, los datos paleosísmicos colectados en los distintos trabajos y áreas en años recientes muestran que cada fuente sísmica crea su propia firma en la geología y en la geomorfología de un área, la cual se relaciona inequívocamente con el orden de magnitud de su potencial sísmico, tal firma se define como el paisaje sísmico del área (Michetti *et al.*, 2005). La región del volcán Temascalcingo ha sido afectada y desplazada por varias fallas intra-graben (Roldán-Quintana *et al.*, 2011), a este sistema central de fallas pertenecen estructuras de menor longitud y con escarpes más bajos a las fallas maestras del graben de Acambay (Suter *et al.*, 1995). La zona exhibe una serie de deformaciones de las estructuras geomorfológicas tales como desniveles verticales, escarpes de falla, control estructural de drenaje, contrapendientes, bloques de deslizamiento, valles y lomeríos alargados y alineados, estratos basculados; estructuras cosísmicas primarias y secundarias (Audemard y Michetti, 2011) observadas a lo largo del CVTM. La actividad de las diferentes fallas ha jugado un papel clave en la evolución geomorfológica del graben durante el Cuaternario (Ramírez-Herrera, 1994, 1998; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010; Ortuño *et al.*, 2010, 2012, 2015; Langridge *et al.*, 2013) que condicionan el paisaje de la región. En este sentido, es un paisaje correspondiente a actividad con eventos de Mw hasta 6.5 de acuerdo al resultado obtenido con la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) y al estudio realizado por Garduño-Monroy *et al.* (2009) en el sistema Morelia-Acambay. Así mismo, el análisis es concordante a la magnitud estimada para la falla Pastores (M 6.7–6.8) obtenido por Langridge *et al.* (2013), ubicada en el graben de Acambay. Esto también es concordante con los datos de geometría estructural, cinemática y dinámica del graben de Acambay (Suter *et al.*, 1995)

quienes afirman que se podrían esperar terremotos de magnitud 7, relacionados a las fallas maestras del graben.

Por su parte, el patrón de drenaje en el área de San Pedro El Alto también pone en evidencia la actividad tectónica reciente. De acuerdo con el análisis hidrológico realizado por Urbina y Camacho (1913) el Graben de Acambay es reportado como “una serie de vasos, antiguos fondos de lagos, en donde existen cambios en el curso de los ríos por desniveles en la corteza terrestre. Particularmente, los arroyos de San Pedro el Alto no presentan un arreglo definido, pero si presentan una orientación E-O y llegan al Valle de Temascalcingo y al Aguaje; y los fondos de los valles de donde nacen son pantanosos, mal drenados, con lugares peligrosos para el paso. Los campesinos señalan pequeñas lagunitas que aparecen y desaparecen sin saber a que atribuir su formación”.

De acuerdo con el presente estudio y con las observaciones hechas por Urbina y Camacho (1913), las corrientes de agua, sobre todo en el sector central del cuerpo volcánico, presentan orientación E-O en concordancia con las estructuras de falla presentes y sus respectivos escarpes. En los sectores correspondientes al cuerpo original del VT las corrientes de agua en su mayoría siguen su trayectoria normal, sin embargo en el sector sur es observable la alteración de la orientación ligadas a estructuras de falla y de igual manera en la zonas en donde se presenta alineamiento de estructuras.

Por otra parte, el ejercicio del índice de sinuosidad de frentes de montaña aplicado en este trabajo, solo de manera experimental, sugiere que el área de estudio es tectónicamente activa, con alta actividad reflejada en los valores del índice obtenidos por debajo de 1.4, los valores en la totalidad de las estructuras son cercanos a 1. A diferencia del método para determinar el potencial sísmico de las estructuras de falla en la región, el índice de sinuosidad de frentes de montaña no es dependiente de la longitud del segmento de falla, los valores para este índice (SFM) en las estructuras pertenecientes al Sistema Central de Fallas del graben de Acambay muestran un grado de actividad semejante para cada una de éstas.

5.5. CONCLUSIONES REFERENTE AL ANÁLISIS DEL PAISAJE SÍSMICO DE LA ZONA DE SAN PEDRO EL ALTO

El segmento de falla de San Pedro el Alto exhibe un registro geomorfológico en el cual se logran identificar estructuras de deformación relacionadas con actividad sísmica reciente, como lo evidencian las unidades geomorfológicas afectadas y desarrolladas por la actividad erosiva, por los escarpes de falla en toda la zona, con inclinaciones de alto grado y la orientación de corrientes de agua en el sector central del área.

El análisis geomorfológico del paisaje sísmico permite la identificación de las principales estructuras que lo controlan en la región de San Pedro El Alto. Dichas estructuras forman parte del SFMA, el cual presenta actividad reciente, que se manifiesta mediante un arreglo estructural bien definido con rasgos como desplazamiento y alargamiento de las unidades morfológicas, alineamiento de cimas, afloramiento de escarpes y desviación de corrientes de agua. Así mismo, la cartografía y el análisis morfológico mostraron que todos los planos de falla son rectilíneos, evidenciando planos semiverticales, en correspondencia con fallas normales con poco movimiento rotacional. Por su parte, los resultados obtenidos mediante la aplicación del índice de sinuosidad de frentes de montaña en las estructuras de falla, sugieren actividad sísmica reciente hasta de Mw 6.7 (Wells y Coppersmith, 1994).

Como lo afirmaron Suter *et al.* (1995), las rupturas sísmicas en ambientes tectónicos extensivos continentales, como es el caso del VT, no se confinan siempre a estructuras de segmentos individuales, la longitud de ruptura en algunos casos puede combinarse con otras estructuras.

6. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN GENERADAS POR ACTIVIDAD SÍSMICA (SISMITAS) EN EL ÁREA DE SAN PEDRO EL ALTO

Dado que el catálogo sísmico mexicano, como se ha mencionado anteriormente, es insuficiente para la determinación de la frecuencia de eventos sísmicos de gran magnitud, existe la necesidad de recurrir al archivo geológico que ha sido registrado por cientos o miles de años en las cuencas lacustres asociadas a fallas geológicas activas en donde el efecto de los sismos puede ser analizado mediante las estructuras de deformación generadas por este tipo de eventos en los sedimentos. Estos lagos deben encontrarse cercanos a la zona histórica epicentral, implicando que han experimentado intensidades lo suficientemente altas para mostrar trazas de actividad sísmica (Monecke *et al.*, 2004). De tal manera, los sismos pueden ser analizados en distintos ambientes lacustres puesto que las estructuras de deformación generadas por este tipo de eventos permiten correlacionar cada uno de ellos (Sims, 1975) mediante el estudio detallado de la estratigrafía de la zona (Estratigrafía Cosísmica).

El graben de Acambay, una de las zonas representativas de la actividad sísmica reciente en el país almacena el registro sedimentario de los eventos que han sido parte de la evolución de las cuencas en el Cuaternario. Tal registro se corrobora mediante la deformación de los estratos que en algunas ocasiones y sitios específicos, han desarrollado estructuras de deformación (sismitas) que ofrecen información sobre el tipo de evento que las generó y la posible aproximación al conocimiento de la zona epicentral, magnitud, edad y en el mejor de los casos, periodo de recurrencia, dato que en muchos de los sitios con estructuras de falla es complicado conocer debido a la falta de información en el registro histórico e instrumental si la falla comprende periodos de actividad a grande escala temporal. Este graben ha sido la zona epicentral del sismo de Acambay de 1912, M=6.9 y de Maravatio en 1979, M=5.3, últimos eventos más representativos de actividad en el área. Particularmente del de Acambay, sus principales efectos fueron reportados por primera vez por Urbina y Camacho (1913), generados por la falla Acambay-Tixmadejé y el

Sistema de fallas Central del graben (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012). Los pioneros en el análisis de efectos sísmicos y estructuras de deformación (sismitas) registrados en los sedimentos del graben, Rodríguez-Pascua *et al.* (2010), a partir de la identificación de estructuras como diques, estructuras en almohadilla, diapiros y slumps consideradas como sismitas y su correlación estratigráfica, infieren cinco eventos paleosísmicos de magnitud moderada a fuerte ($M_w > 5$) y encuentran un gradiente de perturbación definido por la intensidad de deformación. Particularmente, la cuenca lacustre de San Pedro El alto ubicada en la caldera del Volcán Temascalcingo (VT), es afectada principalmente por el sistema de fallas central del graben de Acambay, cuyos paleosismos se ven reflejados en estructuras de deformación de los sedimentos lacustres de toda el área. Los sedimentos comprenden tanto estructuras de deformación frágil como plástica.

Por lo anterior, en esta sección nos enfocamos en el análisis de las estructuras de deformación identificadas en la cuenca de San Pedro El Alto y su posible relación con eventos sísmicos generados por las estructuras del sistema central de fallas del graben de Acambay. Se tiene por objeto además, describir las sismitas registradas en los sedimentos de la cuenca, ubicar su distribución en espacio y tiempo, así como su posible fuente y la intensidad del evento generador. Para cumplir dicho objetivo se realizó el análisis detallado de la estratigrafía, la evolución de la cuenca y del paisaje sísmico local. La estratigrafía presenta sedimentos lacustres intercalados con material volcánico, lo que permite conocer características y el comportamiento de las estructuras de falla generadoras de sismos pasados y que han modelado el paisaje de la zona.

6.1. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE SISMITAS EN SAN PEDRO EL ALTO

El análisis de las estructuras de deformación en la cuenca de San Pedro El Alto, se realizó bajo el contexto de Estratigrafía Cosísmica (Garduño-Monroy *et al.*, 2016). Esto incluye la observación, análisis y cartografía de la zona y el análisis del paisaje sísmico para posteriormente llevar a cabo la apertura de trincheras, extracción de núcleos

sedimentarios de la presa de la localidad y el análisis de afloramientos en los que se encontraron estructuras de deformación que pudieran indicar cambios o efectos de actividad sísmica reciente. En cada uno de los afloramientos y trincheras se realizó una sistemática descripción de la columna estratigráfica. Las características sedimentarias fueron igualmente registradas a detalle (textura, granulometría, grado de redondez, espesor y continuidad de estrato, ciclicidad, presencia o ausencia de estructuras sedimentarias). En los estratos en los que se identificó la presencia de estructuras de deformación se registró su tamaño, material involucrado, forma, distribución y continuidad lateral. Finalmente, de acuerdo a la clasificación de las estructuras y sus características, se les asignó un valor de intensidad en la escala ESI 2007 (Michetti *et al.*, 2007).

6.1.1. Afloramientos

Durante las visitas a campo en la localidad de San Pedro El Alto se describieron tres afloramientos (figura 6.1; descripción en capítulo 7.2), algunos de éstos expuestos a bordo de caminos que rodean la presa del lugar y en los que es posible observar evidencias morfológicas de rupturas, desniveles verticales, escarpes de falla, contrapendientes, afectación de la estructura planar de los sedimentos, en donde es posible inferir un origen sinsedimentario de las estructuras, fosilizado posteriormente por estratos sedimentarios sobreyacientes.

6.1.2. Trincheras

Se realizó el análisis de estructuras de deformación identificadas en la columna estratigráfica levantada mediante la apertura y estudio de tres trincheras abiertas en dos segmentos de falla (figura 6.1). Las trincheras (cap. 8), como se realiza en este tipo de estudios, se abrieron perpendicularmente a la traza de falla. En ambas caras de la trinchera se colocó una malla de 1m x 0.5 m lo que permite una mejor identificación, ubicación y análisis de la geometría, de las unidades estratigráficas y de las estructuras

cosísmicas encontradas. El análisis sub-superficial permite la observación e identificación de los principales rasgos que componen la columna estratigráfica de la zona y permite también el reconocimiento de las estructuras secundarias originadas a partir de eventos sísmicos pasados.

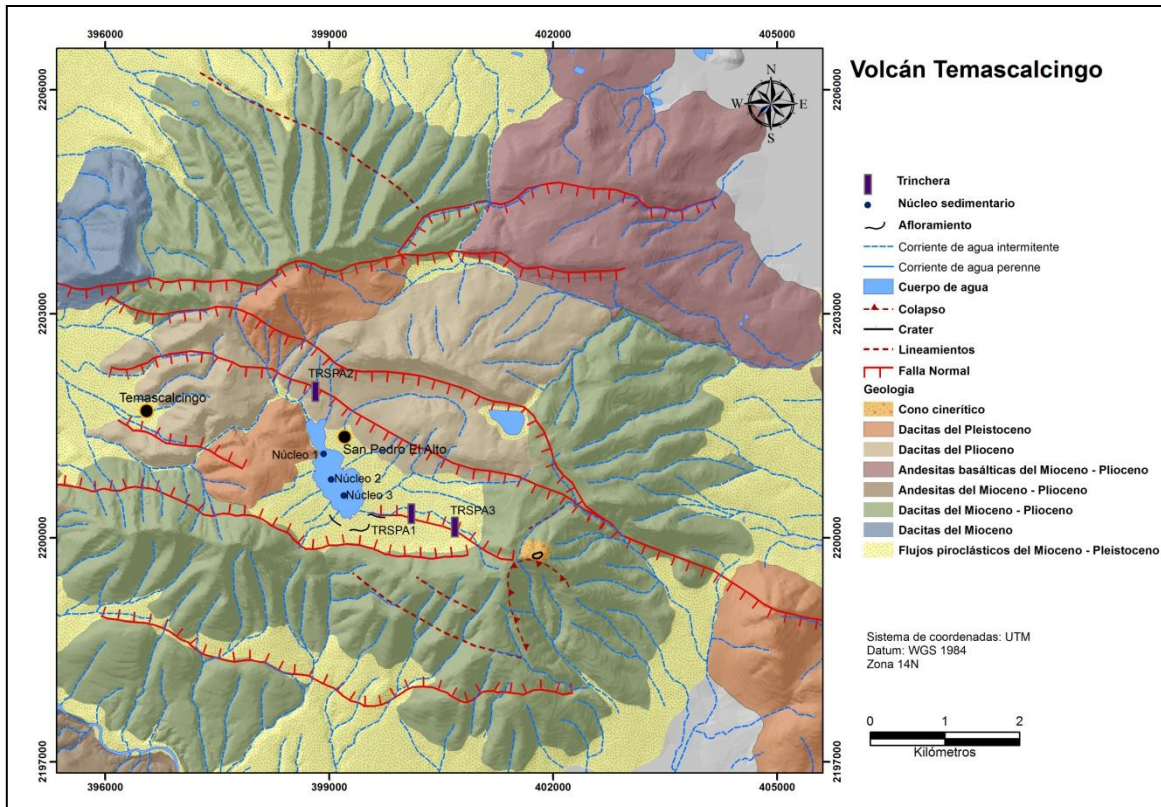


Figura 6.1. Ubicación de la apertura de trincheras y extracción de núcleos sedimentarios y afloramientos analizados en la localidad de San Pedro El Alto.

6.1.3. Extracción de núcleos

Con ayuda de un nucleador de gravedad se llevó a cabo la extracción de tres núcleos de sedimentos TRSPA correspondientes a la parte norte, centro y sur de la presa (figuras 6.1, 7.5, 7.6), la cual ya estaba presente en el sismo de 1912. Cada núcleo fue dividido en dos partes; se tomaron fotografías de la estratigrafía de cada uno y se realizó la

observación y descripción estratigráfica de los sedimentos del cuerpo de agua y la identificación de estructuras de deformación entre otros análisis (TIC-TOC, susceptibilidad magnética, difracción de rayos X) realizados para el presente estudio, complementarios en el análisis paleosísmico de la zona y muestreados para la observación de diatomeas.

6.2. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Siguiendo el criterio establecido por Seilacher (1969) el término “sismitas” corresponde a un estrato con estructuras formadas en sedimento suave arenoso a causa de vibración sísmica (Bowman *et al.*, 2004; Montenat *et al.*, 2007). En otras palabras, son deformaciones cosísmicas que afectan sedimento suave como resultado de sobrepresión o saturación de agua (Montenat *et al.*, 2007), no obstante, la susceptibilidad del sedimento a la deformación depende en gran medida de la granulometría y del arreglo de las partículas del sedimento (Guiraud y Plaziat, 1993). Las estructuras de deformación se pueden agrupar en estructuras debido a inestabilidades de sedimentos, de licuefacción y fluidificación y de carga, aunque éstas no son mutuamente categorías exclusivas. Un movimiento sísmico puede por ejemplo, aumentar los gradientes de presión que inducen la deformación de sedimentos superficiales no consolidados y/o generar un deslizamiento en zonas con pendiente (Guiraud y Plaziat, 1993; Montenat *et al.*, 2007). El reconocimiento de las sismitas se ve entonces obstaculizado por el hecho de que en ocasiones los sismos son solo uno de los mecanismos disparadores de la deformación de sedimentos (Mazumder *et al.*, 2006), por lo que se debe ser muy cuidadoso y crítico para discernir entre las estructuras que pudieron ser originadas por un evento sísmico de aquellas que lo son por otros efectos como tormentas, carga de sedimentos, corrientes de arrastre, corrientes glaciares. Se debe tomar en cuenta, que las características de las estructuras de deformación pueden variar de lugar a lugar en cuanto a su geometría, tipo y dimensión de acuerdo a factores sismológicos como la frecuencia, propagación y amplificación de las ondas sísmicas así como a la condiciones de superficie, tipo de sedimento, geometría de la cuenca y condiciones del sitio. Por lo que su reconocimiento

es normalmente una tarea difícil en campo y particularmente complicada la descripción histórica de los efectos inducidos por sismos antiguos (Galli, 2000; Monecke *et al.*, 2004). Con el fin de obtener conclusiones confiables sobre la relación entre las estructuras de deformación y el evento sísmico generador en términos de intensidad, tamaño y localización epicentral, se debe seguir cuidadosamente un proceso lógico que no es tan sencillo, de manera que las estructuras sean utilizadas y correctamente interpretadas en el manejo de peligro sísmico dentro del contexto de paisaje sísmico de la zona (Chunga *et al.*, 2007).

Las estructuras identificadas en la cuenca de San Pedro El Alto se describen a continuación, sin seguir un orden estratigráfico; se han ordenado de acuerdo al tipo de estructura para hacer una descripción general de cada una de ellas y es en el capítulo de retrodeformación e interpretación paleosismológica mediante el análisis de trincheras (cap. 8) en el que se realiza la caracterización y correlación con el evento que la produjo.

La Escala ESI-2007 (Environmental Seismic Intensity Scale; Michetti *et al.*, 2007), fue utilizada aquí para evaluar la intensidad del evento sísmico que pudo generar cada estructura analizada. Dicha escala considera los efectos sísmicos producidos en el ambiente en 12 grados y permite además una comparación de eventos contemporáneos y futuros con eventos históricos.

6.2.1. Slumps

En la localidad de San Pedro El Alto este tipo de estructuras se encuentra solo en sitios específicos, sin embargo, su existencia es localmente bastante significativa; se observan 4 niveles con presencia de pliegues en la columna estratigráfica levantada en la trinchera número 1 de San Pedro El Alto. El primer nivel a 0.56 m de la base a la cima, tiene 7 cm de espesor y se trata de un pliegue tipo monoclinal (figura 6.2c), compuesto por ceniza volcánica color ocre y lapilli de 1 cm de diámetro en una capa de ceniza volcánica fina color gris. Esta capa presenta ruptura y desplazamiento vertical en las paredes de la trinchera.

Otro estrato con estructuras tipo *slump* (figura 6.2a, b) a 1.29 m de la base a la cima; éste tiene 7 cm de espesor y presenta arcilla limosa intercalada con ceniza volcánica fina. Se observa un comportamiento frágil; el *slump* es cortado en una zona de la trinchera con 2 cm de desplazamiento vertical. Además un pliegue asimétrico se observa en una de las paredes de la trinchera. En la trinchera, la cresta del *slump* muestra en una de las paredes una orientación hacia el norte y la misma estructura en la pared opuesta, la cresta muestra orientación con sentido hacia el sur. De acuerdo con Alsop y Marco (2011), la explicación podría ser que durante un corte progresivo, cuando los pliegues se están formando, las bisagras del pliegue y los planos axiales pueden sufrir rotación.

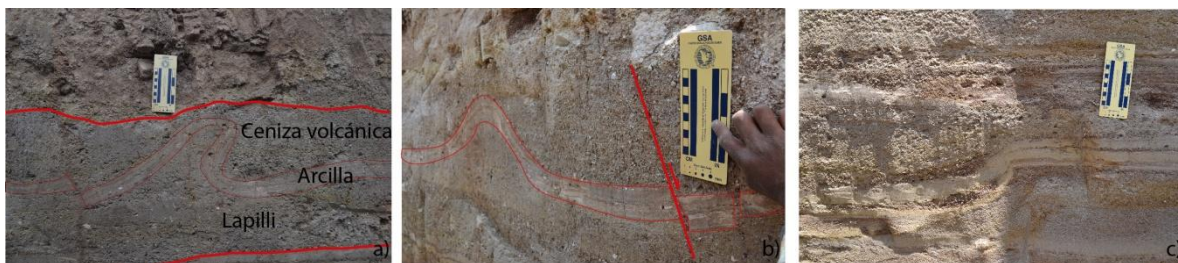


Figura 6.2. Pliegues y *slumps* en los sedimentos de la TRSPA1, causados por *shock* sísmico (ESI2007-VII). a,b) *Slump* en las paredes de la trinchera, además con un corte y desplazamiento vertical producido por un segundo evento sísmico. c) Pliegue monoclinical.

Un estrato más con presencia de *slump* se encuentra a 1.72 m de la base a la cima, compuesto de lapilli color café, ceniza volcánica café y arcilla color rosa (figura 6.3a). En la cima del estrato encontramos una mezcla de lapilli fino y arcilla café. Se observan pequeñas estructuras tipo *slump* y pliegues y aparece una fina línea blanca de despegue o *decollement* a 1.51 m en la columna estratigráfica (figura 6.3b).

En todas las estructuras de *slump* observadas, el grado de perturbación de la laminación original y el sedimento mezclado es generalmente bajo; no llegan a ser homogenitas (Montenat *et al.*, 2007). Es posible reconocer una base sin deformación bajo dichas estructuras.



Figura 6.3a. *Slump* en los sedimentos analizados en la TRSPA1.



Figura 6.3b. *Slump* y mezcla de material con una línea de despegue.

Los núcleos sedimentarios también muestran dos estructuras tipo *slump*. Estas pequeñas estructuras se generan en ambientes deposicionales, incluso desprovistos de pendientes y se observan comúnmente en depósitos lacustres que muestran laminación varvada (Montenat *op cit.*). El núcleo más largo (figura 6.4) que se extrajo de la parte norte de la presa (figuras 6.1, 7.5), cerca de la cortina, a una profundidad de 3.5 m, tiene 85 cm de longitud. Se compone de una intercalación de capas de arcilla limosa en las que se observa cierta ciclicidad tipo varvas. Entre los 14 y 17 cm se encontró un pequeño *slump* de 1.6 cm de espesor. Las capas tanto de la cima como de la base de esta estructura son perfectamente horizontales. Entre los 38 y 40 cm se observó una estructura más de deformación tipo *slump* de 4.2 cm e igualmente, entre estratos horizontales.

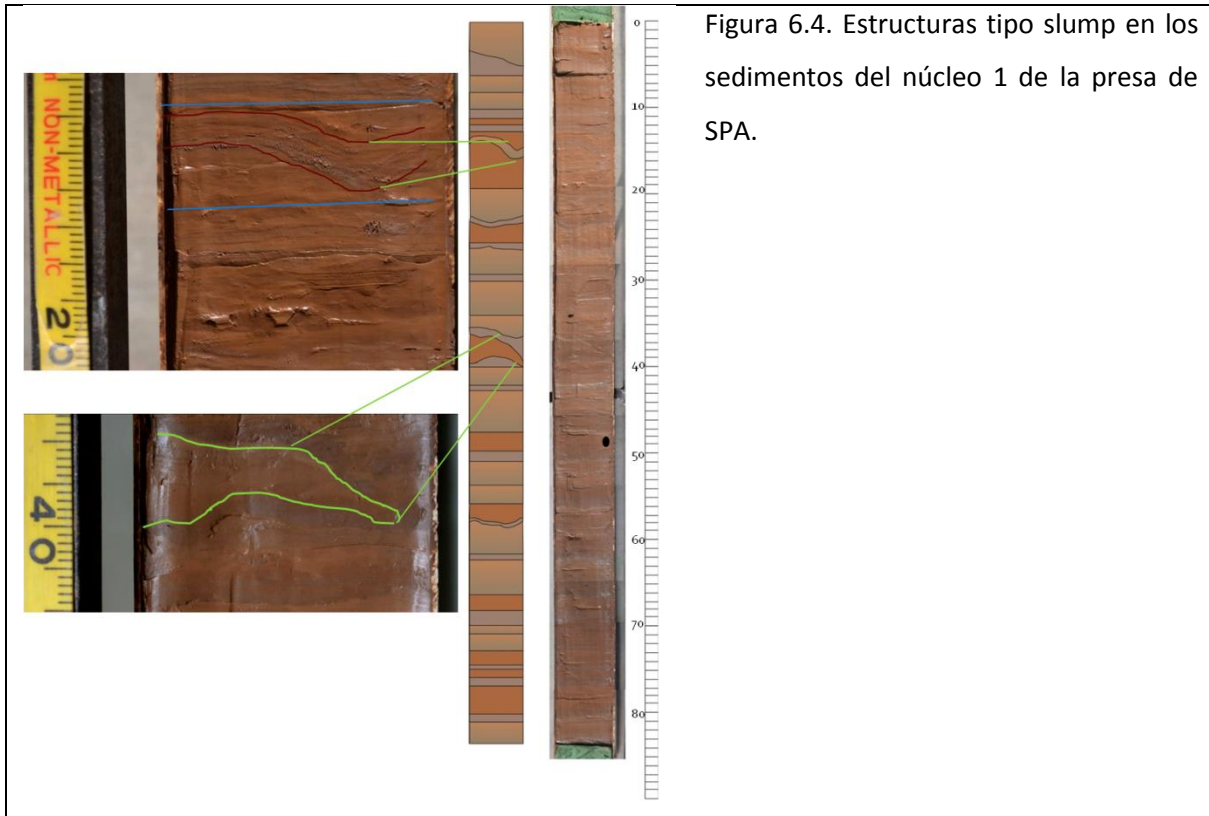


Figura 6.4. Estructuras tipo slump en los sedimentos del núcleo 1 de la presa de SPA.

Interpretación. Comúnmente a las estructuras de *slump* se les asocia a inestabilidades gravitacionales de los sedimentos, principalmente a sistemas de fuerza lateral (Moretti y Sabato, 2007), relacionados a movimientos de pendientes, aún en pendientes de bajo grado ($<5^\circ$). Generalmente se trata de pequeñas estructuras (mm a dm de espesor) comúnmente en depósitos laminados, en ambientes deposicionales carentes de pendiente (Montenat *et al.*, 2007), aún más cuando se deposita un paquete de sedimentos en una pendiente, es a menudo inestable incluso con pendientes de bajo grado. No obstante, llegan a formarse estructuras de varios metros de espesor, tal es el caso del slump de Acambay (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010) y el de Ixtlahuaca (Benente, 2005; Velázquez-Bucio *et al.*, 2013).

Estructuras masivas corresponden a homogenitas; los sismoslumps y las homogenitas difieren radicalmente en estructura como resultado de distintas

consistencias de los sedimentos, mientras más fluido sea éste, corresponderá a una homogénea y si es plástica/cohesiva, se trata de un *sismoslump* (Montenat *et al.*, 2007).

Si el material es afectado por choque de un sismo o sufre adición sedimentaria repentina se produce hundimiento de material (Nichols, 2009) o su desplazamiento de manera que afecta la horizontalidad del estrato debido a la ruptura en la pendiente original, en ocasiones consideradas también como laminación convoluta, formadas como resultado de la licuefacción de los materiales. Los estratos deformados se muestran en forma de pliegue con la cresta del *slump* típicamente orientada hacia la dirección de la pendiente; los niveles inferiores transportan a los superiores sin afectar la sucesión original de los estratos (Schillizzi *et al.*, 2010). Cuando los pliegues del *slump* no muestran un posterior aplanamiento, esto sugiere una fase de deshidratación contemporánea a la formación del *slump* y por consiguiente, una débil compactación *post-s slump*. Un sismo puede provocar una amplia variedad de inestabilidades de pendiente, esto incluye avalanchas “*on shore*”, deslizamientos, *slumps* y caídas y *offshore*, flujos de masa y turbiditas (Becker *et al.*, 2005) y ocasionalmente se les puede correlacionar con otros tipos de sismitas generadas por un mismo evento (Bowman *et al.*, 2001). De acuerdo con Rodríguez-Pascua *et al.* (2000), los *slumps* pueden ser generados por causas tectónicas/sedimentarias como arrastre externo de desbordamiento de masas, inclinación de plataformas por sobrecarga de sedimentos, sismos, entre otras, causando la modificación del estrés tangencial en pendientes. En una pendiente de bajo grado, como en San Pedro El Alto (<5°), la deformación podría iniciar solo después de una reducción de la resistencia al corte en los depósitos parcialmente consolidados (e.j. Owen, 1987; Martín-Chivelet *et al.*, 2011). Por lo tanto, el posible agente disparador podría ser un sismo, ya que los *slumps* en esta zona son generados en planos casi horizontales en donde la gravedad tendría muy poco efecto y donde se necesitaría una “sacudida” sísmica para su generación. Además, estas, al igual que las otras estructuras descritas aquí, están enmarcadas en el tiempo; tanto la capa superior como la inferior presentan horizontalidad y carecen de deformación.

La falta de conocimiento sobre la edad de los distintos materiales en este estudio impide la correlación de las estructuras, sin embargo, como afirman Monecke *et al.* (2004), la presencia de múltiples *slumps* implica una fuente disparadora local, tal como puede serlo un sismo, lo cual puede ser usado como un registro de la secuencia de eventos sísmicos (Montenat *et al.*, 2007). Además, el hecho de que la misma estructura se encuentre fallada y con aproximadamente 2 cm de desplazamiento vertical (figura 6.2a, b) indica que un segundo evento sísmico afectó el slump previamente formado por un primer evento. Según Sims (1973), pliegues de bajo ángulo inician a formarse en sedimentos lacustres, constituidos por limos y arenas cuando ocurren sismos con magnitudes mayores a 6.5, involucrando espesores de sedimentos de 4 a 5 centímetros. Por las características observadas, tipo de material y espesor de los estratos, de acuerdo a la escala ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007), el efecto de estas estructuras identificadas en San Pedro El Alto, corresponde a una intensidad VIII.

6.2.2. Estructuras en flama y de carga.

Estas estructuras están presentes a lo largo de la TRSPA1, en una capa limo-arcillosa de 5cm de espesor, con mezcla de arena volcánica fina color café oscuro (figura 6.5). Su tamaño varía entre 0.5 y 4 cm de alto. Esas estructuras son semejantes y relacionadas a las estructuras de carga, como observan Topal y Öskul (2014) en la cuenca Denizly, en Turquía. Sismos de magnitud 5 pueden dar lugar a la formación de estructuras en flama en grandes áreas; la licuefacción de limos causada por el choque sísmico da como resultado el flujo ascendente de las partículas, que se introducen en la capa superior, formando flamas (Ambraseys, 1988; Audemard y Santis, 1991; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Los sismos de baja magnitud no tienen suficiente duración como para permitir que las estructuras alcancen esta forma (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000).

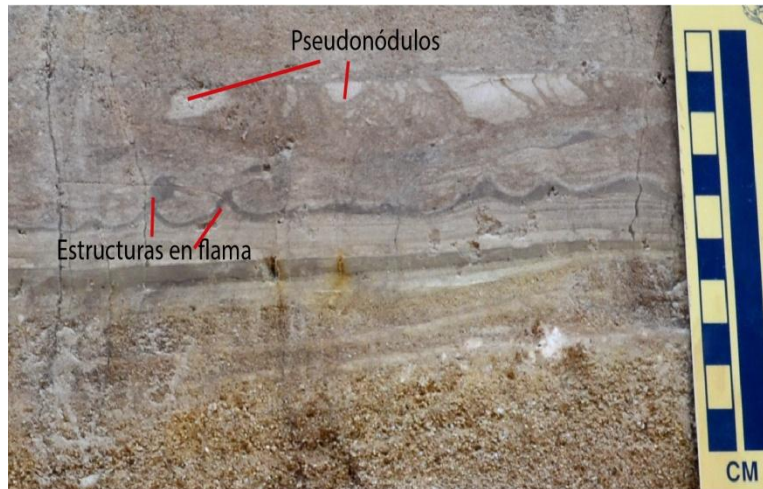


Figura 6.5. Estructuras en flama identificadas en la TRSPA1

Interpretación. Relevantes estudios de sedimentología (ej. Nichols, 2009), sugieren que estas estructuras son moldes de carga. El fenómeno se trata de un reajuste gravitacional parcial asociado a estructuras de carga (Ezquerro *et al.*, 2015), cuando un material de baja densidad es cubierto por otro de más alta densidad, lo cual causa inestabilidad y sobrepresión en la capa de menor densidad, lo que hace que el material intente escapar hacia la superficie y deforme su cima introduciéndose en la capa superior. Su desarrollo se debe a diferencias en la viscosidad entre los sedimentos y algunas veces a su reacción como intrusiones diapíricas (Topal y Öskul, 2014). Sin embargo, en las estructuras de flama identificadas en San Pedro El Alto (figura 6.5), la diferencia de densidad de los materiales no sugiere ser la causa o la única causa de la formación de las estructuras. Se trata de una capa de limo color café oscuro que presenta licuefacción formando las estructuras en flama y le sobryace una capa de ceniza volcánica muy fina de menor densidad. Tomando en cuenta que éste no es un lago de alta energía y la zona no presenta un alto grado de pendiente, las estructuras podrían relacionarse a un origen sísmico, incluso si el material limoso es más susceptible a la licuefacción que la ceniza volcánica. En algunos casos, en los que no existe una marcada diferencia de densidades, la fuerza está asociada con variación lateral de la carga de sedimentos cuando el substrato es licuefactado y pierde su capacidad de soporte. En el caso del área de San Pedro El Alto, el

estrato que incluye estas estructuras se ha considerado como parte de un paquete de estratos testimonio de un evento sísmico que ha afectado el material y generado estructuras de deformación, el cual incluye una capa superior con pseudonódulos (figura 6.5). La intensidad asignada para estas estructuras en la escala ESI 2007 es de VII.

6.2.3. Pseudonódulos

Consisten en estructuras de deformación compuestas de masas aisladas de sedimentos de varias morfologías (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000) inmersos en una capa de densidad contrastante. Los pseudonódulos fueron identificados en tres niveles de la TRSPA1 (figuras 6.1, 6.6, 6.7.a,b,c), el de mayor profundidad, con pseudonódulos de ceniza volcánica con longitud de poco más de 10 cm (figura 6.6) en una capa de arena volcánica fina. El nivel que le sigue en donde se encuentran estas estructuras muestra las longitudes mayores de pseudonódulos de más de 50 cm y con la misma litología (figura 6.7a).

En el estrato superior, estas estructuras son generalmente de un tamaño entre 2 y 4 cm de longitud (figura 6.7b), pocos son los que llegan a medir más de 5 cm y se encuentran a lo largo de toda la trinchera 1, con una morfología muy regular a lo largo de cada estrato. Una serie de diques clásticos separa y “encapsula” un paquete de estructuras de deformación tipo pseudonódulos (figura 6.7c), constituidos por limo y arena, cuya estratificación es cortada por los diques. Las esquinas de la superficie basal se redondean hacia arriba y la parte superior es una superficie plana cubierta por una capa uniforme de material color marrón.



Figura 6.6. Pseudonódulo compuesto por ceniza volcánica en TRSPA1. ESI2007 VIII

Interpretación. Este tipo de estructuras se relaciona a inestabilidad gravitacional entre dos capas de distinta densidad. Normalmente, en el caso de un *shock* sísmico o carga repentina, el material más denso se hunde en el material de menor densidad cuando los granos son reacomodados por licuefacción. En los sedimentos aquí analizados, el material encapsulado es de menor densidad que en el que se encuentra inmerso. Aquí, a diferencia de los casos descritos en la literatura (donde el material más denso se hunde en el menos denso), parece que es la inyección de la capa inferior la que asciende y forma los diques por fluidificación, encapsula la ceniza volcánica y forma pseudonódulos de menor densidad que la capa que ahora los cubre. Una explicación puede ser que al momento de la agitación sísmica, la licuefacción de la arena volcánica fina o lapilli disminuya su densidad y resistencia permitiendo el hundimiento de la ceniza fina y la formación de las estructuras (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Los pseudonódulos, podrían formarse con eventos de magnitud probablemente igual o arriba de 6 (Rodríguez-Pascua *op cit.*). En la escala ESI 2007 corresponden a una intensidad VIII.

6.2.4. Diques clásticos

En San Pedro El Alto, los diques clásticos fueron observados en los sedimentos de la TRSPA1. Éstos forman conductos verticales discordantes que atraviesan la laminación horizontal sedimentaria (figura 6.7c). El sedimento que rellena los conductos se compone

de una mezcla de limo y arena volcánica fina de color café oscuro. Su tamaño varía entre 2 a 5 cm de altura y 1 a 2 cm de ancho. Las partes superiores de los diques terminan formando finas láminas en la base de la capa superior, compuestas de arena volcánica fina. La base de la capa de alojamiento se redondea hacia arriba en las esquinas. Estas estructuras se relacionan con las estructuras de pseudonódulos descritas anteriormente. Otro dique clástico se observó en la misma TRSPA1, éste involucra material arenoso con una mezcla de limo arcilloso introducido en ceniza volcánica fina (*ash*) (figura 6.7d); su longitud alcanza solo los 5 cm.

Interpretación. El principal mecanismo que forma los diques en ambientes lacustres es el fracturamiento hidráulico (Olson *et al.*, 2005). Estas estructuras pueden formarse cuando las arenas son licuefactadas, posiblemente como consecuencia de un *shock* sísmico. El material saturado en agua (arena y limo en el caso de SPA) se mueve hacia arriba con elevada presión de poro (Topal y Öskul., 2014). En la literatura se ha descrito a los diques como material inyectado en las capas sobrayacentes como resultado de choques sísmicos, relacionados al fenómeno de hidrofracturamiento, que en algunos casos esos diques son la “raíz” de volcanes de arena (Montenat *et al.*, 2007). En base a la descripción de diques similares dada por distintos autores (ej. Audemard y De Santis, 1991; Obermeier, 1993, 2005), Rodríguez-Pascua *et al.* (2000; 2010), se concluye que estas estructuras relacionadas con la sismicidad local han sido generadas por eventos sísmicos de M5 a M8, mismo rango de-magnitud requerido para la formación de las estructuras en almohadilla en litoral marino, depósitos fluviales o deltaicos (Cojan y Thiry, 1992; Guiraud y Plaziat, 1993; Obermeier *et al.*, 1993; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000) y por lo tanto, son relevantes en la evaluación del peligro sísmico de una región (Obermeier, 2005). La intensidad para ellas en la escala ESI 2007 corresponde a VII-VIII.

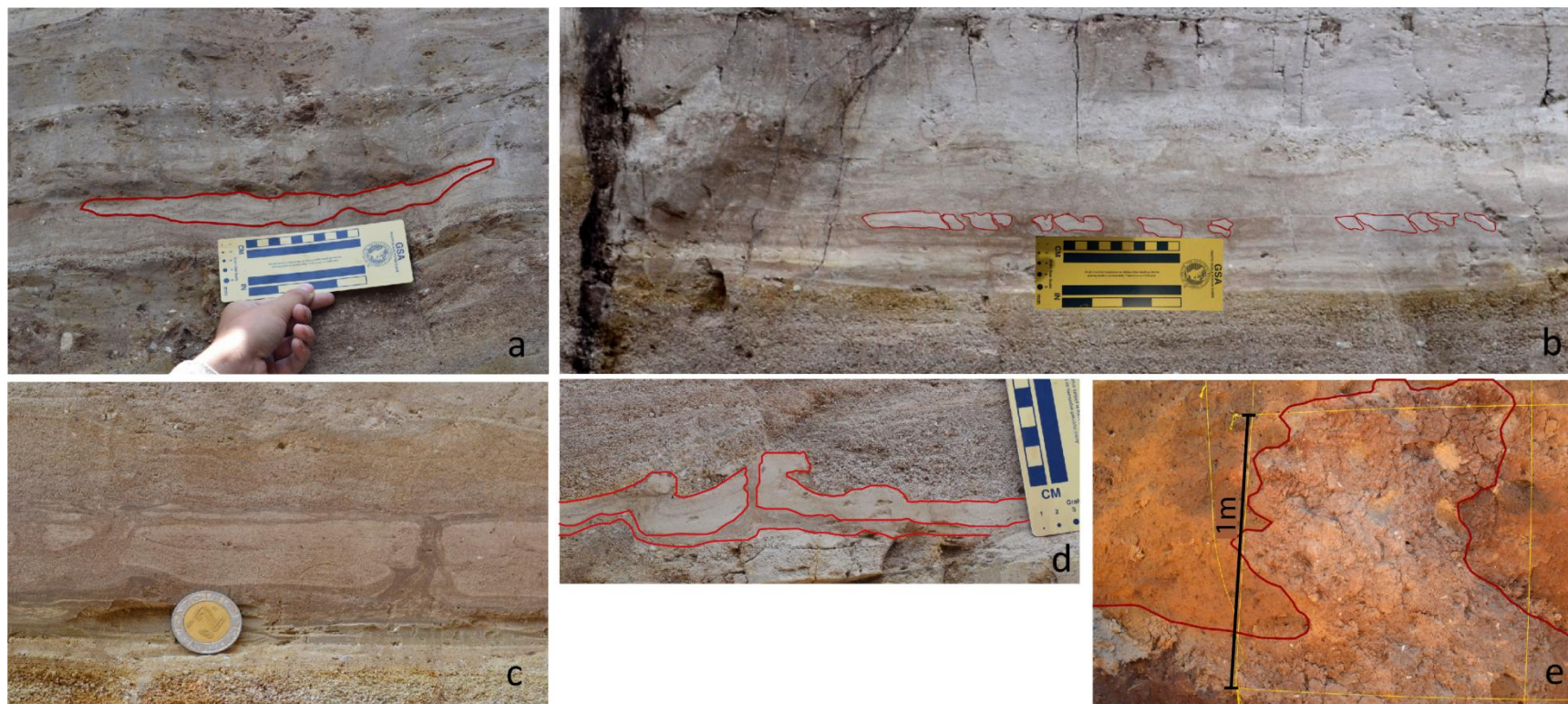


Figura 6.7. Distintas estructuras de deformación generadas por actividad sísmica en San Pedro El Alto. a) Pseudonódulo de ceniza volcánica inmerso en una capa de arena volcánica fina. b) Pseudonódulos de pequeñas dimensiones identificados a lo largo de toda la TRSPA1. c) serie de diques clásticos que separa y “encapsula” un paquete de pseudonódulos. d) Dique compuesto por limo arenoso que se introduce en ceniza volcánica fina. e) Diapiro formado por la licuefacción de arcilla hacia la superficie.

La fluidificación de los materiales puede algunas veces resultar en el ascenso del sedimento para formar diques verticales (figuras 6.7c, d), cuando ocurre una fractura por encima de una capa que ha sufrido sobrepresión y la presión ascendente de agua por acarreo de sedimentos dentro de la grieta, hacia la superficie (diques de intrusión). O formados por la introducción de material (figuras 6.8a, b, c) también por sobrepresión o por simple relleno de grietas o fisuras desde la superficie (diques neptunianos). Las dos categorías se presentan en procesos sísmicamente inducidos y los dos son comúnmente asociados a grandes zonas de fallas activas. Esta asociación puede ser considerada como uno de los rasgos característicos de actividad sísmica en ambientes de extensión (Montenat *et al.*, 2007).

6.2.5. Grietas rellenas o diques neptunianos.

Las grietas rellenas en SPA son principalmente fracturas rellenas con arcilla oscura que cortan capas de arena fina, limo y ceniza volcánica (figura 6.8a,b, 6.9a,b). La arcilla que funciona como material de relleno, proviene de un estrato inferior al suelo actual. La mayoría de las grietas están rellenas desde la base de la trinchera, aproximadamente a 3.50 m de profundidad y su anchura o abertura es de 1 a 3 cm, excepto para la grieta de la TRSPA3, en la cual el ancho es más de 30 cm. En la mayoría de los casos las grietas son verticales, introducidas en el material volcánico; las más largas cortan la secuencia volcano-lacustre. La orientación de estas estructuras similar a la de las estructuras de falla principales del sistema de fallas central del graben de Acambay.

Interpretación. Las grietas son aberturas que ocurren en la superficie debido a la actividad sísmica o causadas por una solución a través de procesos de erosión cárstica (Nichols, 2009). También pueden ser el resultado de extensión, relajación de escarpe, sobrecarga o dispersión lateral, que en algunos casos necesitan un mecanismo disparador como un sismo. De acuerdo con Nichols (2009), las grietas se distinguen de los diques neptunianos porque el estrechamiento o forma cónica de estos es hacia la base, se pueden rellenar con cualquier tamaño de clastos (*breccia común*), y pueden mostrar fases múltiples de

apertura y llenado cuando se relacionan con los sismos. Los diques neptunianos, rellenos de arriba hacia abajo, son el resultado de la extensión en sedimentos cohesivos (Moretti y Sabato, 2007; figura 6.8c). En este caso, después de la apertura, las grietas o diques neptunianos se rellenaron con arcilla oscura desde un estrato superior. Las grietas tanto de la TRSPA1 como de la TRSPA2 contienen material de relleno de una edad de 41,000 – 41,500 Cal. BP, lo que sugiere que fueron generadas por un mismo evento. Dado que las grietas observadas son generalmente de menos de 10 cm de ancho. De acuerdo con la escala ESI 2007 estas estructuras corresponden a la intensidad VII-VIII.

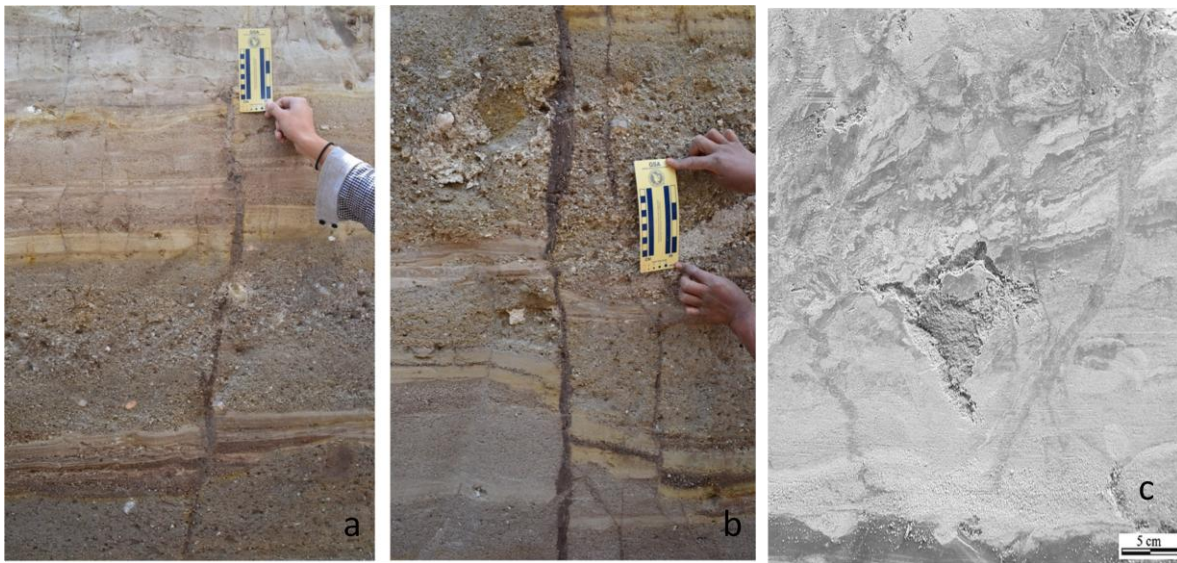


Figura 6.8a, b. Grietas rellenas de material reciente (diques neptunianos). ESI2007-VII). c. Dique neptuniano (Moretti y Sabato, 2007).

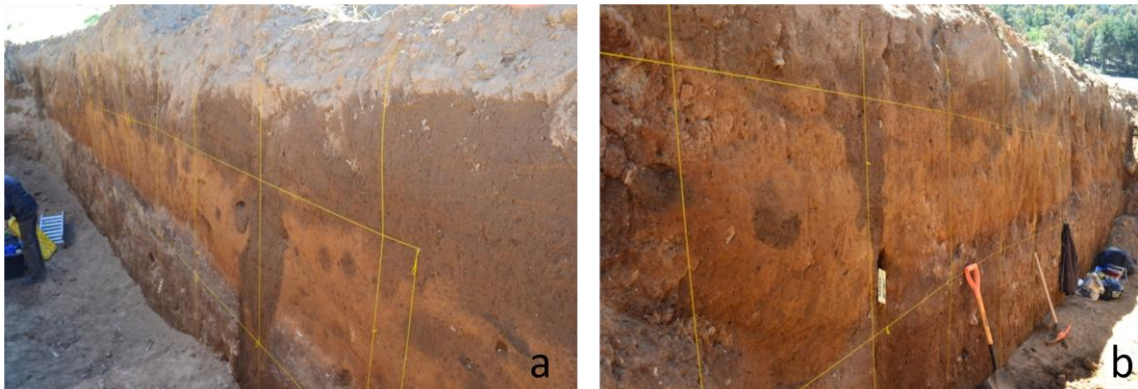


Figura 6.9. Dique neptuniano de la trinchera 3 (TRSPA3) de San Pedro El Alto, paredes a)E y b)O

6.2.6. Diapiro o “gran estructura de inyección”

Existen otras estructuras como los volcanes de arena pero que no llegan a la superficie, que están compuestas principalmente por materiales finos, a menudo con cimas oblicuas y con terminaciones hacia arriba. Dependiendo del material de la capa que le sobryace, su consistencia y homogeneidad, la intrusión puede ir a través de algunos metros de ésta (Montenat *et al.*, 2007). La estructura identificada en San Pedro El Alto consiste en la licuefacción de un gran cuerpo de sedimento que resultó en la formación de una estructura en forma de diapiro de casi un metro de longitud en la TRSPA3 (figura 6.10a). Esta estructura está compuesta por un material arcilloso color rosado, que corta hacia la superficie a la unidad que le cubre. Su formación se produce al inyectarse el material arcilloso cuando la presión de porosidad corta al material que está por encima de éste.

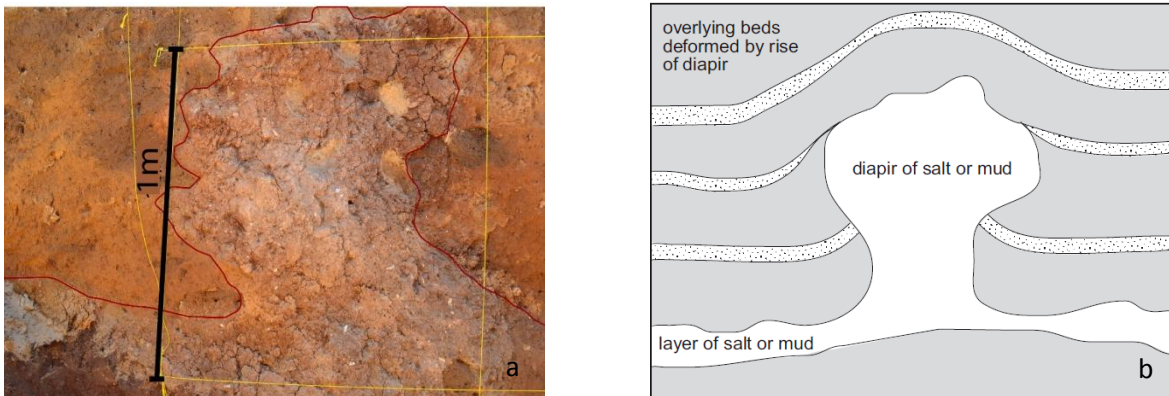


Figura 6.10. a) Diapiro formado por arcilla color rosa que penetra la capa superior de material volcánico. b) esquema de la formación de un diapiro, reportado por Nichols (2009).

Interpretación. Este tipo de estructura se forma por movilización de sedimentos no consolidados y con sobrepresión (Owen *et al.*, 2011) cuando el sedimento es transportado por expulsión agua o gas. Cuando hay una introducción de material desde la superficie hacia la base en un sitio, la presión de poro se incrementa y da paso a la inyección de material desde la base hacia la parte superior en otro sitio (figura 6.10b). De acuerdo al

tipo y tamaño de la estructura y material afectado. La intensidad en la escala ESI 2007 para la estructura es VIII.

6.2.7. Escarpes de falla.

Este tipo de deformación afecta varios estratos en el área de estudio, con rangos de algunos decímetros de desplazamiento vertical. En las trincheras y afloramientos, los estratos (figura 6.8a, b, 6.11) son desplazados de 2 a 66 cm. La litología de las unidades afectadas involucra intercalaciones de material volcano-lacustre. En algunos de los sitios están asociadas con las grietas rellenas, descritas previamente.



Figura 6.11. a) Desplazamiento de estratos de la trinchera SPA1 b) Desplazamiento de estratos en la trinchera SPA3. ESI 2007 IX-X.

Interpretación. Estas estructuras ocurren cuando el material no tiene suficiente plasticidad y la licuefacción de los sedimentos es imposible. Los sedimentos pobremente consolidados y saturados en agua muestran una deformación dúctil, tendiente a frágil si existe una pérdida de fluidos o volumen, mientras que aquellos más consolidados y compactos, con menor saturación de agua, tendrán siempre un comportamiento frágil (Newerth *et al.*, 2006). El resultado durante un evento sísmico es un comportamiento frágil importante en algunas áreas; la coexistencia de estructuras de deformación dúctil y

frágil puede relacionarse a una compactación diferencial que determina la presión de poro de los sedimentos. De acuerdo a la escala ESI 2007, tales estructuras corresponden a una intensidad de IX - X si se toma como referencia el desplazamiento que causó la ruptura superficial reportada por Urbina y Camacho (1913) para el sismo de 1912 en el área de San Pedro El Alto y el desplazamiento de estratos analizado en este trabajo (TRSPA2), el cual alcanza 66 cm.

6.3. DISCUSIÓN ACERCA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN EN LA ZONA DE SAN PEDRO EL ALTO

El análisis estratigráfico en la cuenca permitió la identificación de estructuras de deformación mediante la observación y estudio de afloramientos, extracción de 3 núcleos sedimentarios de la Presa de la localidad y la apertura y estudio de tres trincheras. El análisis de las estructuras se relaciona con un origen sísmicamente inducido, las estructuras son consideradas sismitas, evidencia de actividad paleosísmica del sistema central de fallas del graben de Acambay. Las estructuras de deformación en el área de estudio son producidas principalmente por licuefacción y fluidización y su principal fuerza impulsora ha sido la gravedad y diferencia de cargas. La morfología de las estructuras de deformación depende principalmente de la composición del registro estratigráfico y su reología, así como del mecanismo de deformación (Owen y Moretti, 2011; Ezquerro *et al*, 2015). No obstante, el mecanismo disparador que inicia la deformación de tales materiales, da importante información de las condiciones prevalecientes de la actividad y evolución de las cuencas (Owen y Moretti, 2011). Entre los mecanismos disparadores más comunes podemos referirnos a condiciones de estrés por hielo, olas, carga de sedimentos, tormentas y sismicidad. Por la ubicación geográfica de México, la formación de estructuras de deformación generadas por corrientes glaciales está descartada. Su asociación a corrientes de marea (ej. Greb y Archer, 2007) se encontraría en lagos profundos; la presa de San Pedro el alto es un cuerpo de agua superficial en el que no se da lugar a la formación de olas o corrientes producidas por tormentas, por lo que también

se descarta esta posibilidad, ya que para que las olas de tormenta produzcan licuefacción, necesitan estar por encima de los 6 m de altura (Alfaro *et al.*, 2002; Shillizzi *et al.*, 2010). No se observaron estructuras sedimentarias como estratificación cruzada causada por fuertes corrientes u olas, lo cual excluye la posibilidad de estructuras de deformación originadas por impactos tales como bombas volcánicas, caída de rocas, tormentas o corrientes de arrastre capaces de producir licuefacción y fluidización de sedimentos. La mejor explicación de un mecanismo disparador para las estructuras del caso presente es la actividad sísmica. La ocurrencia de estructuras en un horizonte continuo, es otro indicador. Los sismos facilitan la desestabilización del nivel freático y causan una mayor fricción y destrucción de la cohesión de los materiales. Adicionalmente, los sismos pueden causar la fluidificación de sólidos granulares, evidenciado por la presencia de estructuras en flama y de deslizamiento (*slumps*) caracterizadas por deformaciones y fracturas (Shillizzi *et al.*, 2010).

Por lo tanto, considerando el paisaje sísmico (*sensu* Michetti *et al.*, 2005) de la región y las características de las estructuras de deformación, se puede concluir que el mecanismo disparador más probable fue la actividad sísmica. Las estructuras descritas aquí, son semejantes a estructuras de deformación reportadas por varios investigadores en otras áreas de estudio (Montenat *et al.*, 2007; Nichols, 2009; Shilizzi *et al.*, 2010). Su desarrollo se asocia a cuencas en un ambiente extensivo con fallas normales que controlan su geomorfología y evolución.

Los diques y pseudonódulos identificados en SPA son particularmente semejantes a las estructuras reportadas por Rodríguez-Pascua *et al.*, (2010) en Tierras Blancas, dentro del mismo graben de Acambay, las cuales están relacionadas a eventos sísmicos generados por las principales estructuras de falla del graben, asociados a magnitudes ≥ 5 . La intensidad de los efectos generados con el sismo de Acambay de 1912, bajo el análisis de la escala ESI 2007 se ubica en VIII-X, con importantes y destructivas consecuencias en las poblaciones del área macrosísmica (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

De acuerdo con los criterios establecidos por (Bowman *et al.*, 2004), se sugiere que las estructuras de San Pedro EL Alto pueden ser consideradas sismitas. Estos criterios son considerados como prerequisites para poder considerar estas estructuras como generadas por acción sísmica (Allen, 1986; Obermeier, 1996):

- 1) Ubicación dentro de una zona de actividad sísmica activa. Este primer criterio queda totalmente justificado en nuestra zona de estudio al encontrarse inmersa dentro del graben de Acambay, una de las zonas sísmicamente más importantes del país (Ortuño *et al.*, 2012) en donde varios de los segmentos de falla han dejado el registro de actividad sísmica reciente y forman parte del sistema de fallas central del mismo graben.
- 2) Sedimentos no consolidados, limos y arenas con bajo nivel de cohesión. La secuencia sedimentaria de la cuenca se conforma de sedimentos lacustres con intercalación de material piroclástico no consolidados, lo que ha dado lugar a la deformación sobre todo de tipo dúctil que ha quedado registrada en los sedimentos como estructuras de deformación por licuefacción y fluidificación. Cabe señalar que, aunque estamos en una zona volcánica, solo se observan depósitos distales de actividad volcánica explosiva. Esto descarta la posibilidad de que las estructuras sean generadas por sismos de actividad volcánica, que generalmente son de $M < 5$. Si bien el área de estudio se ubica en la caldera de volcán Temascalcingo, su actividad data de 1 Ma (Roldán Quintana *et al.*, 2011). En la actualidad no hay edificios volcánicos activos recientemente lo suficientemente cerca como para generar las estructuras identificadas.
- 3) Semejanza de estructuras con aquellas que han sido producidas experimentalmente en laboratorio bajo condiciones de vibración por un sismo inducido experimental o artificialmente y reportadas como sismitas (Hempton y Dewey 1983; Scott y Price, 1988). Las estructuras identificadas y su comparación con las estructuras identificadas en distintas zonas por varios investigadores y su reproducción en laboratorio coincide con las identificadas en San Pedro El Alto, así

como las estructuras que han sido reportadas por Rodríguez-Pascua *et al* (2010) en Tierras Blancas dentro del mismo graben de Acambay.

- 4) Exclusión de formación a causa de gravedad. La identificación de estructuras en su mayor parte fueron encontradas en terreno en donde la pendiente es de bajo grado (<5), por lo que su formación a causa de deslizamiento de sedimentos sin un sismo como mecanismo disparador queda excluida.
- 5) Una posición “emparedada” estratigráficamente. Las estructuras de deformación deben mostrar a techo y piso, capas o estratos de material sin deformación, sin alteración en su estructura planar. Clara alternancia rítmica o capas deformadas con estratos sin deformación, podría estar indicando la naturaleza instantánea de un disparador sísmico (Rossetti, 1999) implicando que la deformación ocurrió muy poco después de la deposición (Jones y Omoto, 2000). Nuestras estructuras de deformación cumplen este criterio, la estratigrafía y su estructura planar se ve afectada exclusivamente en donde se ubican las estructuras; los estratos a techo y piso permanecen horizontales.
- 6) Continuidad lateral y abundancia regional. La deformación horizontal de los estratos afectados en el presente estudio no ha sido trazada a kilómetros de distancia debido a que se trata de una área de estudio de pequeña dimensión, sin embargo, el desplazamiento y estructuras de deformación son observadas en toda la zona y en las tres trincheras estudiadas así como en los sedimentos del cuerpo de agua.
- 7) Repetición cíclica de estructuras. Esto es de acuerdo al periodo de recurrencia de eventos sísmicos en la zona. Tal ciclicidad sin embargo, no es por sí sola indicador de origen sísmico; puede significar repetición de eventos deposicionales o repetición de licuefacción por inducción de onda (*wave-induced*). Sin embargo, la ciclicidad sí sugiere un periodo de recurrencia de eventos en nuestra zona. La secuencia estratigráfica contiene estructuras de deformación y estratos de la misma composición que las que no presentan deformación. La identificación de

secuencias sedimentarias afectadas indica por lo menos tres eventos en que el sistema de fallas central perturbó dicho paquete sedimentario.

Cada uno de los criterios anteriores no puede por sí mismo, corroborar un origen sísmico, sin embargo, los datos acumulados en nuestro sitio de estudio, sugieren que las estructuras fueron generadas por eventos sísmicos.

Tomando en cuenta que el contexto paleogeográfico de la zona durante la fase de sedimentación y hasta ahora, ha sido tectónicamente activa, se sugiere que el origen sísmico de las estructuras es lógico. De los argumentos anteriores, uno de los más fuertes para sugerir que la deformación fue inducida por efecto sísmico, es que los estratos con estructuras de deformación se encuentran entre estratos horizontales no deformados y que la intercalación de material (series o paquetes) con similares características y tamaño de grano se repiten en la misma columna estratigráfica, lo que descarta la influencia de diferencia de densidades como única posibilidad de origen.

Por su parte, el análisis de las estructuras analizadas en este trabajo, en la cuenca de San Pedro El Alto implica la existencia de estructuras de falla activas pertenecientes al sistema de fallas central del graben de Acambay. Esto es confirmado por las estructuras de deformación que corroboran el potencial sísmico del área y sugieren una intensidad en la escala ESI 2007 de VII-X.

Si bien no existe una metodología inequívoca para catalogar a las estructuras de deformación como sismitas, el análisis de éstas y su posible interpretación dentro de un contexto sismo-tectónico, aporta guías para la evaluación del peligro sísmico de la región, para lo cual es necesario caracterizar la “potencia” de la sacudida sísmica, que pudo haber producido tal estructura en un sitio específico, la localización del evento sísmico generador (epicentro y profundidad local) y eventualmente su tamaño, en términos de intensidad epicentral o magnitud del sismo (Chunga *et al.*, 2007). Este es el primer registro de estructuras de deformación inducidas por sismos en la cuenca de San Pedro El Alto, relacionadas a la actividad tectónica del sistema de fallas central del graben de

Acambay, en donde se tiene el registro de sismitas en Acambay y Tierras Blancas (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010). No obstante, la presente investigación pone de manifiesto que tales características o estructuras deben ser tratadas con cuidado a fin de obtener información confiable para la evaluación del peligro sísmico, aun cuando su origen cosísmico haya sido probado (Chunga *et al.*, 2007).

6.4. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN IDENTIFICADAS EN SAN PEDRO EL ALTO

El análisis estratigráfico en la cuenca de San Pedro El Alto y el sistema de fallas central del graben de Acambay permitió la identificación de 7 diferentes estructuras de deformación en capas deformadas consideradas como sismitas, de acuerdo a su origen por movimientos sísmicos que han quedado registradas en los sedimentos volcano-lacustres proximales. Tales estructuras corresponden al menos a tres eventos sísmicos. Las sismitas se relacionan con un control morfotectónico E-O y corresponden a pliegues y *slumps*, estructuras en flama, pseuonódulos, diques clásticos, grietas rellenas (diques neptunianos), estructura tipo diapiro y escarpes de falla.

Las estructuras de deformación identificadas en varios estratos de la columna estratigráfica de San Pedro El Alto corroboran la recurrencia sísmica al ser identificados distintos tipos de estructuras en la misma zona de la cuenca (tanto estructuras típicas de facies someras como correspondientes a ambientes más profundos). Aun si éste no es un cuerpo de agua de gran profundidad, en los sedimentos lacustres intercalados con material volcánico cercanos al actual cuerpo de agua se dio oportunidad a la formación de una variedad más amplia de estructuras, indicando que en el momento de la ocurrencia del evento los sedimentos se encontraban saturados en agua, lo que permite el desarrollo de estos tipos de sismitas, a diferencia de los sedimentos compuestos en mayor proporción de material volcánico, aparte de una mayor distancia al cuerpo de agua,

probablemente en facies más someras en donde se identificó una menor variedad de estructuras.

De acuerdo al análisis de las estructuras y su comparación con las estructuras reportadas dentro del mismo graben perteneciente al sistema de fallas Morelia-Acambay y a las reportadas en la literatura en otras zonas del mundo además de las generadas bajo experimentos de laboratorio (Ambraseys, 1988; Galli, 2000; Owen y Moretti, 2011), la magnitud mínima requerida para generar sismitas identificada en el área es M5. El análisis de las simitas bajo la escala ESI 2007 a su vez, corresponde a intensidades entre VII y X.

7. DIATOMEAS Y SUS RELACIONES CON LOS CAMBIOS PALEOAMBIENTALES GENERADOS POR RUPTURAS COSÍSMICAS

La acumulación de sedimentos permite que los estratos generados conformen un registro de los eventos más importantes en las cuencas hidrológicas. Las secuencias fluviales y lacustres presentan una excelente oportunidad para estudiar eventos paleosísmicos debido a la buena preservación y continuidad de registro sedimentario (Hempton y Dewey, 1983; Ricchi-Lucchi, 1995); no obstante, el estudio de las sucesiones estratigráficas de estas cuencas debe considerar eventos de vulcanismo y sismicidad. Las zonas costeras ya sean marinas o lacustres y en especial la línea de costa son afectada tras un evento sísmico, provocando inundaciones por subsidencia o desecamiento por elevación de la zona litoral, esto a su vez afectará además de infraestructura y población humana, a todo el ecosistema (Silva *et al.*, 2009), particularmente a las asociaciones de microorganismos que lo componen, por lo que pueden ser utilizados como bioindicadores.

Uno de los proxies más utilizado para realizar interpretaciones paleoecológicas son los frústulos de diatomeas ya que son óptimos indicadores biológicos; al tener un exoesqueleto compuesto por sílice, se conservan en los sedimentos y permiten conocer las variaciones paleoambientales de una cuenca lacustre. Las diatomeas son organismos unicelulares eucariotas, planctónicos o bentónicos pertenecientes a la clase *Bacilliarophyceae*. Morfológicamente se caracterizan por la presencia de un frústulo constituido por dos valvas; epiteca e hipoteca (figura 7.1), de sílice amorfa hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) que se unen en una región definida conectada por un cingulo. La estructura de los frústulos es finamente ornamentada y característica para cada especie. De acuerdo a su simetría, se dividen en dos grupos; Centrales (simetría radial) y Pennales (simetría bilateral). Bajo el microscopio óptico se les distinguen estrías, costillas y cingulums y en algunas especies las espinas, lo que permite la formación de colonias por la unión entre

células. El microscopio electrónico ha permitido obtener más detalle de la ultraestructura de la valva permitiendo renombrar y/o definir nuevos géneros y especies.

Sus características permiten la identificación a nivel especie, por lo que se les considera como indicadores ecológicos ya que las variaciones en las asociaciones definen cambios de salinidad, pH, alcalinidad del medio, energía de las corrientes y profundidad del cuerpo de agua. Estos organismos colonizan todo tipo de ambientes húmedos, en aguas dulces, salobres y marinas, gran parte de las especies son especializadas en un tipo de hábitat determinado. Sus propiedades fisicoquímicas específicas, permiten que sean excelentes indicadores de cambios en un cuerpo de agua (Round *et al.*, 1990).

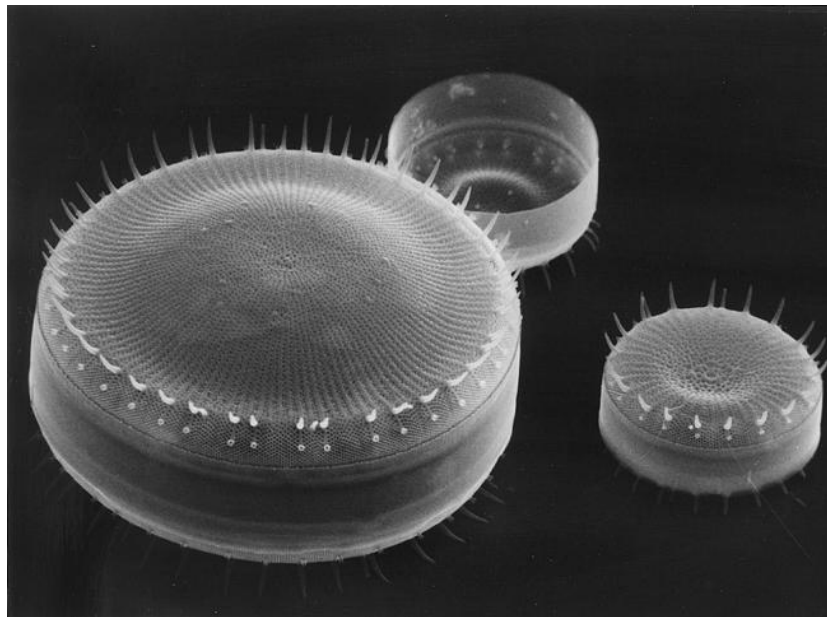


Figura 7.1. Frústulos de diatomea. *Stephanodiscus niagarae* (Ehrenberg) vista al microscopio electrónico. Imagen tomada de Stoermer y Smol (2009).

Las variaciones bruscas en las asociaciones de diatomeas, así como su fragmentación en correspondencia con cambios drásticos en la estratigrafía y sedimentación pueden testimoniar rupturas cosísmicas y erupciones volcánicas que ayudan a definir la evolución geológica de una zona en base al estudio detallado de la estratigrafía y la identificación de paleosismos (Estratigrafía Cosísmica). En otras palabras, las poblaciones de diatomeas aportan información sobre las condiciones naturales, las

relaciones espacio-temporales bajo las que ocurrieron los eventos y sobre las fluctuaciones en el nivel del agua, con lo cual es posible entender los factores ligados a rupturas cosísmicas del pasado en base a los resultados obtenidos de un estudio multidisciplinario. La integración de información sedimentológica, estratigráfica y geoquímica, en conjunto con las diatomeas presentes puede asociarse a cambios abruptos de elevación, subsidencia por efecto sísmico.

México se caracteriza por ser una zona sísmicamente activa, siendo los lagos del centro del país un laboratorio natural en donde se registran los efectos de este tipo de eventos. Tanto condiciones climáticas como los procesos vulcano-tectónicos han afectado la evolución de los grandes lagos del centro de México (Rodríguez-Pascua, *et al.*, 2010; Israde *et al.*, 2010). De tal manera, la variación en las sucesiones estratigráficas de diatomeas fósiles está estrechamente vinculada a la evolución vulcano-tectónica de México y a los cambios climáticos que han afectado este sector de México (Istrade-Alcantara *et al.*, 2005; Rodríguez-Pascua, *et al.*, 2010). Particularmente para el graben de Acambay, las diatomeas revelan tanto la influencia climática como la vulcano-tectónica que ha dado su configuración actual como parte su evolución desde el inicio de su desarrollo, hace 6 Ma (Suter *et al.*, 2001).

En la zona de estudio, dentro de la caldera del volcán Temascalcingo se ubica la presa de San Pedro El Alto dentro del graben. El cuerpo de agua se ubica en una depresión volcánica producto de la actividad del VT. Historicamente, este lago ha sido modificado artificialmente; como represa desde 1593 hasta 1856 como la presa actualmente existente. En esta zona quedaron registrados los efectos secundarios de eventos sísmicos como los de Acambay de 1912 ($M=6.9$) y de Maravatio en 1979 ($M=5.3$); (Cap. 6).

En algunas cuencas lacustres del mismo graben se han llevado a cabo análisis de diatomeas enfocados al estudio del cambio climático. En este trabajo (San Pedro El Alto) se realizó el primer estudio diatomológico a partir de la apertura de trincheras, la extracción de núcleos sedimentarios de la presa y la observación y análisis de afloramientos, en los que las asociaciones de diatomeas permiten utilizarlas como *proxy* y

realizar una interpretación del impacto que los eventos tanto geológicos como climáticos han influenciado en la zona. Por lo anterior, el objetivo del presente análisis es utilizar el registro microfósil para reconstruir los cambios medioambientales en el pasado utilizando a las diatomeas como indicadores. De esta forma se identificaron los cambios en la sucesión estratigráfica de diatomeas fósiles que puedan estar vinculados con la evolución sismo-tectónica. Este es un proceso de etapas múltiples que implica una comprensión de la ecología y la distribución de diatomeas, tafonomía, sedimentología y estratigrafía de la cuenca lacustre (Battarbee *et al.*, 2001).

7.1. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE DIATOMEAS

Después de realizar una descripción detallada de la estratigrafía de cada núcleo, se tomó una muestra a cada 3 cm de distancia, para el análisis de diatomeas y de acuerdo al método propuesto por Gasse (1980) basado en secado, pesado de 1 gr de muestra, posteriormente se agregan 100 mililitros de H₂O₂ para eliminar la materia orgánica, sucesivamente se agrega ácido clorhídrico con el objetivo de retirar los carbonatos presentes. Finalmente se realizan 6 enjuagues de agua destilada hasta que la muestra alcanza un pH neutro. Posteriormente cada muestra fue fijada en un portaobjetos con Naphrax, una resina con un alto índice de refracción (1.73).

Posterior al tratamiento de las muestras para la limpieza de las diatomeas, se realizó la determinación e inventario de especies existentes mediante un microscopio marca Olympus, modelo BX50 con un objetivo de 100X y en base a la bibliografía especializada principalmente Krammer y Lange-Bertalot (1988, 1997, 2004); Gasse (1980); Round *et al.*, (1990). Cuando la abundancia de valvas lo permite, se realiza un conteo de 300 valvas por lámina como mínimo con el propósito de definir las variedades morfológicas de especie, sin embargo, para las muestras procesadas se ha encontrado una baja cantidad de éstas, lo cual obliga a realizar la observación y en base a la especie dominante, subdominante y acompañantes, interpretar el ambiente característico al

momento que las diferentes asociaciones de diatomeas florecieron en las distintas etapas de la evolución de la cuenca.

Diatomeas

a) Observación preliminar de las muestras

Una vez obtenidas las muestras, se realizó la observación macroscópica y microscópica previa con la finalidad de detectar la presencia de diatomeas y materiales acompañantes. El análisis de los elementos nos permitió conocer a grandes rasgos las condiciones ambientales generales de la cuenca al momento del depósito.

b) Limpieza de muestras (Gasse, 1980)

Las muestras traen consigo una serie de contenidos orgánicos e inorgánicos que impiden la buena observación de las comunidades de diatomeas, por lo que se realizó la limpieza de dichas muestras.

Eliminación de materia orgánica y carbonatos:

- Se pesó 1 g de muestra seca en una balanza analítica de precisión estándar.
- En un vaso de precipitados se agregó agua destilada (lo suficiente para humedecer la muestra) y 25 ml de H₂O₂ diluido al 30% para la eliminación de la materia orgánica.
- Se calentó la disolución a temperaturas de 70 a 100°C (con parrilla en laboratorio y bajo campana de extracción) durante aproximadamente 3 horas hasta evaporarse el contenido quedando únicamente la muestra con poco líquido, teniendo cuidado de que en ningún momento llegara al punto de ebullición, puesto que las frústulas de diatomeas son susceptibles a fracturarse.
- Se agregaron 50 ml de agua destilada y 250 ml de HCl diluido al 30% para la eliminación de carbonatos. Se repitió el procedimiento anterior ahora con este ácido.

- Se retiró la muestra de la parrilla en el momento que alcanzó el volumen indicado y se dejó un corto tiempo a enfriamiento, para después aforar el contenido a 300 ml con agua destilada.

- La muestra se dejó sedimentar por 24 horas, posteriormente se decantó realizando un cambio de agua destilada, una vez más se deja decantar la muestra utilizando cambios de agua destilada hasta lograr un pH 7.

- En el momento en que la muestra alcanzó un pH neutro, se realizó el último cambio de agua aforando la muestra a 250 ml de agua destilada.

c) Montaje de las muestras

- Para poder ser observadas las valvas al microscopio, se deben homogeneizar las valvas decantadas en el vaso, con la ayuda de un agitador.

- La gota se toma preferentemente de la mitad del vaso de precipitados cuando el sedimento es agitado.

- La gota que se toma tiene un volumen de 200 microlitros, esto se hace con una micropipeta de puntas intercambiables (Finnpipette).

- El contenido de la micropipeta fue vaciado sobre un cubreobjetos, previamente colocado sobre una superficie plana y perfectamente nivelada para evitar la concentración de valvas en el centro o en uno de los lados del cubreobjetos, también es necesario que éste no se encuentre expuesto a corrientes de aire que lo puedan contaminar.

- La gota se dejó secar por lo menos un día entero para proceder al montaje.

- Para montar o fijar la muestra al portaobjetos, se utilizó una parrilla eléctrica, donde los portaobjetos previamente etiquetados son colocados a calentamiento y a una temperatura menor a los 100°C y por un tiempo no mayor a 7 minutos.

- Una vez que los portaobjetos alcanzaron la temperatura adecuada, se agregó una gota de nafrax (resina con un índice de refracción de la luz de 1.73).

- El cubreobjetos con la muestra se colocó sobre el portaobjetos con el nafrax dando un instante para permitir que la resina derretida ocupe toda el área del cubreobjetos.

- Para cada muestra se repite el procedimiento anterior.

d) Inventario taxonómico y conteo de valvas

El inventario taxonómico nos permitió conocer cada uno de los géneros y especies presentes en cada muestra; una buena caracterización es determinante para conocer las condiciones fisicoquímicas del medio en el que las algas se depositaron. Se debe llevar una relación de las abundancias relativas de especie por muestra, con lo que es posible determinar los resultados preliminares del estudio.

Previamente al conteo valvas, se realizó la determinación e inventario de especies existentes mediante observación microscópica.

e) Interpretación de resultados

El último paso consistió en realizar una descripción de las condiciones paleoambientales del cuerpo de agua a partir de los resultados obtenidos. Se realizó una consulta bibliográfica y la elaboración de una lista que nos permite conocer a detalle las características ecológicas de las especies así como las condiciones ambientales de las diferentes especies de diatomeas que en conjunto con otros parámetros geológicos se reconstruye la historia evolutiva de la zona.

7.2. DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTOS

Durante las visitas a campo en San Pedro El Alto se describieron y muestrearon afloramientos (figuras 6.1 y 7.2) en donde fuera posible observar evidencias morfológicas de rupturas cosísmicas actuales, tales como desniveles verticales, escarpes de falla,

contrapendientes, afectación de la estructura planar. Se trata de secuencias vulcano-sedimentarias correspondientes a distintos tipos de ambientes de sedimentación.

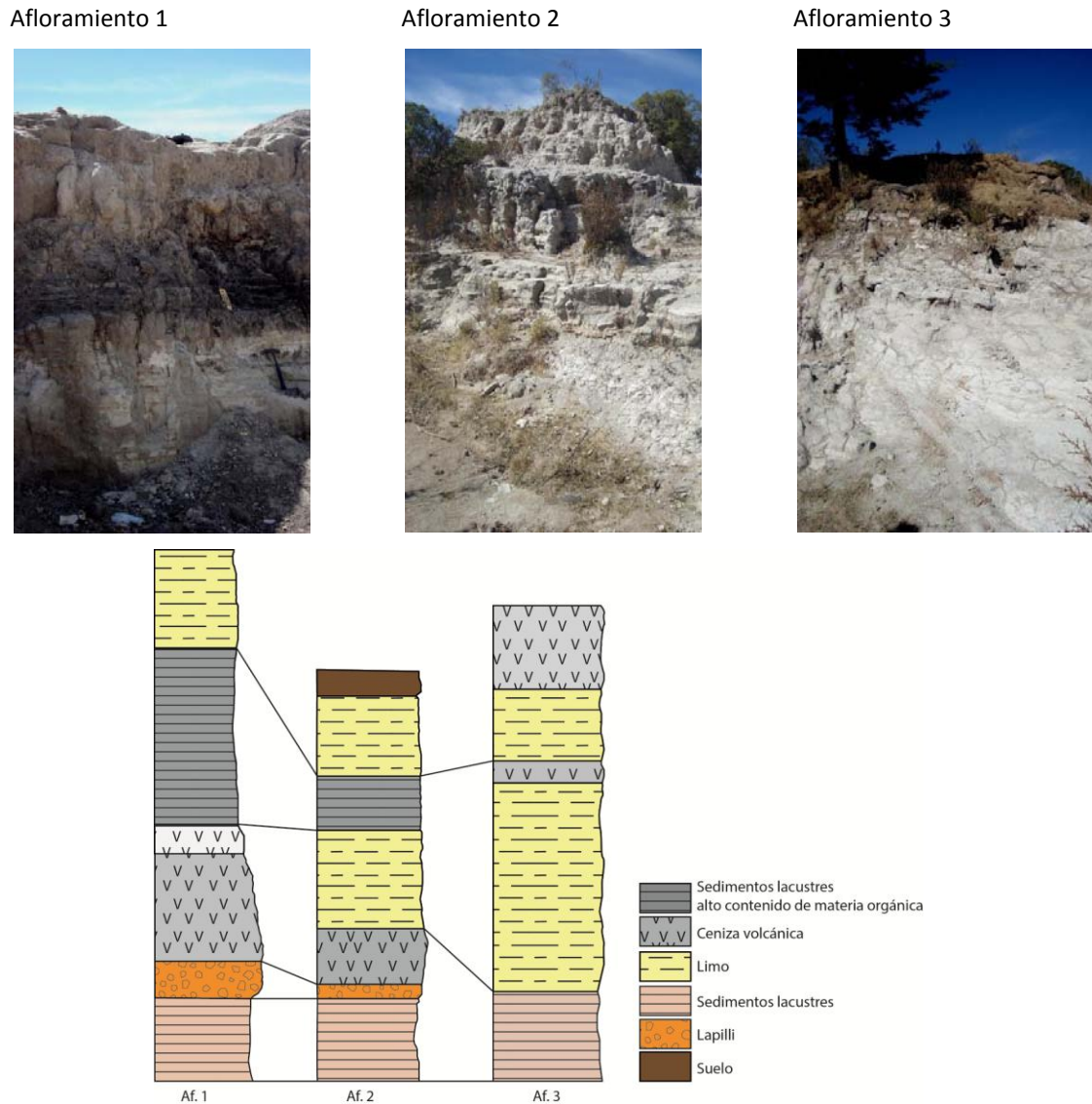


Figura 7.2. Serie de escarpes-afloramientos al borde de la parte sur de la presa de San Pedro El Alto.

El borde sur de la presa muestra una serie de escarpes con dirección preferencial E-O en donde aflora una secuencia lacustre constituida por arcillas oscuras laminares con

intercalaciones de arcilla con contenido de diatomita y abundante materia orgánica (figura 7.2).

La secuencia sedimentaria se compone principalmente por la intercalación de estratos de material volcánico con sedimentos lacustres compuestos por arcillas, limos con mezcla de diatomita. A partir de estos estudios se pudo reconstruir una columna tipo cuyos depósitos lacustres consisten de la base a la cima, en limos arcillosos mezclados con diatomita que presentan laminación. A esta unidad le sobreyace una alternancia de facies de limo arcilloso, mezcladas con arcilla con contenido de diatomita interestratificada que a diferencia de la unidad anterior, contiene en algunos niveles depósitos piroclásticos testimonio de actividad volcánica intermitente del área. Estos depósitos son a menudo, coronados por fina ceniza volcánica que funciona ahora como suelo y en ocasiones, de acuerdo a lo observado, es afectado por la actividad sísmica y el fallamiento de la zona.

7.3. MATERIAL DE TRINCHERA TRSPA1

La apertura de la TRSPA1, la más cercana a la presa del lugar (figura 6. 1), permitió la toma de muestra de material que rellena las estructuras identificadas como grietas abiertas como efecto de un evento sísmico. El estrato compuesto por sedimentos lacustres con alto contenido de materia orgánica se correlaciona con los estratos de alto contenido en materia orgánica identificados en los afloramientos anteriormente descritos. Este estrato fue el único ideal para la observación de diatomeas en la trinchera, debido a que el material de la columna estratigráfica de la TRSPA1 (figura 7.3) se compone principalmente de una mezcla de material volcánico con algunos niveles de limo y arcilla con bajo o nulo contenido en diatomita. No obstante, el nivel analizado muestra en su cima una gran cantidad de valvas de especies de diatomeas Pennales (figura 7.4).

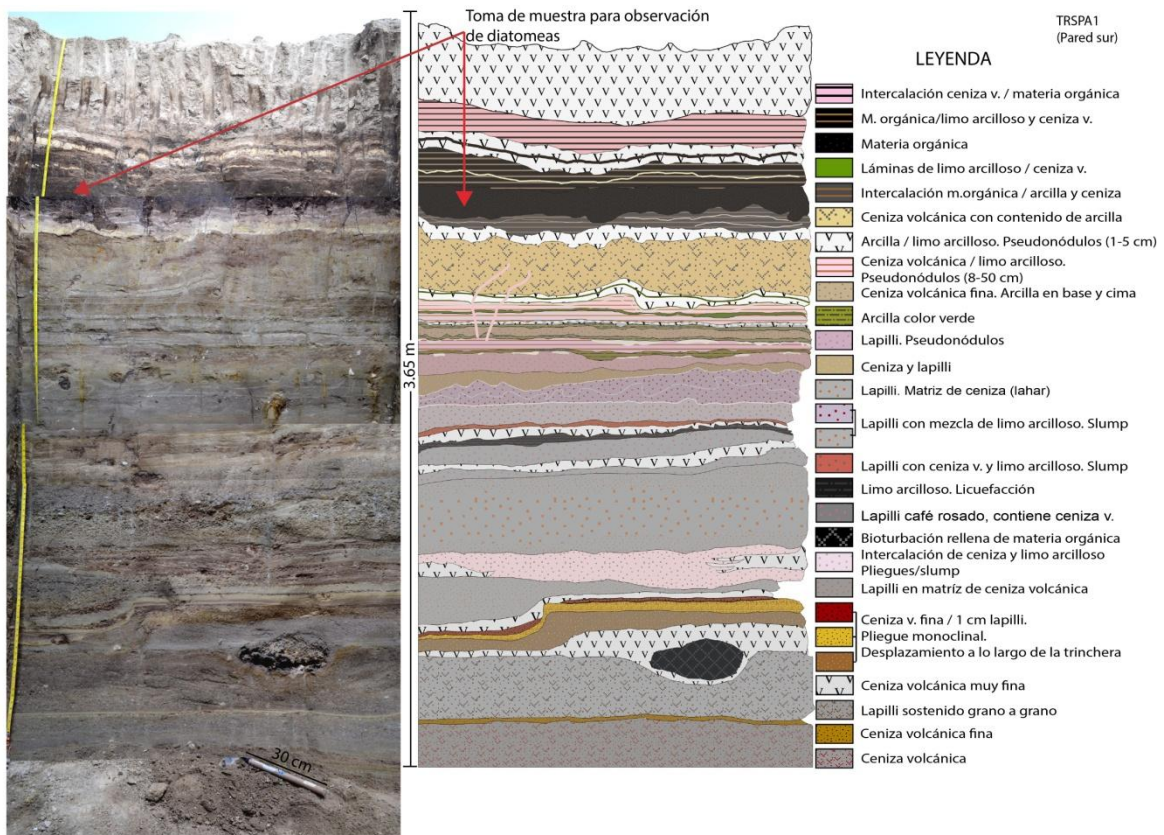
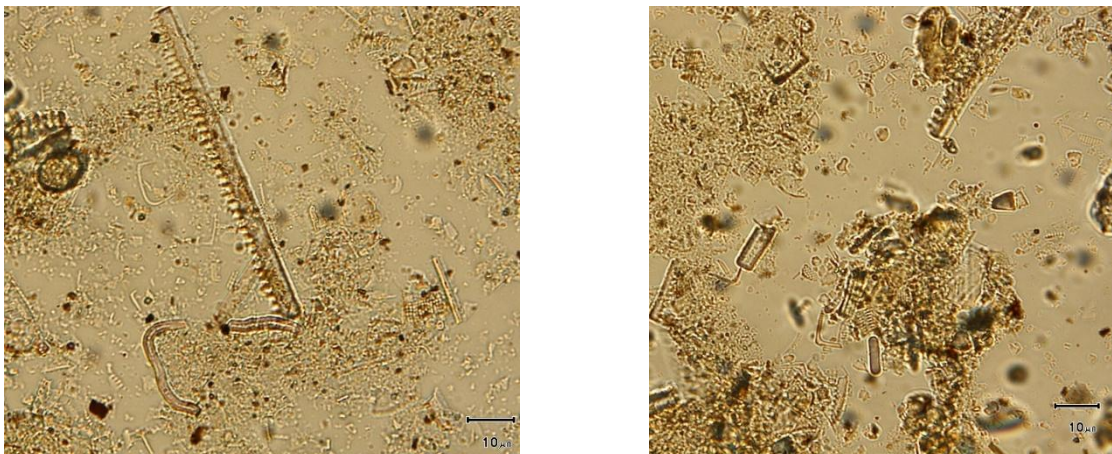


Figura 7.3. Columna estratigráfica de la TRSPA1. El estrato color oscuro anterior a la cima presenta alto contenido en materia orgánica y valvas de diatomeas de especies Pennales con alto grado de fragmentación.

La fragmentación de las especies se presenta incluso en las especies de mayor talla y más robustas (figura 7.4):



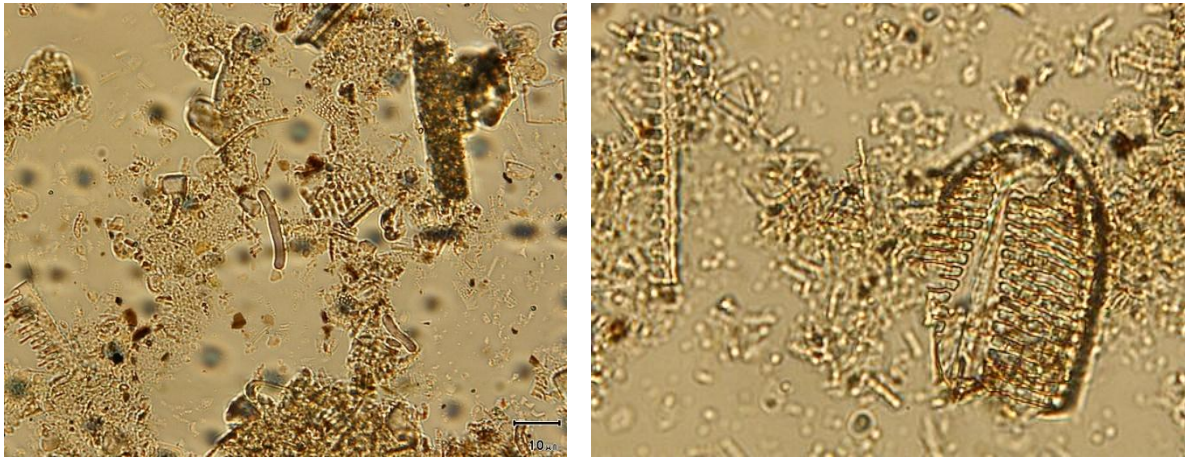


Figura 7.4. Material del estrato de materia orgánica de la trinchera de San Pedro El Alto 1 (TRSPA1) que presenta frústulos de diatomeas con alto grado de fragmentación. Las especies muestran además mezcla de especies pennaes con centrales.

7.4. EXTRACCIÓN DE NÚCLEOS

Con ayuda de un nucleador de gravedad, se llevó a cabo la extracción de tres núcleos de sedimentos correspondientes a la parte norte, centro y sur de la presa (figuras 6.1, 7.5 y 7.6). Cada núcleo fue dividido en dos partes. Se realizó una descripción estratigráfica detallada en base a las características de composición, textura, color y cambios en la estructura planar o deformación. Se tomaron imágenes a detalle de cada uno de los núcleos y posteriormente cada uno fue muestreado a cada tres centímetros para realizar análisis de diatomeas, carbono orgánico total y carbono inorgánico total, difracción de rayos X y para análisis de susceptibilidad magnética. La otra parte queda como testigo en refrigeración.

Dos de los núcleos se muestran aquí, en ellos se puede observar que igual que en los afloramientos mencionados anteriormente, existe afectación en la estructura planar de los sedimentos. Éstos son núcleos compuestos por capas y láminas intercaladas de arcillas limosas finas, en las que se muestra cierta ciclicidad tipo varvas.

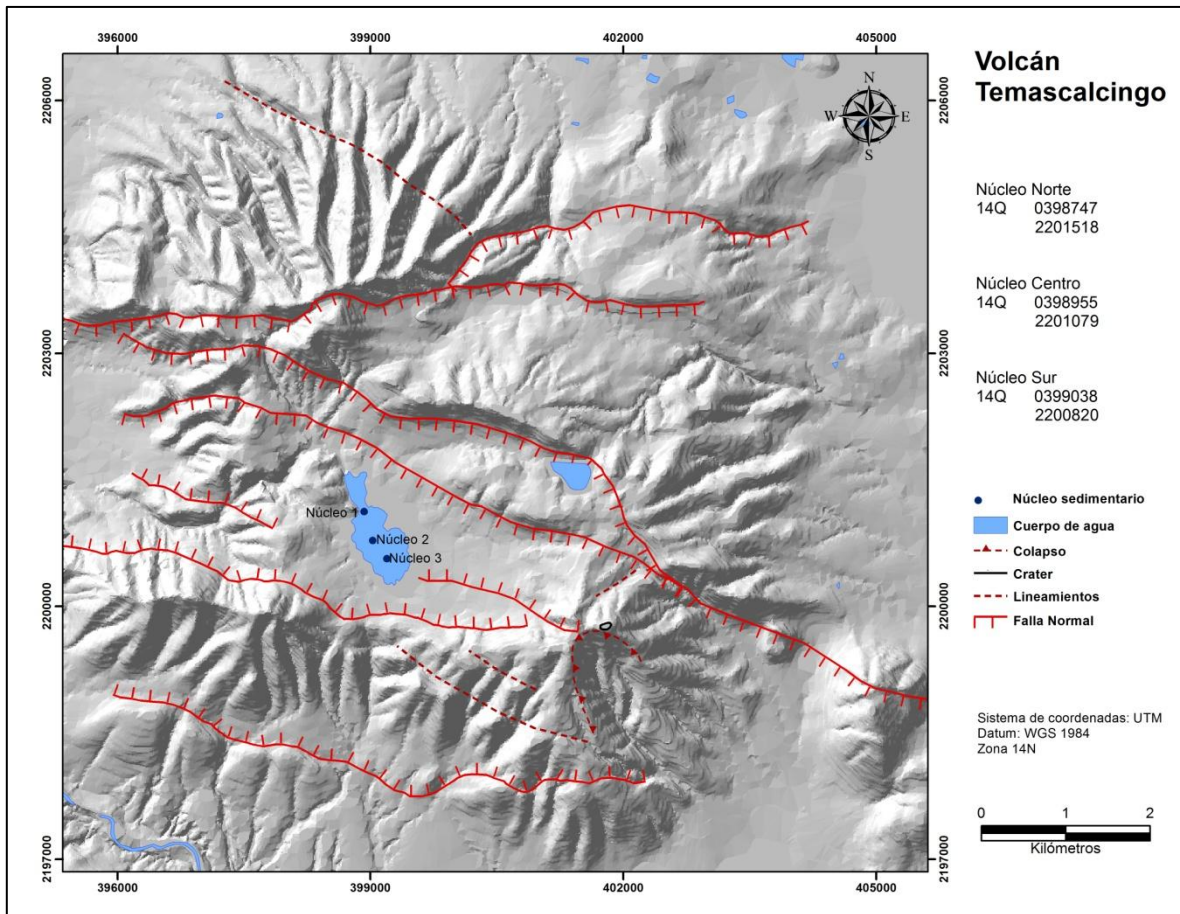


Figura 7.5. Ubicación del sitio de la extracción de núcleos sedimentarios en la presa de San Pedro El Alto. 1.4 y 3.5 es la profundidad del agua a la que se extrajo cada uno de ellos.

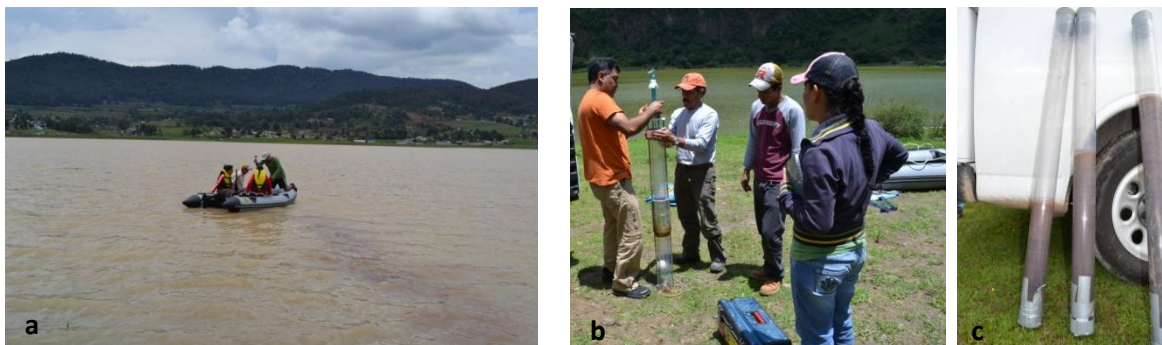
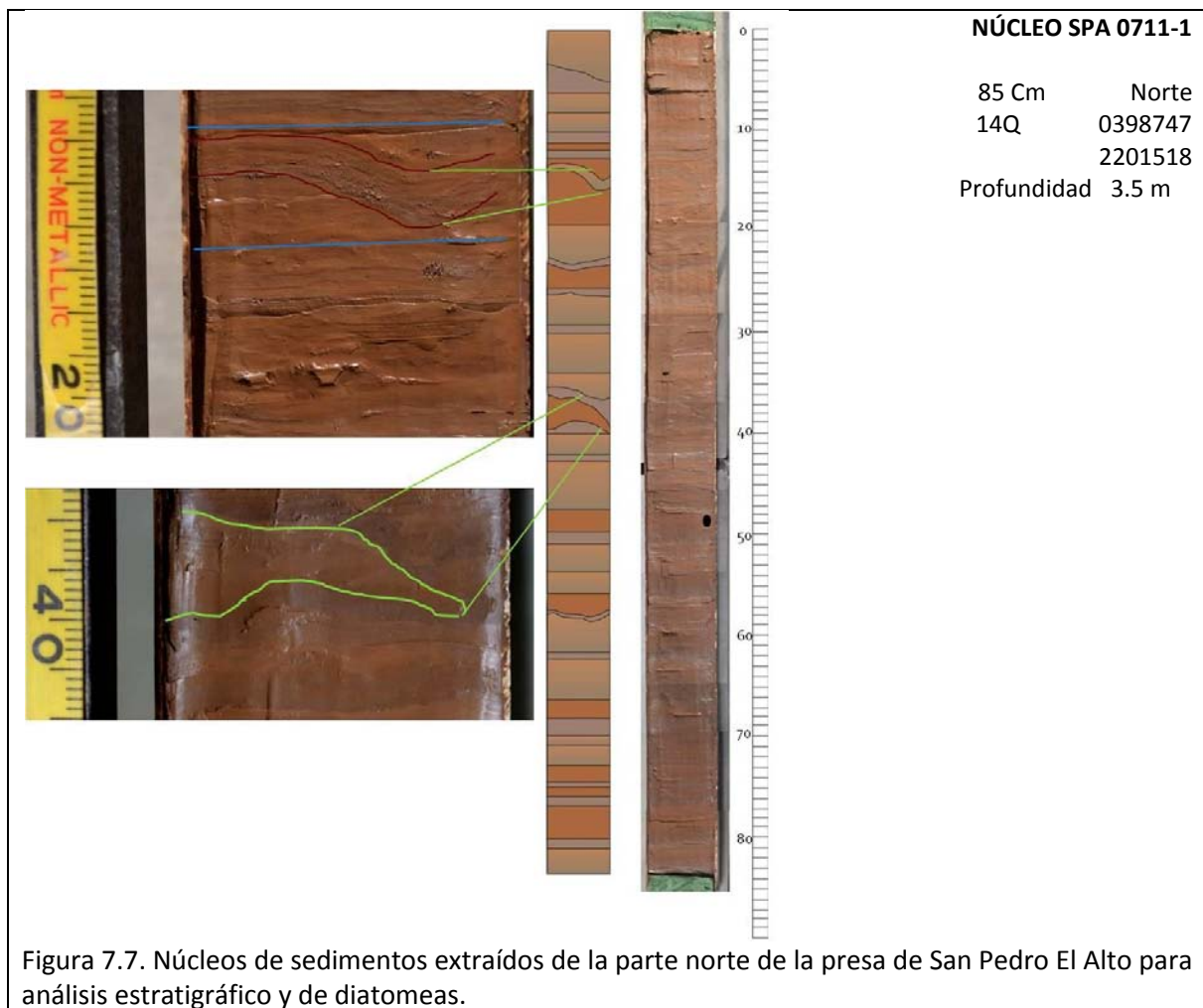


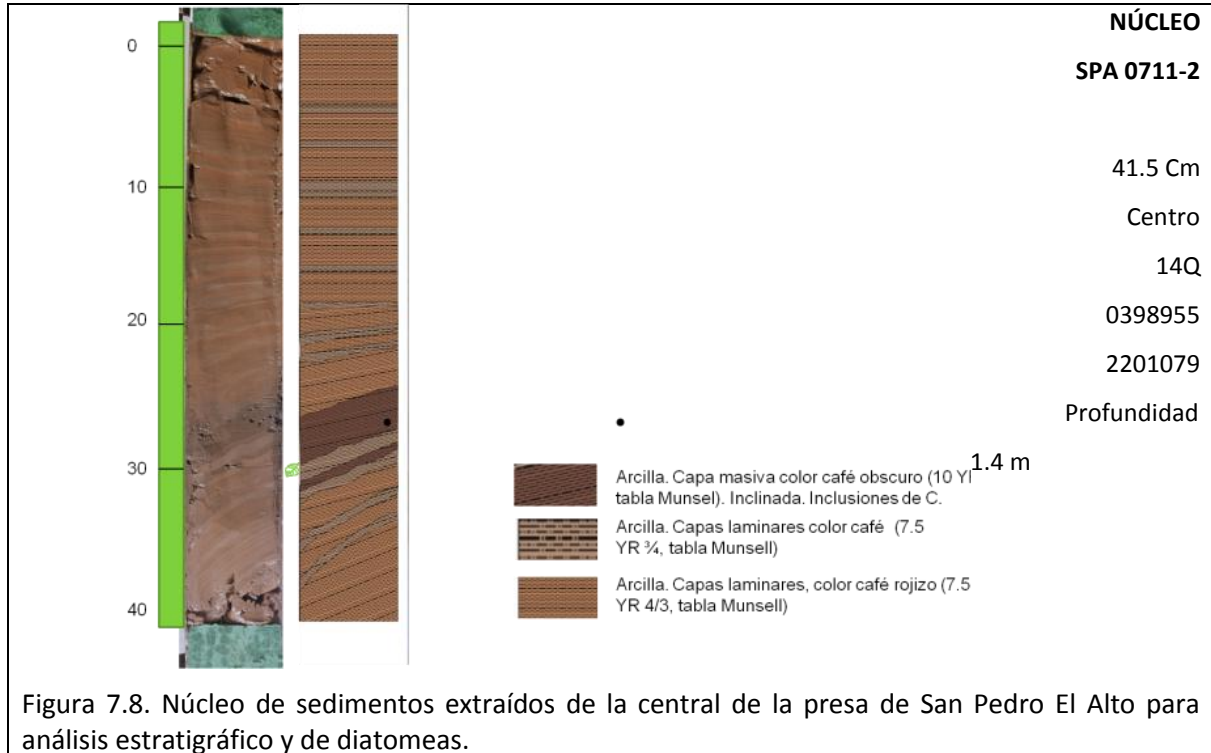
Figura 7.6. Extracción de núcleos por medio de un nucleador de gravedad en San Pedro El Alto. a) equipo de trabajo en la presa de San Pedro El Alto b) nucleador de gravedad utilizado para la extracción de núcleos sedimentarios c) 3 núcleos con una longitud máxima de 85 cm.

El núcleo más largo (figura 7.7), corresponde al tomado en la parte norte de la presa, cerca de la cortina a una profundidad del agua de 3.5 m, éste tiene una longitud de 85 cm y en el cual se observaron deformaciones y estructuras importantes; entre los 38 y 40 cm se encontró una estructura de deformación. Como puede observarse, los estratos tanto de la base como de la cima se encuentran perfectamente horizontales. Entre los 14 y 17 centímetros se encuentra una pequeña estructura de *slump* e igualmente entre estratos horizontales (cap. 6).



El núcleo 2 (figura 7.8), cuenta con una longitud de 41.5 cm, éste fue extraído de la parte central de la presa, a una profundidad de 1.4 m. Igual que el anterior, se trata de

intercalaciones de arcilla limosa cuyas láminas más oscuras son la más finas, con contenido de pequeños fragmentos de carbón. En este núcleo es evidente la inclinación de los estratos desde la base hasta aproximadamente 25 centímetros, a partir de donde los estratos son horizontales hasta la cima. Cabe mencionar que a los 30 cm se observaron restos vegetales.



7.5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN DEL ANÁLISIS DIATOMOLÓGICO Y CAMBIOS PALEOAMBIENTALES POR RUPTURAS COSÍMICAS

7.5.1. Inventario taxonómico de diatomeas

El inventario taxonómico de la flora diatomológica consta de 64 especies pertenecientes a 22 géneros (tabla 7.1), en su mayoría especies Pennales:

Tabla 7.1. Inventario de diatomeas de la presa San Pedro El Alto

<i>Achnanthes aff. Ingratiformis</i>	<i>Luticula mutica</i>
<i>Achnantheidium minutissimum</i>	<i>Navicula cryptocephala</i>
<i>Achnanthes sp.</i>	<i>Navicula cryptotenella</i>
<i>Amphora lybica</i> <i>Anomoneis sp.</i>	<i>Navicula capitatoradiata</i>
<i>Aulacoseira granulata</i>	<i>Navicula radiosa</i>
<i>Aulacoseira italica</i>	<i>Navicula rhyncocephala</i>
<i>Craticula accomoda</i>	<i>Navicula sp.</i>
<i>Craticula halophila</i>	<i>Nitzchia aff. Subacicularis</i>
<i>Cyclostephanos dubius</i>	<i>Nitzchia aff. parvula</i> <i>Nitzchia aff. Pellucida</i>
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	<i>Nitzchia amphiboides</i>
<i>Cyclotella ocelata</i>	<i>Nitzchia brevissima</i>
<i>Cyclotella stelligera</i>	<i>Nitzchia commutatoides</i>
<i>Cyclotella stelligeroides</i>	<i>Nitzchia filiformis</i>
<i>Cymbella affinis</i>	<i>Nitzchia palea</i>
<i>Cymbella amphicephala</i>	<i>Nitzchia sp.</i>
<i>Cymbella cymbiformis</i>	<i>Rhopalodia gibba</i>
<i>Cymbella cistula</i>	<i>Pinnularia sp.</i>
<i>Cymbella microcephala</i>	<i>Pinnularia subcapitata</i>
<i>Cymbella pseudoaffinis</i>	<i>Pinnularia subrostrata</i>
<i>Cymbella tumidula</i>	<i>Pseudostaurosira brevistriata</i>
<i>Denticula sp.</i>	<i>Fragilaria capucina</i>
<i>Diploneis spp.</i>	<i>Staurosira construens</i>
<i>Encyonema sp.</i>	<i>Stephanodiscus medius</i>
<i>Encyonema silesiacum</i>	<i>Stephanodiscus minutulus</i>
<i>Eunotia incisa var. Incisa</i>	<i>Stephanodiscus neoastrea</i>
<i>Gomphonema clavatum</i>	<i>Stephanodiscus niagarae</i>
<i>Gomphonema minutum</i>	<i>Surirella aff. Linearis</i>
<i>Gomphonema parvulum</i>	<i>Surirella angusta</i>
<i>Gomphonema parvulum var. Lagenula</i>	<i>Surirella subsalsa</i>
<i>Gyrosigma acuminatum</i>	<i>Tryblionella punctata</i>
<i>Hantzchia amphioxys</i>	<i>Ulnaria aff. Goulardi</i>
<i>Luticola goeppertiana</i>	<i>Ulnaria ulna</i>

De las especies de diatomeas observadas en el núcleo SPA 0711-2, las especies más abundantes, de acuerdo al número de valvas contadas en cada muestra son: *Aulacoseira italica*, *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella stelligeroides*, *Ulnaria ulna*, *Nitzschia punctata*, *Achnanthes minutissima*, *Cyclostephanos dubius*, *Nitzschia palea*, *Stephanodiscus niagarae*, *Navicula rhyncocephala*, *Staurosira capucina*, *Gomphonema parvulum*, *Gyrosigma acuminatum*, *Stephanodiscus medius*, *Pinnularia subrostrata*, *Stephanodiscus minutulus*, *Navicula halophila*. Las más representativas se enlistan en la tabla 7.2.

Tabla 7.2. Especies representativas del material sedimentológico de la presa de San Pedro El Alto

Especie	Habitat	Salinidad
<i>Aulacoseira italica</i>	Bentónica, planctónica	
<i>Aulacoseira granulata</i>	Planctónica	Oligohalobia
<i>Cyclotella stelligeroides</i>		
<i>Ulnaria ulna</i>	Perifítica o planctónica	Oligohalobia indiferente alcalófila
<i>Nitzschia punctata</i>		
<i>Achnantheidium minutissimum</i>	Planctónica, perifítica	Oligohalobia
<i>Cyclostephanos dubius</i>	Perifítica	
<i>Nitzschia palea</i>	Planctónica, perifítica	Oligohalobia indiferente
<i>Stephanodiscus niagarae</i>	Planctónica	Oligohalobia
<i>Navicula rhyncocephala</i>	Perifítica	Oligohalobia
<i>Fragilaria capucina</i>	Perifítica ticoplanctónica	Oligohalobia
<i>Gomphonema parvulum</i>	Perifítica	Ologohalobia-indiferente
<i>Gyrosigma acuminatum</i>	Bentónica	Oligohalobia
<i>Stephanodiscus medius</i>	Planctónica	Oligohalobia
<i>Pinnularia subrostrata</i>		
<i>Stephanodiscus minutulus</i>	Euplanctónica	Ologohalobia
<i>Navicula halophila</i>		

Las especies dominantes sugieren etapas de relativa profundidad de la presa en las que han podido desarrollarse comunidades planctónicas que se caracterizan por un tipo de vida libre como lo son las especies de *Aulacoseira*, *Cyclotella* y *Stephanodiscus*. Las especies más representativas sugieren un ambiente húmedo con relativamente alta precipitación (Bradbury, 2000). No obstante el ambiente no ha sido del todo tranquilo,

pues al género *Aulacoseira* lo constituyen especies centrales, planctónicas, indicadoras de aguas turbias (Gasse, 1980). Por su parte, las demás especies corresponden a géneros Pennales que indican ambientes más someros y aguas ácidas. Un cuerpo de agua con fases de estrés evidenciado por frústulos de diatomeas fragmentadas, incluso de las especies robustas y por la abundancia de espículas de esponja. Lo anterior corrobora que el cuerpo de agua tuvo fases en las que el nivel lacustre aumentaba o disminuía probablemente influenciado tanto por los periodos de mayor y menor precipitación así como por la actividad volcano-tectónica con aporte de material al cuerpo de agua.

La siguiente es la descripción de los géneros representativos: *Aulacoseira*, *Cyclotella* y *Stephanodiscus*, que son los que definen el ambiente y las condiciones del cuerpo de agua.

***Aulacoseira* Thwaites, 1848**

Células firmemente unidas que forman largos, rectos y curvados filamentos. La profundidad de la valva forma un ángulo recto que se une con la cara valvar; filas verticales o curvadas de poroides en el manto; valvas ordinariamente muy estriadas, unidas por espinas con un pseudoseptum alrededor de la valva marginal. La forma de la unión y separación de las espinas y la relación entre las espinas y las estrías son caracteres importantes que distinguen las especies dentro de *Aulacoseira*. Algunas especies poseen un área hialina, o área hornamentada llamada “collum” en el borde del manto de la valva.

La estructura de la valva y el espesor de *Aulacoseira* reflejan la concentración de sílice en las aguas circundantes que afecta la tasa de crecimiento celular. Como resultado, los frústulos varían en morfología dentro de la misma especie, incluso dentro del mismo filamento (Spaulding y Edlund, 2008).

Es uno de los taxa más comunes de agua dulce, especialmente abundante en el plancton de lagos y grandes ríos. También se encuentra en gran abundancia en diatomita fósil.

Cyclotella. Kützing, 1834

La cara valvar presenta diferente ornamentación entre las áreas central y marginal. El área central puede ser plana o tangencialmente ondulada. Células cortas, cilíndricas, forma de vida libre o formando cadenas o raramente unidas en grupos por mucílago. Valvas generalmente circulares, a veces con una ondulación tangencial o concéntrica en la cara valvar. Estrías marginales formadas por grupos de hileras de areolas cubriendo cámaras internas. Areolas poroidales. Este género abarca más de 100 especies, sin embargo, existen muchos problemas para identificar las especies sólo con microscopía óptica.

Son principalmente planctónicas, sobre todo en aguas continentales y muy pocas especies en aguas costeras, probablemente como una invasión evolutiva desde aguas continentales salinas (Díaz y Maidana, 2005).

Stephanodiscus, Eherenberg, 1845

Stephanodiscus es un género planctónico diverso y extendido de aguas dulces, principalmente de hábitats lénticos (lagos). Muchas especies son variables en la morfología (polimórfico) en respuesta a la concentración de sílice disuelta en las aguas circundantes.

Células solitarias o en grupos formando cortas cadenas. La forma de la célula es discoidal o cilíndrica. La valva es plana o concéntricamente ondulada. Las estrías son radiales y organizadas en paquetes o fascículos separados uno de otro por costillas.

El borde de la valva presenta un círculo de cortas espinas del que parten las series radiales de poros muy finos los cuales se pierden hacia la región central.

Afloramientos

Los escarpes de la parte sur de la presa definen la secuencia lacustre, constituida por arcillas limosas oscuras laminares con intercalaciones de diatomita con abundante materia orgánica (figura 7.2). Se sugiere que el rompimiento modificó la geometría de la cuenca, lo que cambió las condiciones sedimentológicas del cuerpo de agua. Lo anterior, reflejado en el análisis de poblaciones de diatomeas observadas, las cuales corresponden a los géneros *Navicula*, *Cymbella*, *Amphora*, *Sellaphora*. Éstas son indicadoras de ambientes alcalinos de aguas bajas tipo ciénega.

Material de la Trinchera (TRSPA1)

Por su parte, en la trinchera TRSPA01, abierta en el borde sur de la presa, el estrato masivo de arcilla oscura (figura 7.3), previo al suelo actual, los frústulos de diatomeas pertenecen a especies pennales y se presentan fragmentadas (figura 7.4). El estrato coincide además con las arcillas oscuras levantadas en los alrededores de la presa, lo que corrobora una etapa de estrés del cuerpo de agua y que se relaciona con lo observado en los afloramientos levantados por la ruptura del cuerpo de agua. El estrato se caracteriza principalmente por su gran contenido de materia orgánica, tiene un espesor de 60 cm y resalta su edad, datada por ^{14}C que muestra una edad calibrada de 42020 a 41085 AP. La edad de este estrato se correlaciona con la edad del material datado de la TRSPA2, ubicada al norte de la presa de la localidad y que muestra un desplazamiento de 66 cm.

San Pedro El Alto se localiza en una cuenca en la que procesos tales como sismos, vulcanismo y deslizamientos han sido parte de su evolución. La sismicidad en el área, influenciada además por las principales fallas del graben (Acambay-Tixmadejé y Pastores), han jugado un papel importante en la geometría y la sedimentación, la cual sugiere la ocurrencia de al menos tres sismos de $M \geq 5$, mínima para producir dicha deformación (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Tales eventos han causado la deformación en los

sedimentos, que han quedado impresos como sismitas en el material sedimentológico tanto en los afloramientos, trincheras y núcleos sedimentarios. Así mismo, estos eventos produjeron el rompimiento de la presa, que causó el levantamiento de los sedimentos en la parte sur y produjeron estrés en el cuerpo de agua, resultando en el cambio de comportamiento de las especies de diatomeas, las cuales testifican la interrupción de la estabilidad del cuerpo de agua.

7.5.2. *Proxies* físico-químicos y geofísicos

Para complementar el estudio de la respuesta biótica a los cambios ambientales en la zona de estudio, es necesario realizar análisis de los parámetros físico-químicos y geofísicos del medio en el que, en este caso las diatomeas se encontraron. De acuerdo con Birks y Birks (2006), si pensamos en los ecosistemas como una red de interacciones entre factores bióticos y abióticos en equilibrio con factores internos y externos, es sencillo imaginar que cuando uno de esos factores cambia, el ecosistema se desequilibra. Tal cambio puede ocurrir repentinamente o en un periodo largo de tiempo. Los estudios multi-proxy se han venido incrementando en el estudio paleolimnológico. Por lo anterior, regresamos al pasado con el propósito de entender la dinámica de los ecosistemas mediante el registro de cambios en los organismos y características de los sedimentos con el estudio de tantos *proxies* como sea posible, ya que cada *proxy* ocupa un importante papel en el funcionamiento del ecosistema, por lo que pueden ser usados para la reconstrucción e interpretación de éste.

De tal manera, mediante el estudio multi-proxy (análisis de CIT y COT, susceptibilidad magnética, difracción de rayos X, para este estudio) se puede explorar el registro geológico de las dinámicas ecológicas y usar tal registro como un laboratorio ecológico, en este caso particular para caracterizar el paleoambiente de la zona de San Pedro El Alto, relacionada con eventos sísmicos que pudieron influir en la evolución de la cuenca.

CIT y COT

El contenido de carbono orgánico total y carbono inorgánico total puede sugerir o indicar las diferentes etapas o fases de humedad y secas en el área de estudio. Este análisis se realizó en la totalidad de las muestras tomadas del núcleo 1(SPA0711-1) por medio de un coulómetro modelo 5014 de la marca UIC. En la figura 7.9 se puede observar que el contenido de CIT no sufre importantes variaciones a lo largo del núcleo, a diferencia del contenido de COT en el material de la presa; la concentración de éste es variable respecto a la profundidad del núcleo. Específicamente a los 40 cm de profundidad, al inicio de la estructura de deformación tipo *slump*, la concentración disminuye. De manera similar, a los 17 cm de profundidad, en la segunda estructura de deformación baja nuevamente y de manera abrupta la concentración.

Susceptibilidad magnética

A través de los análisis sobre la susceptibilidad magnética en los sedimentos de un cuerpo de agua se pueden inferir cambios tanto en la sedimentación como en el paleoclima, constituyendo un proxy para determinar las fluctuaciones ambientales. Así mismo, permite la correlación entre el material autóctono y alóctono en un cuerpo de agua a través distintas fases de sedimentación. De manera similar al contenido de carbono orgánico total y carbono inorgánico total, la susceptibilidad magnética para el material del núcleo número 1(SPA0711-1) de la presa presenta variaciones a lo largo de los 85 cm de sedimentos. La figura 7.10 muestra una correspondencia positiva e inversa respecto al comportamiento en la concentración del COT en los estratos sucesivos a aquellos afectados en la estructura planar, lo que sugiere un aporte de material alóctono al cuerpo de agua.

Difracción de rayos X

En lo que respecta al análisis de difracción de rayos X realizados a los sedimentos de la presa, es posible observar que la fase dominante de las arcillas corresponde a cristobalita y halloysita como minerales principales (figura 7.11 y 7.12). En algunos niveles

se determinó también la presencia de cuarzo y específicamente en los niveles que corresponden a las estructuras de deformación (40 y 17 cm de profundidad). No se observa en cambio presencia de calcita o sílice amorfa, que podría estar indicando fases de sequía en la cuenca.

Los resultados en conjunto de todos los análisis al núcleo sedimentario SPA0711-1, muestran una similitud en el comportamiento de la sedimentación a lo largo de los 85 cm, particularmente en los estratos en donde se afecta la estructura planar del sedimento. La disminución en el contenido de carbono orgánico, el aumento de los valores de susceptibilidad magnética y la presencia de cuarzo, sugieren un evento que introdujo material alóctono a la presa. El aporte de material parece ser repentino al mostrar los cambios de valores que, si bien no son exagerados, si son de manera abrupta, además las estructuras de deformación corresponden a estructuras tipo *slump* (ver capítulo 6) que podrían estar relacionadas a un deslizamiento como posible vector del material ajeno al cuerpo de agua.

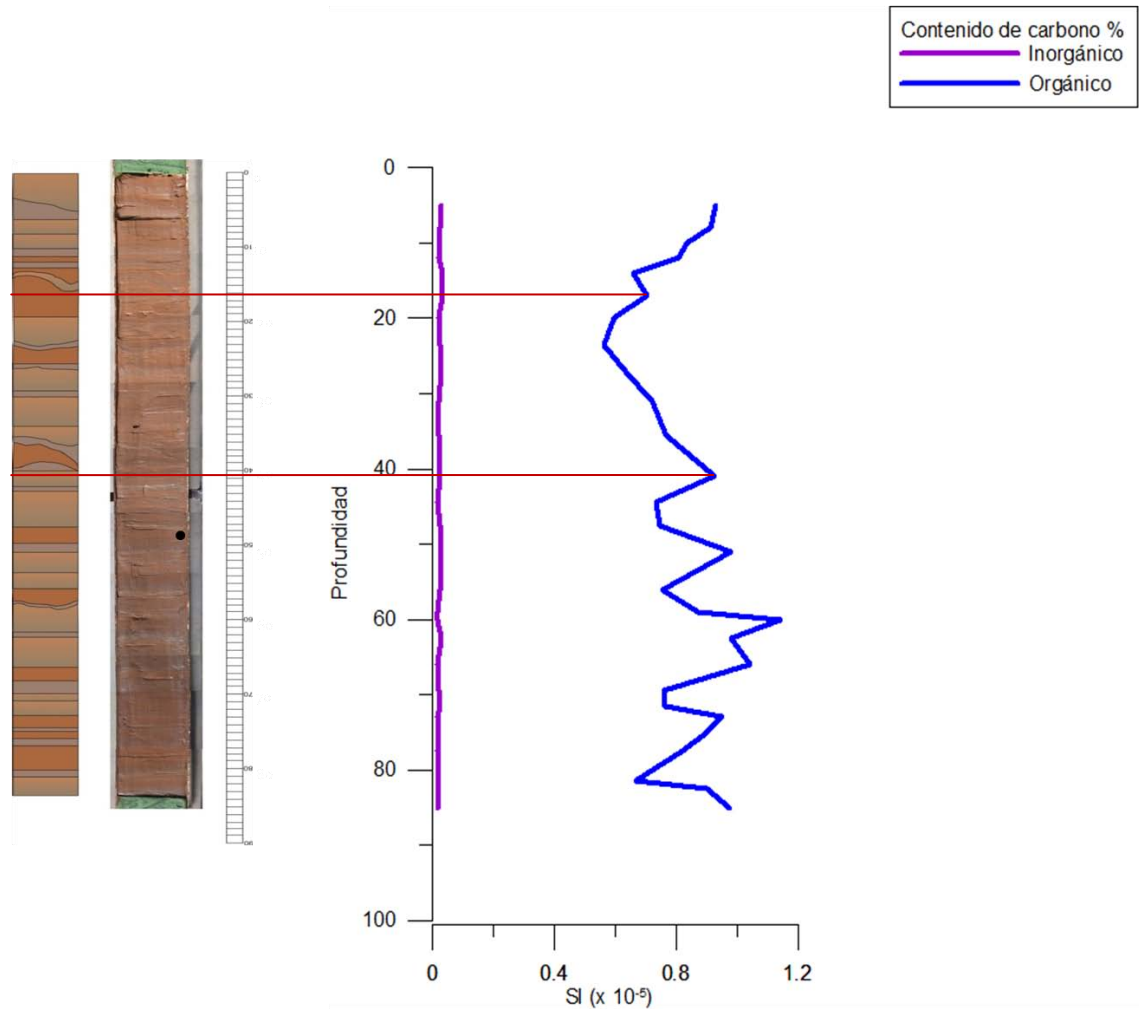


Figura 7.9. Contenido de carbono inorgánico total y carbono orgánico total en el núcleo 1 (SPA 0711-1) de la presa de San Pedro El Alto. Se presenta una disminución de carbono orgánico después de los estratos que presentan deformación en la estructura planar.

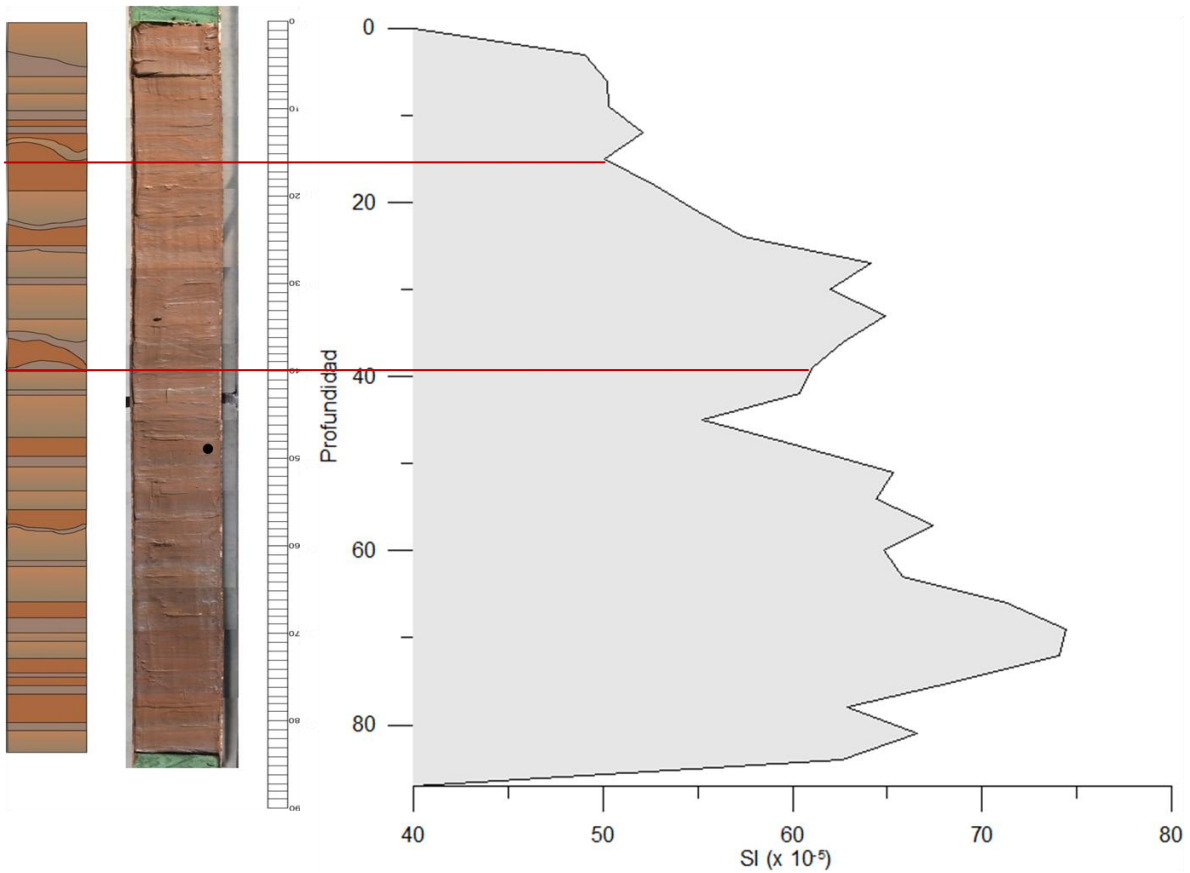


Figura 7.10. Análisis de la susceptibilidad magnética realizado en el núcleo 1 (SPA0711-1) de la presa de San Pedro El Alto. Aumento de la susceptibilidad sobre los estratos que presentan deformación o afectación en la estructura planar.

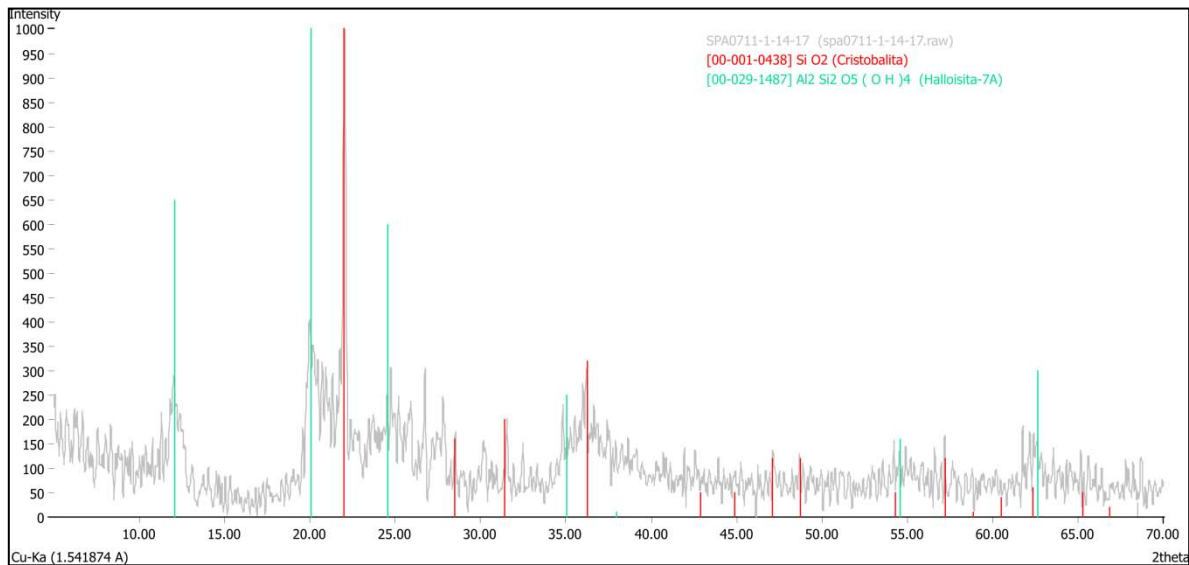


Figura 7.11. Difractograma de la muestra tomada entre los 14-17 cm de profundidad del núcleo número 1 de la presa de San Pedro El Alto, estrato superior al de una estructura de deformación.

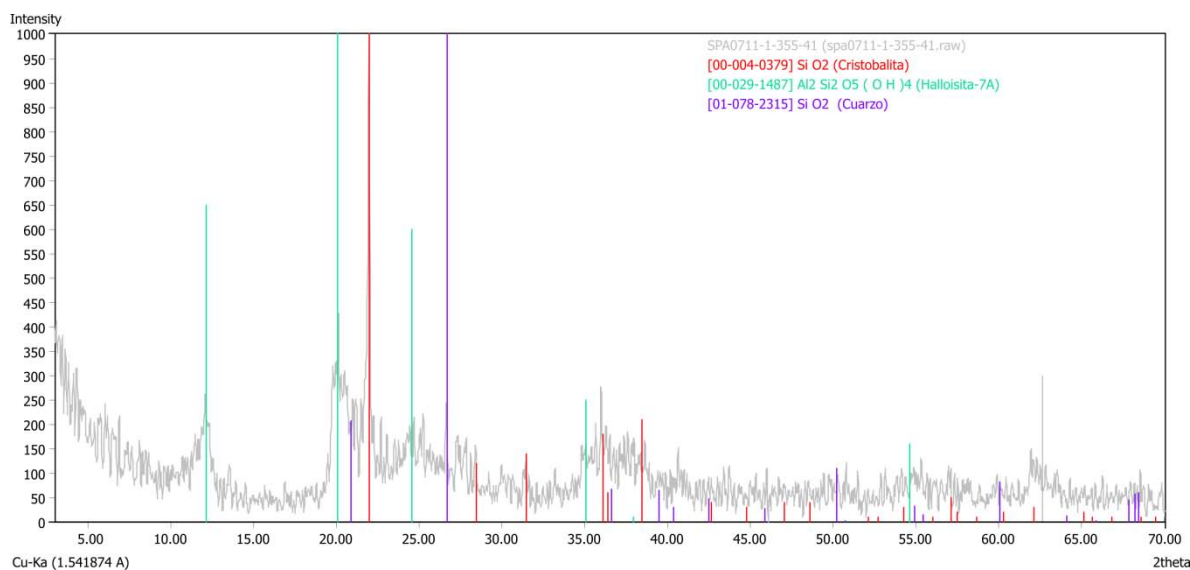


Figura 7.12. 35-41 cm de profundidad del núcleo número 1. Inmediato al estrato que presenta estructura de deformación

7.6. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DIATOMOLÓGICO Y PALEOAMBIENTES

Ésta investigación constituye el primer registro estratigráfico-diatomológico en la cuenca lacustre de San Pedro El Alto. Se analizaron y se compararon datos estratigráficos, información cartográfica, geomorfológica, geológica y análisis (susceptibilidad magnética, difracción de rayos X, concentración de TIC y TOC) con el estudio de las poblaciones de diatomeas de los núcleos sedimentarios SPA0711-1 y SPA0711-2 así como de la trinchera TRSPA1 (estrato masivo de materia orgánica). La comparación de los diversos análisis muestra una evolución de la cuenca relativamente en concordancia con la influencia vulcano-tectónica que le ha dado su estructura geomorfológica actual. Las poblaciones de diatomeas son propias de un cuerpo de agua poco profundo, no obstante, con algunos periodos de relativa profundidad que permitieron el florecimiento en cortos periodos, de especies de vida libre como *Aulacoseira*, *Cyclotella* y *Stephanodiscus*; periodos que fueron interrumpidos con etapas de estrés, que se manifiestan mediante la abundante presencia de espículas de esponja y con baja diversidad de especies de diatomeas principalmente pennales, que además se presentan con un alto grado de fragmentación aun de las

especies más robustas como son los taxa de *Cymbella*, *Gomphonema* y *Navicula*, características de aguas ácidas, pantanosas o de tipo de ciénagas. Dichas etapas de estrés son señaladas por eventos identificados en los sedimentos lacustres levantados en la serie de escarpes al sur de la presa (estrato de materia orgánica).

Sobresale el resultado obtenido de la observación de diatomeas en el estrato masivo de materia orgánica de la TRSPA1; los fragmentos pertenecientes a especies robustas de diatomeas, en conjunto con la ubicación del escarpe en que se encuentran, sugieren un evento que generó el levantamiento de sedimentos y con ello el rompimiento de las valvas. La edad del estrato (42,020 a 41,085 Cal. AP.) sugiere que pudo ser un evento sísmico, el mismo que provocó el desplazamiento de sedimentos en esta zona y el desplazamiento de estratos en la zona norte de la presa (TRSPA2). Lo anterior es concordante con la actividad sísmica que presenta la zona, corroborada en los capítulos anteriores y posteriores mediante la identificación de estructuras de deformación (sismitas), generadas a partir de la actividad de las estructuras de falla en el graben de Acambay. Las dos estructuras de deformación identificadas en el núcleo sedimentario SPA0711-1, podrían ser resultado de eventos semejantes a los identificados en la trinchera y en los afloramientos, no obstante, al no tener material fechado de los núcleos sedimentarios, no ha sido posible correlacionar las estructuras de deformación de la presa con aquellas sismitas identificadas en las trincheras. Los procesos tectónicos y volcánicos, de acuerdo con Israde *et al.*, (2005), en el CVTM, producen significativa deformación en las secuencias lacustres, las cuales deben considerarse como una valiosa herramienta en estudios para la evaluación del peligro sísmico del centro del país.

8. INTERPRETACIÓN PALEOSISMOLÓGICA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TRINCHERAS

Estudios paleosismológicos indican que para que un evento sísmico genere expresión morfológica debe tener una $M_w > 5$ (Štěpančíková, *et al.*, 2010). En el graben de Acambay a pesar de ser una zona sísmicamente activa y de la existencia de pequeños escarpes morfogénicos, no se tienen registrados más sismos instrumentales o históricos que reflejen la actividad tectónica actual.

Con el objetivo de documentar y encontrar evidencia de actividad sísmica generada por las fallas del sistema central, se realizó la excavación de tres trincheras para su análisis (figura 8.1). La excavación de trincheras en zonas de deformación son el principal elemento de estudios paleosismológicos en la mayoría de los países (McCalpin, 2009). Un estudio detallado permite el conocimiento de las características de la falla, tales como desplazamiento, actividad o historia de rompimiento y rango de ruptura (Štěpančíková, *et al.*, 2010). Además, la estimación de magnitud y frecuencia de paleosismos relacionados a un único evento tiene una especial importancia para la evaluación del peligro sísmico en áreas altamente pobladas (Štěpančíková, *op.Cit*), como en el centro de México.

8.1. METODOLOGÍA PARA APERTURA Y ANÁLISIS DE TRINCHERAS

A partir del modelo digital de elevaciones complementado con la observación geomorfológica directa en campo y el análisis topográfico de la zona mediante una estación total, se generó un modelo digital de elevaciones con curvas de nivel a 1 m (figura 5.8, cap. 5) en donde se ubicaron los sitios para excavar las trincheras. La apertura de las tres trincheras se realizó con orientación perpendicular al principal trazo de falla; dos de ellas en la falla Temascalcingo y una en la falla San Pedro.

En cada una de ellas se realizó la descripción de la columna estratigráfica y el levantamiento del *log*. Antes de levantar el registro (*logging*) de las trincheras, se limpiaron las paredes lo suficientemente bien, raspando con varias herramientas para que quedaran expuestas las estructuras, las unidades sedimentarias, los estratos, sus deformaciones primarias y secundarias y sus contactos. Posteriormente se eligió una pared principal que fue trazada con una malla de 50 X 100 cm y a su vez cada rectángulo fue fotografiado para su posterior reconstrucción mediante un fotomosaico para el análisis e interpretación. Se tomó muestra de material para análisis de diatomeas y con contenido de carbón para fechamientos. Las edades de los eventos fueron obtenidas a través del análisis de ^{14}C por carbones (AMS), por los laboratorios de BETA ANALITIC, Radiocarbon dating, U.S.A.

8.2. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE TRINCHERAS

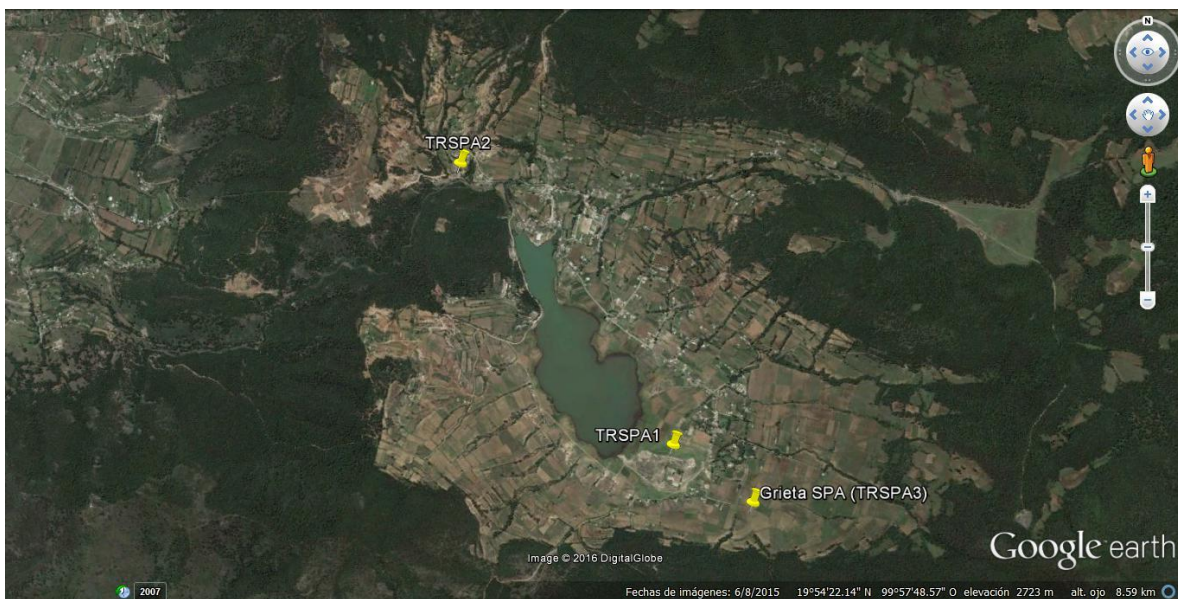


Figura 8.1. Ubicación de las trincheras analizadas en San Pedro El Alto.

8.2.1. TRSPA1

Esta trinchera se realizó en la base del escarpe de la falla Temascalcingo (figura 8.2) en el sitio con coordenadas $19^{\circ}53'54''\text{N}$ y $99^{\circ}57'33''\text{O}$ y una altura de 2766 msnm. Este lugar corresponde a un antiguo lago, es decir, un depósito lacustre. La longitud de la trinchera fue de 14 m x 2 m de ancho y 3.65 m de profundidad. La malla superpuesta en las pared principal fue dividida en celdas de 1m x 0.50 m.



Figura 8.2. Ubicación de la trinchera TRSPA01, en la base del escarpe de la falla Temascalcingo.

Unidades sedimentarias

La columna estratigráfica de la trinchera (figura 8.3) se compone prácticamente por tres grandes paquetes sedimentarios, que a su vez incluyen cada uno, varios estratos o unidades, la mayoría afectadas por la actividad de la falla. De la base hacia la cima se describen a continuación:

1. Paquete sedimentario de 1.24 m de espesor. Intercalación de material volcánico fino (ceniza) con material volcánico más grueso (lapilli de tamaño entre 1-3 mm).

- Intercalación de lapilli de color café con láminas de ceniza volcánica muy fina color gris.
- Estrato compuesto por lapilli color gris.
- Capa de 1 cm de espesor de ceniza volcánica fina de color amarillo. Presenta pequeños clastos de 1 a 5 mm de pómez en la base.
- Lapilli color gris con tamaño de 1 a 3 mm en la base y la cima del estrato, sostenido grano a grano. Lo interrumpe en el centro una capa de 3 cm de ceniza volcánica muy fina, color gris.
- Ceniza volcánica color ocre interrumpida 1 cm de lapilli sostenido grano a grano, en la capa de ceniza volcánica fina. Presenta un pliegue “encofrado” y desplazamiento en las paredes de la trinchera.
- Lapilli de 1 a 4 mm en matriz de ceniza y algunos clastos de 1-2 cm.
- Lapilli color gris con intercalación de ceniza fina. Estrato que presenta pliegues y estructura tipo *slump* en las paredes de la trinchera.
- Estrato masivo de Lapilli de 1 a 3mm, color gris, sostenido grano a grano. Algunos bloques subangulosos de 6-13 cm en medio del estrato, con pómez en una matriz de ceniza. Se trata de un estrato correspondiente a un lahar; presenta poros y orientación de los bloques.

2. Espesor de 1.32 m de intercalación de material volcánico con limo-arcilloso. Es en este paquete en donde se identificó la mayor parte de las estructuras de deformación o sismitas.

- Lapilli color café a crema, más fina en la base. Presenta una capa de ceniza muy fina en medio. Presenta también estructuras de deformación por licuefacción a lo largo de toda la trinchera.
- Arena volcánica gris, muy fina (lapilli), con una lámina de limo-arcilloso en la cima y otra en la base que presenta estructuras de carga y flama.
- Base compuesta por lapilli color café. Se presenta en este estrato estructuras tipo *slump*. ceniza café con arcilla color rosa.
- Mezcla de arena volcánica fina color café claro con limo-arcilloso color rosa.
- Lapilli y limo-arcilloso color rosa y café. Presenta estructuras tipo *slump* asimétricos y una línea de despegue color blanco.
- Lapilli y ceniza color café claro.
- Estrato de arena volcánica fina color rosa, con 1 cm de arcilla color verde en la cima. Presenta lentes y pseudonódulos de ceniza volcánica fina y de color blanca en la cima.
- Estrato laminado compuesto por arena volcánica fina de color café y gris. Láminas más gruesas en la base. Pseudonódulos de ceniza volcánica muy fina y de color gris claro en la cima del estrato y de longitudes entre 8 y 50 cm.
- Ceniza fina color café claro. Presenta una lámina de arcilla en la base y la cima.
- Lámina de arena volcánica de color café claro y blanco.
- Limo-arcilloso con arena volcánica color gris. Presenta pseudonódulos (1-4cm) compuestos por ceniza volcánica muy fina de color blanco a lo largo de las paredes de la trinchera.
- Láminas de ceniza volcánica con intercalación de limo-arcilloso. Presenta un Pequeño Salto de 1 cm y un dique de arena que corta a dichas láminas.

- 4 Láminas de limo-arcilloso color verde con ceniza volcánica color café claro. A lo largo de la trinchera presenta un plegamiento y una estructura tipo *slump*.
- Estrato masivo color café compuesto por ceniza volcánica fina y contenido de limo-arcilloso.
- Ceniza volcánica color crema con base color blanca.

3. Paquete arcilloso de 1.09 m de espesor con intercalación de limo, materia orgánica y ceniza volcánica muy fina.

- Estrato masivo compuesto por materia orgánica de color negro. Solo en la base presenta una fina laminación e intercalación de ceniza volcánica fina y contenido de limo-arcilloso.
- Intercalación de láminas milimétricas de materia orgánica con limo-arcilloso color rosa y ceniza volcánica. Ceniza color crema de 1cm de espesor.
- Estrato de ceniza volcánica fina, color gris claro.
- Láminas de 1 cm como máximo de materia orgánica de un color muy oscuro, intercaladas con capas de limo-arcilloso y ceniza volcánica fina.
- Estrato masivo de ceniza volcánica fina color crema que actualmente tiene la función de suelo.

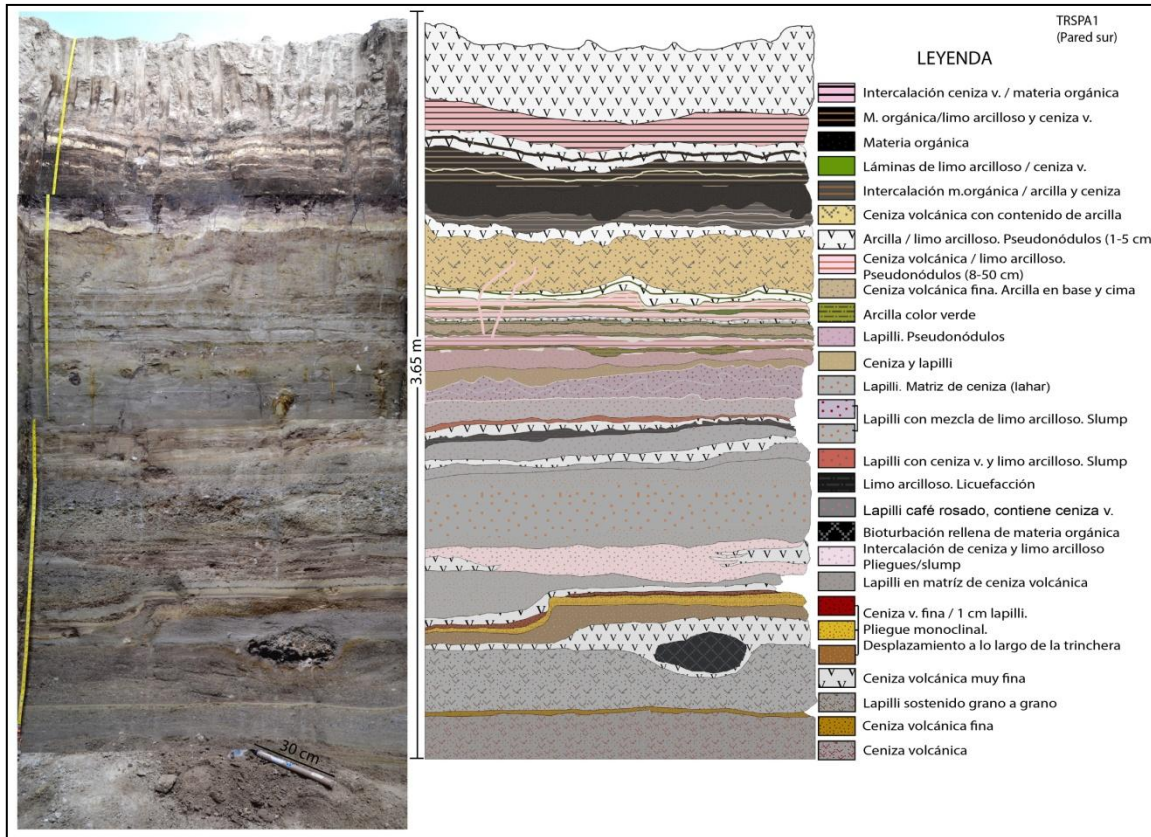


Figura 8.3. Columna estratigráfica de la TRSPA1.

La mayoría de los estratos son afectados por la actividad de las fallas del Sistema de Fallas Central del graben de Acambay. Dicha actividad ha generado la formación de estructuras de deformación en el material sedimentario como pseudonódulos, diques, grietas, volcanes de arena, pliegues, *slump* (capítulo 6).

Log

El *log* actúa como un archivo de registro de la pared, en donde se re-analiza lo observado en campo y pueden ser descubiertos fenómenos no vistos en la trinchera (McCalpin, 2009). En el *log* se reprodujeron las paredes de la trinchera (figura 8.4) con identificación de las unidades sedimentarias y de las estructuras de deformación identificadas, para posteriormente analizar y corroborar cada elemento y poder realizar una interpretación de la evolución geológico-estratigráfica de la cuenca y los eventos que

han influido en ésta. El análisis es complementado con el fotomosaico (figura 8.5) armado con las fotografías tomadas a cada celda de la malla colocada en las paredes de la trinchera.

La falla principal identificada en la TRSPA1 corresponde a una falla normal, con orientación E-O. En los sedimentos analizados se identificaron tres eventos paleosísmicos. Los efectos más evidentes corresponden a un escarpe en superficie y un desplazamiento vertical de 22 cm a más profundidad, en los sedimentos de las paredes de la trinchera y su falla antitética con un desplazamiento semejante.

Evento 1

El evento más joven es evidenciado principalmente por el escarpe topográfico, el cual fue aprovechado para la elección del sitio de apertura de la TRSPA1. Corresponde a un efecto primario producido por el sismo de Acambay de 1912, efecto de intensidad X en la escala ESI 2007 (Michetti et al., 2007). Urbina y Camacho (1913) describieron este sitio como un lugar en el que se agrietó la tierra a causa del sismo, mostrando un desplazamiento vertical entre 30 y 50 cm (figura 8.6 a). No obstante, como causa de la extracción de agua de la presa de la localidad, el efecto de creep tectónico ha ido acumulando el desplazamiento del escarpe que a la fecha es entre 1.50 y 2 m en algunas zonas del escarpe en la parte sur de la presa (figura 8.6 b).

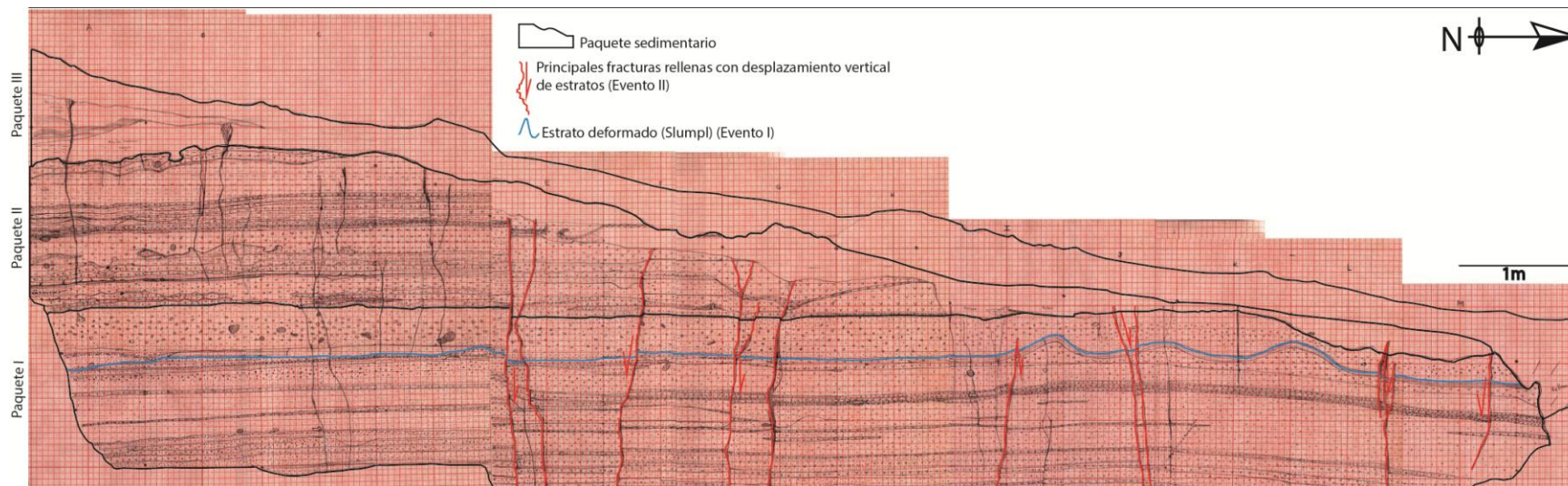


Figura 8.4. Log de la TRSPA1 levantado en campo durante el análisis de la trinchera.

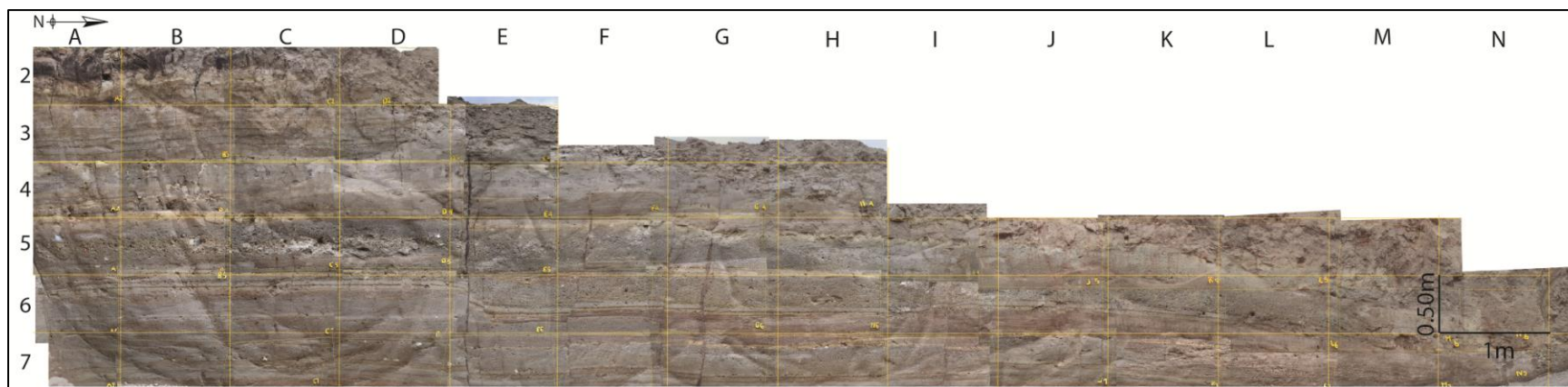


Figura 8.5. Fotomosaico de la TRSPA1.

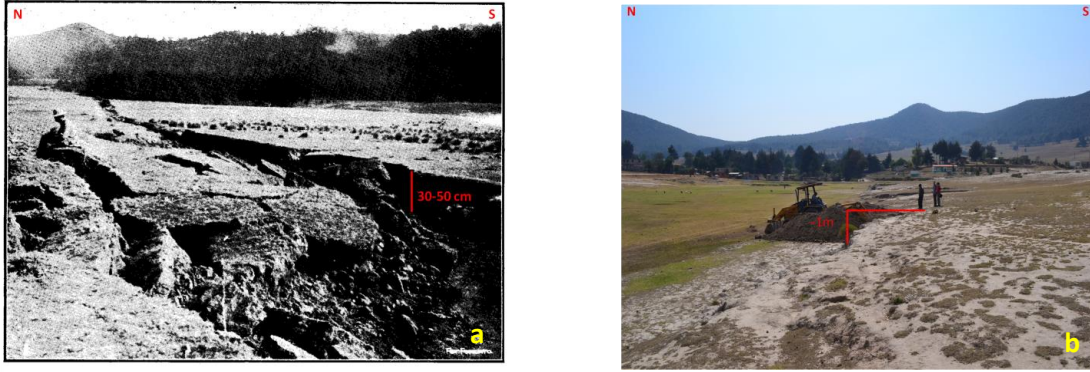


Fig. 33.—Espedazamiento del terreno en el extremo de una grieta del sistema central, en el fondo del valle de San Pedro el Alto, cerca de la presa del mismo nombre.

Figura 8.6. Escarpe en la falla Temascalcingo, borde sur de la presa de San Pedro El Alto. a) Efecto causado por el sismo de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913). b) Escarpe actual (2015) en el mismo sitio descrito por Urbina y Camacho (1913).

Evento 2

El evento 2 fue reconocido en las paredes de las trincheras principalmente por la apertura de grietas o diques neptunianos (Moretti y Sabato, 2007), rellenas de material arcilloso reciente de la cima hacia la base y por un estrato con pliegues a lo largo de las paredes con una estructura tipo *slump*, formada por un primer evento y con rompimiento y desplazamiento vertical centimétrico debido a este segundo evento (figura 8.7). Resalta como estrato marcador o guía, un estrato de lapilli color amarillo con una capa de arena café en medio, que presenta el desplazamiento vertical de 22 cm (figura 8.8).

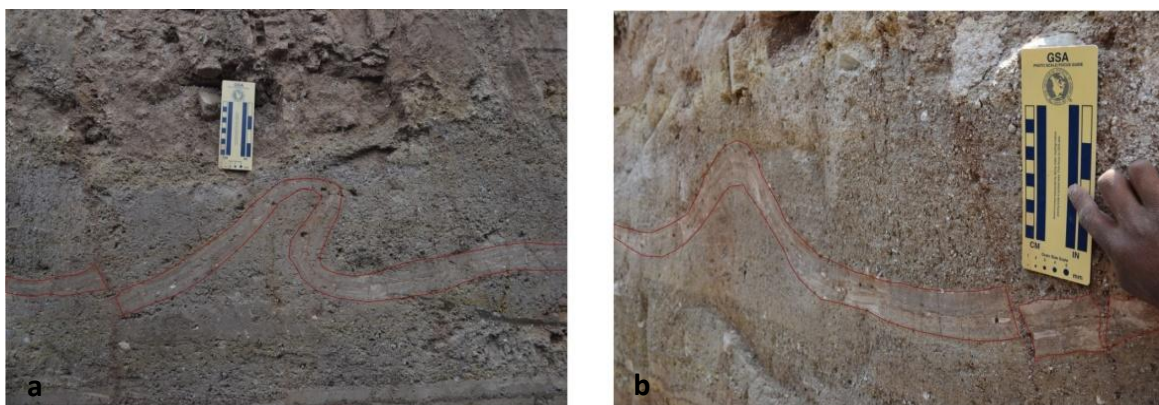


Figura 8.7. Estructura tipo *slump* identificada en la TRSPA1, cortado y desplazado por un segundo evento. a) estructura en la pared este de la TRSPA1. b) estructura en la pared oeste de la TRSPA1.



Figura 8.8. Desplazamiento de estrato guía generado por el evento número 2. a) desplazamiento en falla sintética. b) Desplazamiento de mismos estratos en falla antitética.

La edad del material afectado que rellena las grietas corresponde a Cal 42020 a 41085 AP (tabla 8.1). Éste es el evento que causó mayor impacto en los sedimentos acumulados en la cuenca de San Pedro EL Alto; además de las grietas y desplazamiento de los estratos, se logró identificar una serie de estructuras de deformación, como efectos secundarios que nos indican que el evento fue de una magnitud ≥ 5 , pues es la mínima (Rodríguez-Pascua *et al*, 2000) para generar el tipo de estructuras observadas y descritas detalladamente en el capítulo 6.

Evento 3

El evento más antiguo fue identificado en las paredes de la trinchera por un estrato de limo-arcilloso con mezcla de ceniza volcánica fina. A lo largo de las paredes de la

trinchera, el estrato muestra plegamiento, por lo que se trata de un material que por estar saturado en agua al momento del evento, se comportó de manera dúctil. No se observaron para este evento estructuras de deformación, no obstante, en el límite sur de la trinchera se observó entrada de material al momento del plegamiento.

Análisis por retrodeformación

El análisis por retrodeformación permitió identificar cada fase de la secuencia vulcano-lacustre antes y después de un evento sísmico (figura 8.9):

a). Estratigrafía que presentaba la zona de estudio sin afectación sísmica. Posición original de los estratos en la zona de la TRSPA1.

b). Un primer evento sísmico produce deformación y plegamiento en la cima de la secuencia sedimentaria y la entrada de material proveniente del sur.

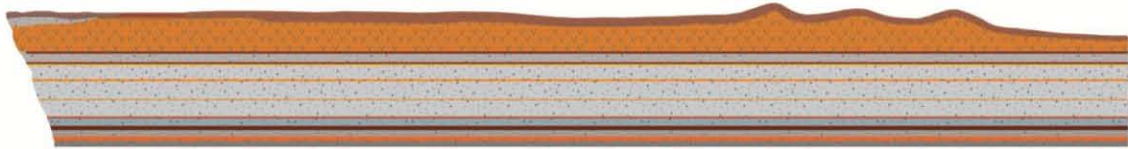
c). Al estrato deformado por influencia sísmica lo cubren otras unidades sedimentarias tanto de origen volcánico como fluvio-lacustre. Destaca la unidad correspondiente a material fluvial. Un canal.

d). Al canal mencionado lo cubren unidades sedimentarias depositadas horizontalmente hasta la ceniza volcánica que funciona actualmente como suelo y es la que corona la secuencia sedimentaria de la zona de apertura de la TRSPA1.

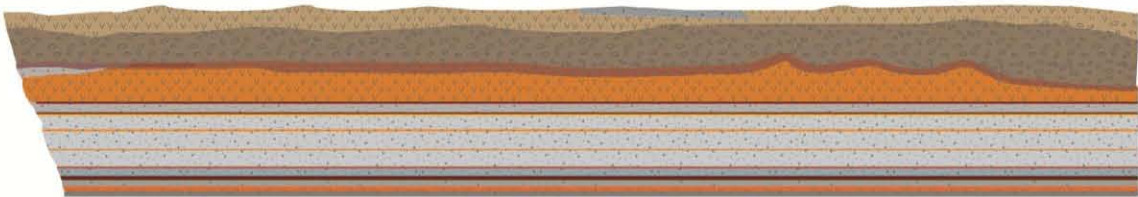
e). Un segundo evento sísmico deforma la secuencia sedimentaria. La ruptura de la falla Presa de San Pedro produce un rompimiento y desplazamiento vertical de las unidades sedimentarias. El movimiento causa la formación de estructuras cosísmicas.



a



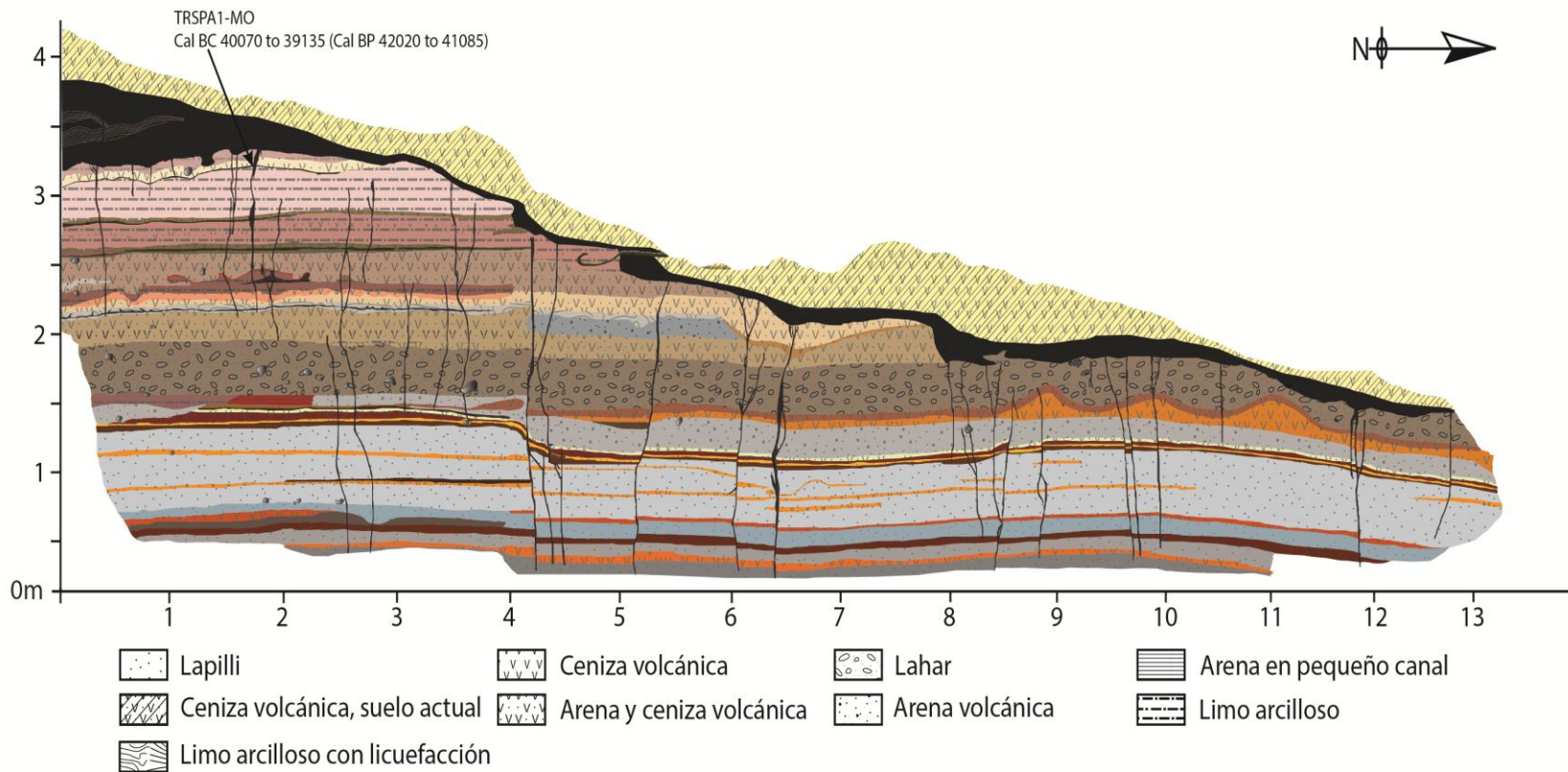
b



c



d



e

Figura 8.9. Retrodeformación de los sedimentos vulcano-lacustres de la TRSPA1, afectados por efecto de sismos. a) estado original de los estratos en posición horizontal sin influencia de sismos b) Un primer evento sísmico causa plegamiento en el estrato que era la cima en ese momento c) se depositan dos unidades más y en la cima se abre un pequeño canal d) la deposición sigue su curso normal sin deformación en los sedimentos sobrayacentes a la unidad plegada por el primer sismo e) Un segundo evento sísmico (1912) produce rompimiento y desplazamiento de las unidades sedimentarias y genera estructuras de deformación cosísmica.

8.2.2. TRSPA3

La elección del sitio para esta trinchera fue establecida primero en base a información proporcionada por la gente de la localidad, identificado el sitio por ellos como una grieta en la tierra que en ocasiones, sobre todo en temporada de lluvias se abre y cuya profundidad no se sabe porque aunque no es tan ancha, cuando alguno de ellos ha introducido un objeto, vara o hilo, no han llegado al fondo de ésta. Se logró identificar que se trata de la grieta descubierta y descrita por Urbina y Camacho (1913), en el Boletín del sismo de Acambay de 1912, cuya descripción es:

“En el valle de San Pedro el Alto, recogimos una muestra del material que había arrojado una de las grietas que se formó en la parte plana. Esta muestra es un limo formado en su mayor parte por vidrio volcánico y depositado en el fondo de una pequeña zanja de 50 cm que se abrió al correr el agua hacia el fondo del valle donde está la presa”.

La orientación de la grieta corresponde a 140°N . Se excavó un pequeño pozo para encontrarla y analizarla (figura 8.10).



Figura 8.10. a) Sitio identificado como la grieta descrita por Urbina y Camacho (1913). b) Pozo excavado para verificar la estratigrafía. Se identificó estratigrafía y desplazamiento de estratos.

Relleno sedimentario de la grieta:

De la base a la cima, de 0 a 10 cm se encuentra un material de rocas pequeñas y redondeadas que van de 2 a 5 mm de diámetro. Contiene restos de plástico.

Sobre este horizonte el material consiste en limo arenoso con vidrio volcánico; anfíboles y cuarzo. A partir de los 10 cm, el relleno se trata de un material reciente que contiene restos de tela y plástico hasta llegar a los 50 cm.

Después de esto y hasta la cima, el material es el relleno del suelo reciente que logra hundirse en la grieta.

Con base a la observación y descripción de esta grieta se decidió realizar en este sitio la TRSPA03 (figura 8.10 y 8.11). La trinchera tuvo una longitud de 15 metros por 2 metros de ancho y una profundidad de 3 metros. Las coordenadas de ésta son 19°53'44"N y 99°57'18"O. De la misma forma que en las TRSPA1 y TRSPA2, una vez abierta la trinchera y después de limpiar las paredes, se colocó una malla en ésta de 1 x 1 m (figura 8.11) y se dibujó el *log*, se tomaron fotografías de cada celda para construir el fotomosaico (figura 8.12), se realizó el análisis estratigráfico detalladamente y se tomaron muestras de material para su análisis mediante ^{14}C en laboratorio (tabla 1).



Figura 8.11. TRSPA3 realizada en el sitio identificado por Urbina y Camacho (1913) como una grieta cerca de la Presa de San Pedro El Alto. a) pared este. b) pared oeste.

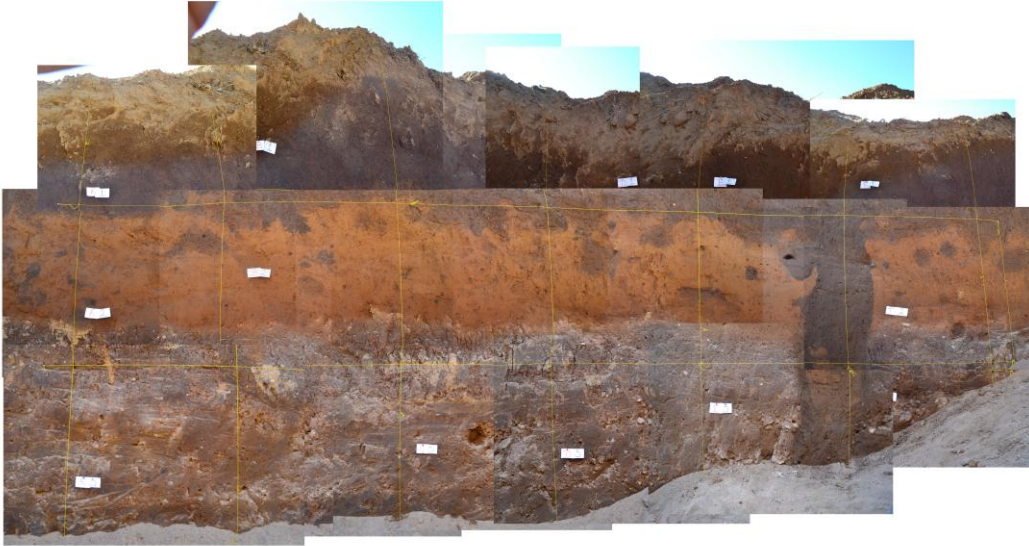


Figura 8.12. Fotomosaico de la pared oeste de la TRSPA3.

Unidades sedimentarias

Las unidades que componen la secuencia estratigráfica de la TRSPA3 corresponden a 8 unidades:

Unidad 1. Estrato masivo de arcilla color café oscuro, presenta mayor dureza que los estratos superiores a excepción de la U5. Presenta un contacto transicional con la U2.

Unidad 2. Corresponde a un estrato con contenido de bloques que presentan entre 2 y 5 cm de diámetro y entre 5 a 10 cm los que se encuentran más cercanos a la grieta (figura 8.13). Estos bloques se encuentran inmersos en una matriz arcillosa color rosa.

Unidad 3. Estrato de arcilla color rosa con presencia de algunos clastos pequeños (1-3 cm). Arcilla más suave en comparación con la U5.

Unidad 4. Esta unidad corresponde a lentes de bloques de roca que van de los 2cm a los 15 cm de diámetro. La mayoría de ellos entre 3 y 5 cm de tamaño e inmersos en una matriz arcillosa de color rosa.

Unidad 5. Ésta es un estrato de arcilla de color café oscuro, con mucha dureza. Es un estrato masivo en contacto transicional con la U6. Una vez seca presenta cuarteaduras y agrietamiento.

Unidad 6. Estrato masivo compuesto por limo color ocre. Presenta mezcla de material en lentes de bioturbación con material perteneciente al suelo actual (U7). En contacto transicional con la U7.

Unidad 7. Suelo retrabajado con grava fina redondeada de entre 2mm y 1cm (0.5 cm en promedio). Color café claro muy suave y muy suelta. Su uso actual es para cultivo de maíz.

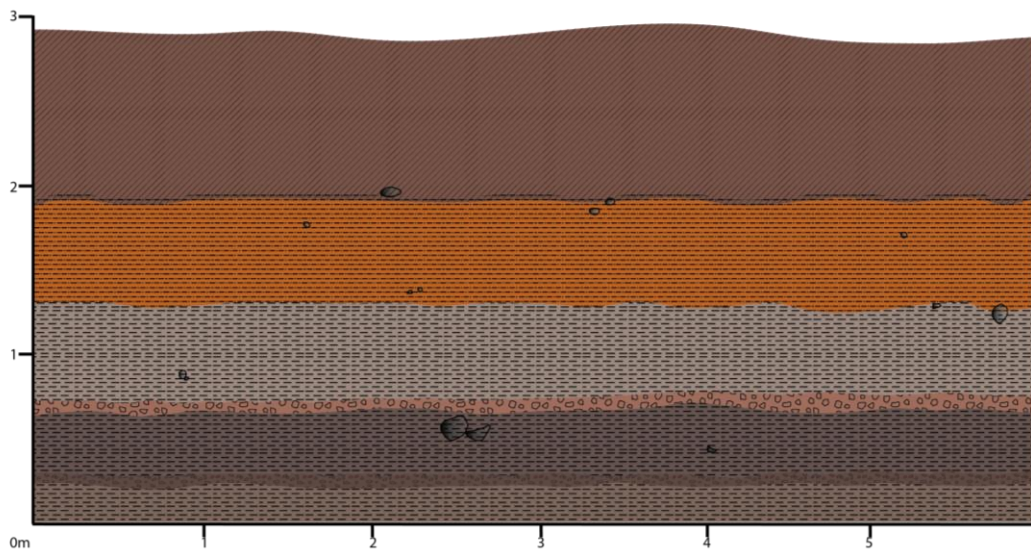
Unidad 8. Corresponde a la grieta. Es rellena con capas inferiores del suelo reciente, en algunas zonas, mezclada con limo de la U6. Presenta las gravas finas del suelo y lentes pequeños de arena fina. Presenta mayor amplitud o anchura en la pared este de la trinchera.

Análisis por retrodeformación

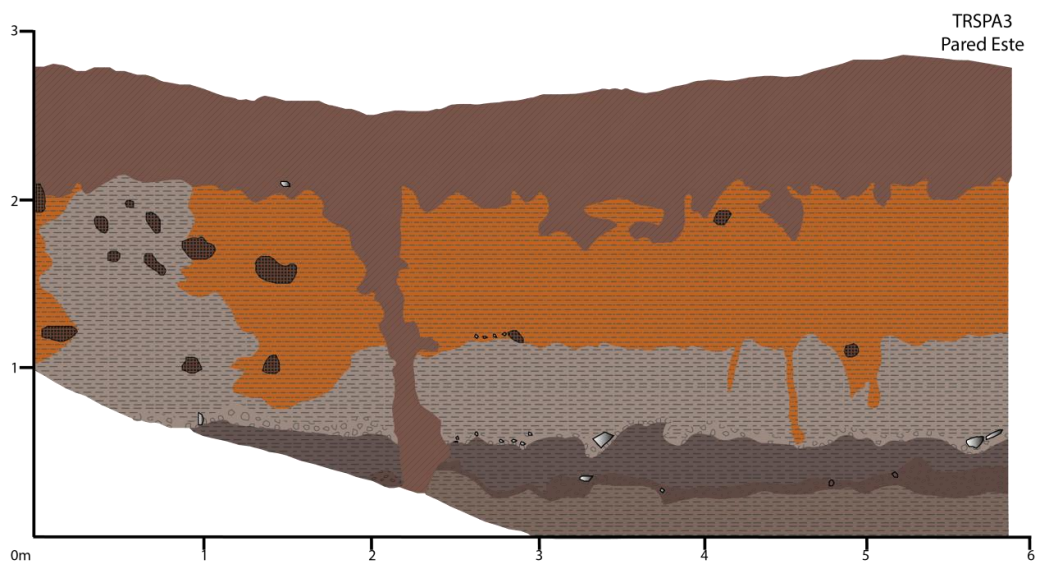
De acuerdo al análisis estratigráfico, en la TRSPA3 se identifica un evento paleosísmico que afectó a las unidades sedimentarias (figura 8.13). Dicho evento es evidenciado porque provocó una abertura o grieta en el terreno. La grieta corresponde a la unidad sedimentaria número 8, de 60 cm de ancho en promedio. Esta grieta se rellenó con el material del suelo reciente de la cima hacia la base y se mezclaron algunos materiales de las unidades sedimentarias subyacentes al suelo. Estas mezclas se encuentran como lentes principalmente de grava que constituye la base de la U8. Además de la grieta, las unidades sedimentarias inferiores al suelo presentan desplazamiento vertical. El desplazamiento en la unidad 5 es de 15 cm. De 13 cm en la U2 y U1. Además de la ruptura, hay mezcla de material que permitió observar que el comportamiento de éste no fue del todo frágil; la unidad 4 se rompió y se introdujo una parte del estrato en la unidad 3. Por otro lado, la unidad 2 también sufrió ruptura, sin embargo, también presentó plasticidad ya que cambia su espesor a lo largo del estrato como un principio de deformación plástica.

Se observan dos etapas en la evolución de la secuencia estratigráfica (figura 8.13).

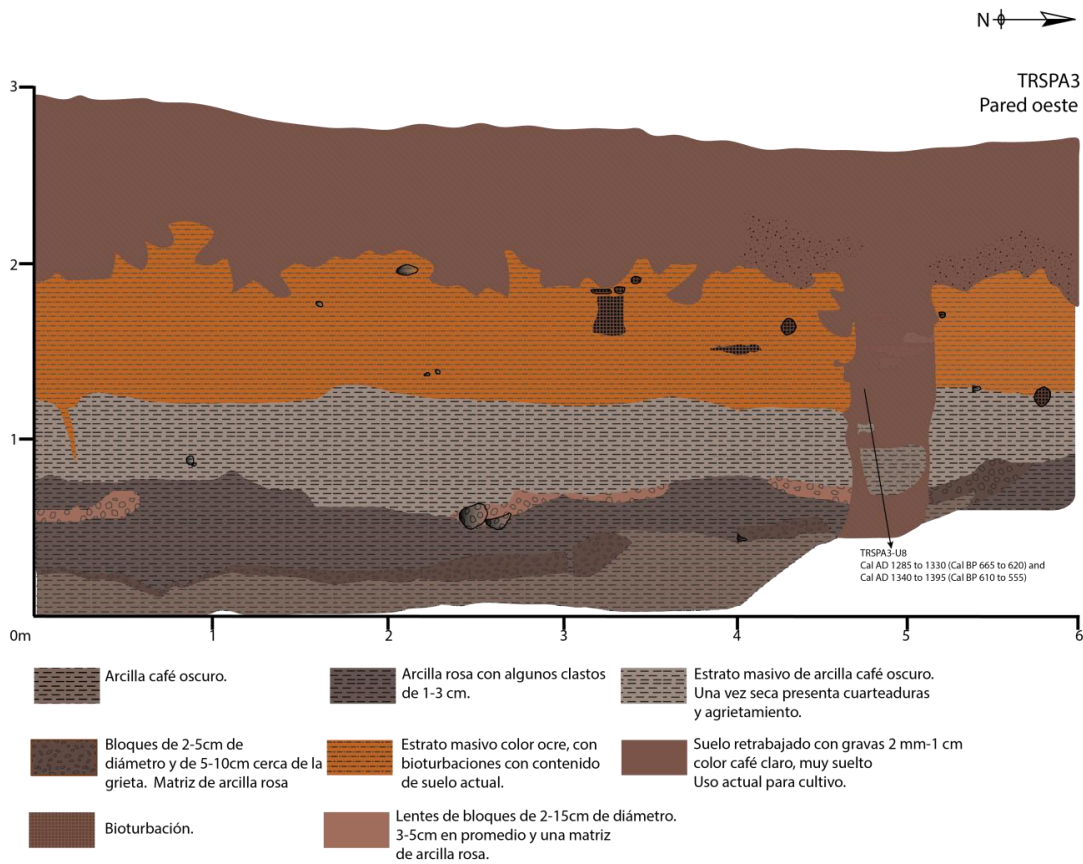
- a) Primeramente un estado de sedimentación tranquila en el que se depositaron los materiales (figura 8.13 a).
- b) El segundo estado corresponde a un evento sísmico que logra romper a las unidades sedimentarias al formarse una grieta o dique que se rellena a su vez con material de la cima hacia la base (figura 8.13 b, c) y por otra parte, consecuentemente se origina una inyección de material tipo diapiro, que va de la base hacia la cima formado principalmente por material arcilloso (figura 8.13 b).



a



b



8.13. Esquema de retrodeformación para la interpretación del evento sísmico que afectó a las unidades sedimentarias que componen a la TRSPA3. a) Unidades sedimentarias sin afectación por sismos. b) Unidades sedimentarias en su estado actual, la pared este presenta rompimiento y desplazamiento vertical producido por un paleosismo, que al romper los estratos produjo una grieta a su vez rellena por el material de la cima y por otro lado una estructura tipo diapiro como respuesta al agrietamiento y la plasticidad del material arcilloso. c) La pared oeste presenta rompimiento de los estratos y desplazamiento. La grieta con mayor amplitud se encuentra en esta pared.

8.2.3. TRSPA2

La trinchera TRSPA2 corresponde a un afloramiento en donde se encuentra expuesto un desplazamiento de estratos de la falla San Pedro, por lo que se decidió utilizarlo como trinchera. El afloramiento forma parte de una falla normal, con dirección ENE-OSO y buzamiento hacia el sur, cuya traza (figura 8.14) se expresa en afloramientos

principalmente mediante desplazamiento de estratos, no obstante se observa también agrietamiento de terreno y discordancia angular en los estratos sedimentarios.

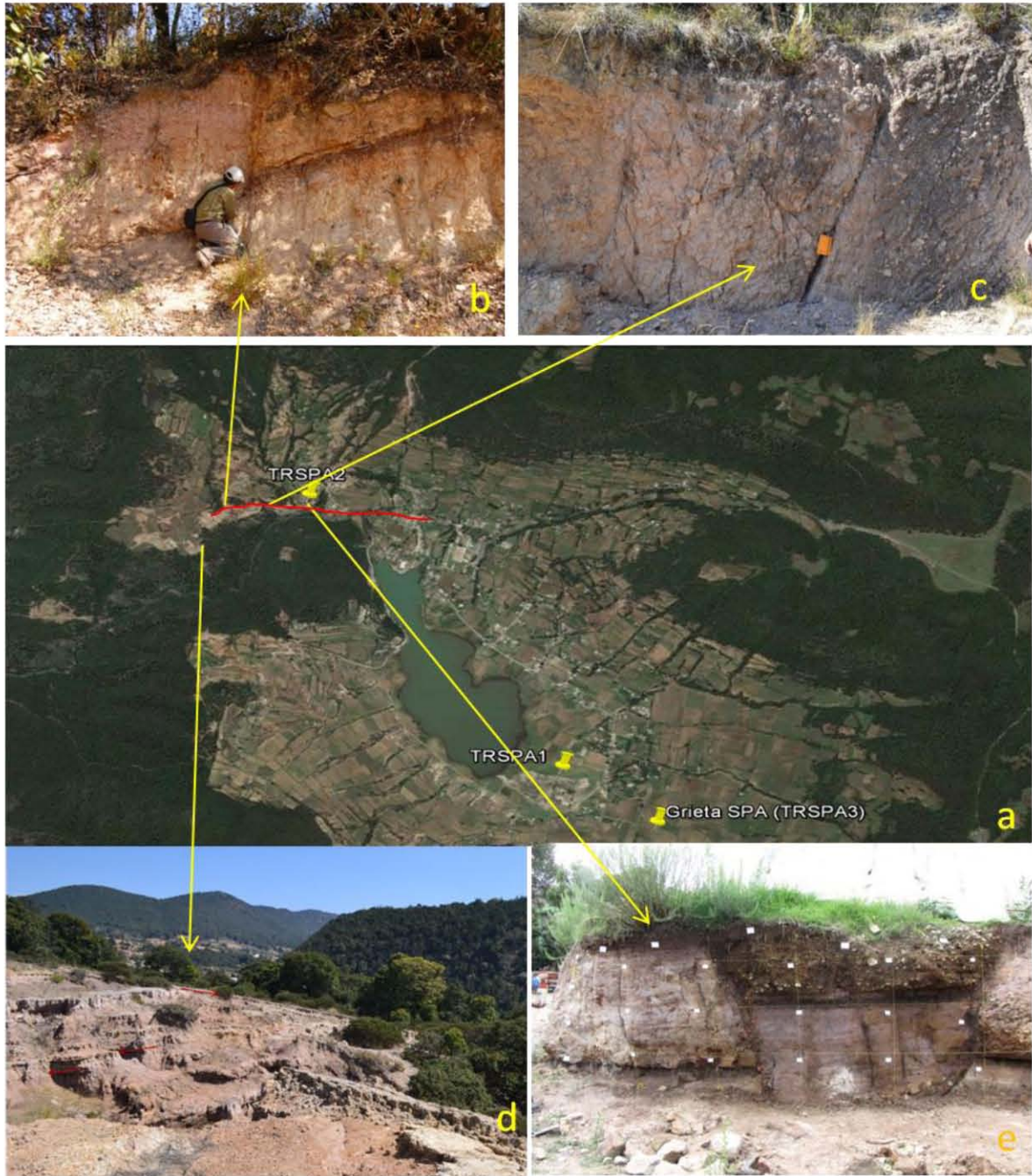
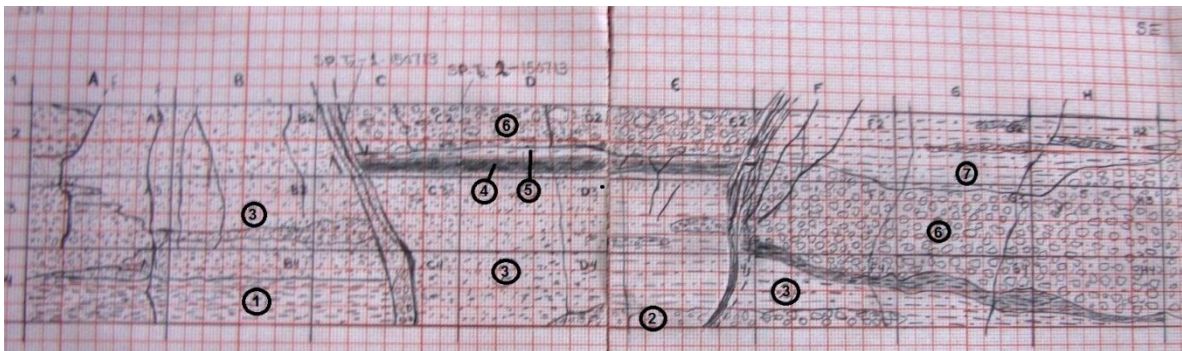


Figura 8.14. Trazas de falla San Pedro al norte de la presa y su expresión en afloramientos. a) Imagen de localización generada a partir de Google Earth. b) Sedimentos desplazados a lo largo de la traza de la falla. c) Falla en sedimentos a lo largo del camino y traza de la falla . d) Discordancia angular en sedimentos al sur de la falla. e) TRSPA2. Desplazamiento y ruptura de los sedimentos.

Las coordenadas de la trinchera (figura 8.15) son: 19°54'46.59" N, 99°58'15.89" W. En la TRSPA2 igual que en las otras trincheras, se colocó en las paredes una malla de 50 x 100 cm, se levantó el *log* (figura 8.16), se tomaron fotografías y se analizó cada estrato a detalle.



Figura 8.15. Trinchera SPA2. Se observa en la imagen la malla 50 X 100 cm que se colocó sobre el afloramiento para su análisis paleosismológico.



- | | |
|--|-------------------------------------|
| 1- Limo arcilloso con contenido de arcilla | 5- Arcilla arenosa |
| 2- Aglomerado | 6- Aglomerado con clastos de dácita |
| 3- Arcilla arenosa color rosa | 7- Arcilla color rosa |
| 4- Arcilla color café con alto contenido de materia orgánica | |

Figura 8.16. *Log* de la TRSPA2 levantado durante el trabajo de campo en San Pedro El Alto.

Unidades sedimentarias

La secuencia sedimentaria involucra sedimentos lacustres con intercalación de material volcánico. Fueron identificadas 7 unidades todas ellas afectadas por la actividad de la falla. De la base a la cima son las siguientes:

U1. Limo arcilloso. Se trata de un limo de color rosado con contenido de arcilla. El espesor del estrato es de 30 cm y constituye la base de nuestra trinchera TRSPA2.

U2. Aglomerado. Éste es un estrato de 47 cm de espesor. Al ser cortado por la falla, el estrato presenta diferencia en el espesor; la vibración sísmica produjo en algunos segmentos del estrato un comportamiento de tipo dúctil, no obstante se produjo rompimiento y separación, lo que corresponde más a un material tipo frágil.

U3. La constituye un espesor de 97 cm de arcilla arenosa color rosado. Hacia el este de la trinchera el material del estrato presenta un contenido más alto de arcilla que de arena.

U4. Corresponde a nuestro estrato guía. Se trata de un estrato compuesto por arcilla de color café muy oscuro de 10 cm de espesor con contenido de hollín, lo que podría estar indicando un incendio. Presenta al tacto un comportamiento dúctil o plástico. El efecto sísmico en este estrato, como en todos los de la trinchera, produjo un rompimiento y desplazamiento vertical. Sin embargo, la plasticidad de la arcilla no deja de manifestarse del todo, pues la grieta que produjo el evento y el rompimiento de los estratos, es rellena con este material, como continuidad del mismo estrato.

U5. A la arcilla plástica le sobreyace otro horizonte de arcilla de 8 cm de espesor, sin embargo con más alto contenido de arena, por lo que su comportamiento es de tipo frágil.

U6. Es un estrato de 56 cm de espesor y compuesto por un aglomerado con clastos de dacita redondeados y de mayor diámetro que los clastos de la U2. El estrato es de color café y presenta rompimiento y desplazamiento vertical.

U7. Es la unidad de mayor espesor, con 119 cm. Se compone de arcilla arenosa de color rosado. En algunos sitios presenta lentes del aglomerado correspondientes a la U6.

La cima de la secuencia corresponde a un corte que actualmente se realizó por los propietarios del terreno, como preparación para la adaptación del lugar a un invernadero.

Análisis por retrodeformación

En la TRSPA2 se observaron los efectos de un sólo evento paleosísmico. Las fallas afectan a una secuencia fluvio-lacustre, ella en sí levantada por fallas. El evento es evidenciado por el desplazamiento vertical de 66 cm de los estratos que componen el paquete sedimentario de la trinchera. No obstante, el salto real ha sido borrado como efecto del corte realizado para la realización del invernadero actual en la cima; como puede observarse en los afloramientos del trazo de la falla (figura 8.14 b y c), el desplazamiento es de más de un metro. Como estrato guía se tomó a la unidad 4, compuesta por arcilla de color café oscuro. Se identifica una falla principal y una falla antitética, éstas presentan agrietamiento que es a su vez relleno con el material de la misma unidad 4 principalmente, el cual se comportó de manera dúctil. Se observan más grietas a lo largo de toda la trinchera, ellas se rellenan de la cima hacia la base con la arcilla oscura. Las unidades sedimentarias, a excepción de la U2 y la U4, se comportaron de manera casi totalmente frágil ante el evento sísmico, el cual los cortó y los desplazó verticalmente, no obstante, como se mencionó antes, el comportamiento dúctil de la arcilla no deja de manifestarse sobre todo al rellenar las grietas abiertas por el rompimiento de los estratos.

La figura 8.17 muestra la retro-interpretación del comportamiento de las unidades antes y después del evento, sugiriendo que antes del evento la sedimentación ocurrió de manera tranquila, en la que se intercalaron materiales principalmente compuestos por arcillas. Al momento del sismo, tal horizontalidad de los sedimentos pierde forma al romper la continuidad de las unidades y la vibración sísmica produjo en la U2 y la U4 un reacomodo de material que hizo que se mezclara con el material de las demás unidades. Así mismo la unidad 6 aparte de romper y desplazarse verticalmente, produjo lentes en

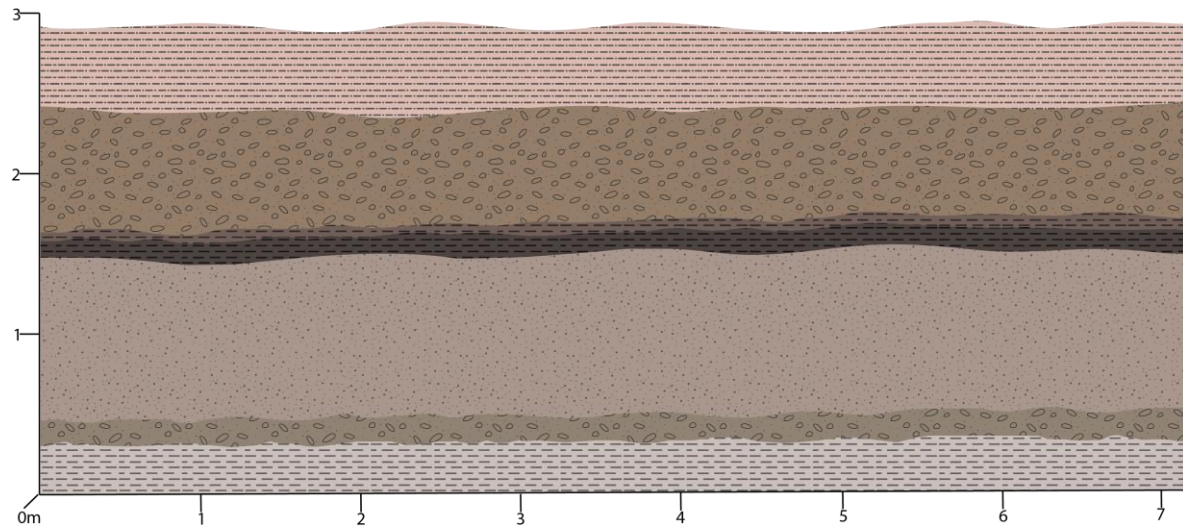
los estratos arcillosos de las unidades 7 y 3. El suelo actual fue removido actualmente para la construcción de un invernadero, con lo que eliminó parte de las unidades descritas.

Si tomamos en cuenta todo el paquete sedimentario como una fase, por no presentar más que un evento sísmico, se puede dividir en dos etapas o fases la evolución y estado actual de la estratigrafía:

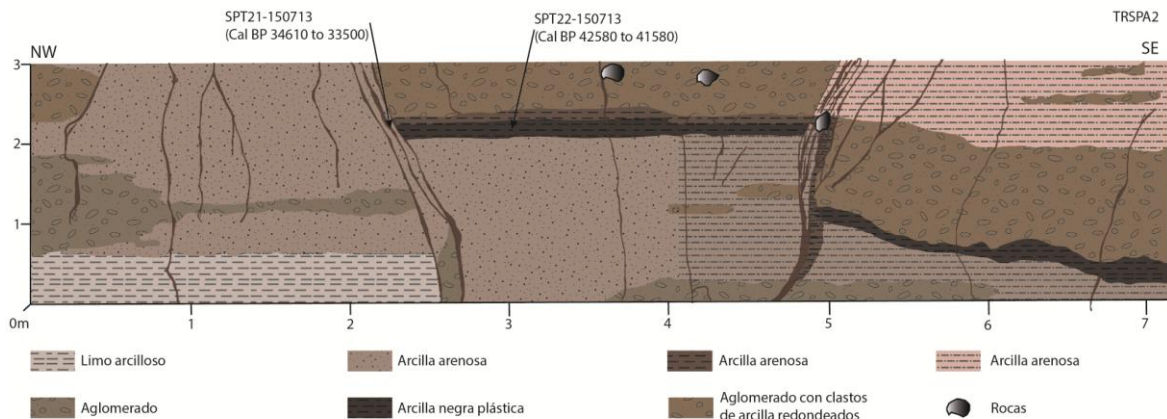
- a) Sedimentación de la secuencia fluvio-lacustre con intercalación en dos ocasiones de un material aglomerado emitido por la actividad volcánica, probablemente del mismo volcán Temascalcingo o de un edificio volcánico cercano (figura 8.17 a).
- b) Un evento sísmico que deforma a todas las unidades mediante ruptura y 66 cm de desplazamiento de éstas (figura 8.17 b).

En las cuñas de las fallas encontramos arcillas oscuras y fragmentos de limos color naranja. El suelo original no existe más que conservado en las fallas.

De la unidad 4 se extrajo material con contenido de carbono para ser analizado mediante el método de ^{14}C , el material corresponde al mismo que rellena la cuña que produjo el rompimiento de los estratos y el desplazamiento en la trinchera; la muestra de material fue enviada a los laboratorios de *Beta analytic* (tabla 8.1). La edad del material de la U4 fechado, se correlaciona con el material fechado de la TRSPA1 (tabla 8.1), lo que sugiere por una parte, que un mismo evento sísmico afectó a los sedimentos tanto del norte como del sur de la presa y por otra parte, que puede tratarse de fallas normales sintética y antitética que a profundidad podrían unirse, lo que representaría también su movimiento y actividad al mismo tiempo.



a)



b)

Figura 8.17. Esquema de retrodeformación para la interpretación del evento sísmico que afectó a las unidades sedimentarias que componen a la TRSPA2. a) Unidades sedimentarias sin afectación del paleosismo b). Unidades sedimentarias en su estado actual, con rompimiento y desplazamiento vertical producido por un paleosismo.

8.2.4. Discordancia angular

Sobre la traza de la falla San Pedro, al oeste de nuestra TRSPA2, el efecto de la actividad se observa en los sedimentos que presentan basculamiento hacia el norte (figura 8.18); los estratos más antiguos presentan discordancia angular con los estratos más recientes. La ubicación del sitio es N19°54'38.1" y W99°58'35.12 a una altitud de 2735

msnm. De acuerdo con MacCalpin (2009), la discordancia angular ya sea por plegamiento o inclinación de los estratos, constituye un indicador paleosísmico, pues hay pocos procesos no tectónicos que pueden generarlo.



Figura 8.18. Discordancia angular en San Pedro El Alto. Estratos basculados hacia el norte como efecto de eventos sísmicos producidos por las fallas del graben de Acambay.

8.2.5. Falla San Pedro, Autopista Atlacomulco - Acambay

Dentro de los cinco sismos identificados en el graben de Acambay, identificados por varios investigadores (Langridge et al., 2000; 2013; Rodríguez-Pascua et al., 2010), destaca el sismo de Acambay de 1912, el más reciente, por los efectos que tuvo en la población. La expresión de dicho evento sobre la falla San Pedro, se evidencia en la autopista Atlacomulco de Fabela – San Miguel Acambay (figura 8.19), a 2528 msnm. La ubicación del sitio es X 409522, Y 198023. La falla corta al suelo reciente. El desplazamiento del suelo es de 1.53 m. De acuerdo con Sunye-Puchol (2015), se trata de

un sistema de fallas en flor invertida con un componente lateral izquierdo, el cual provoca un esfuerzo compresivo en el centro del sistema.

Material del suelo desplazado se recolectó para su fechamiento mediante ^{14}C . El resultado da una edad de Cal 760 a 675 A.P. La edad coincide con el material que rellena la grieta en la trinchera TRSPA3, lo que sugiere una contemporaneidad de eventos para las fallas San Pedro y Temascalcingo, particularmente para el sismo de 1912.

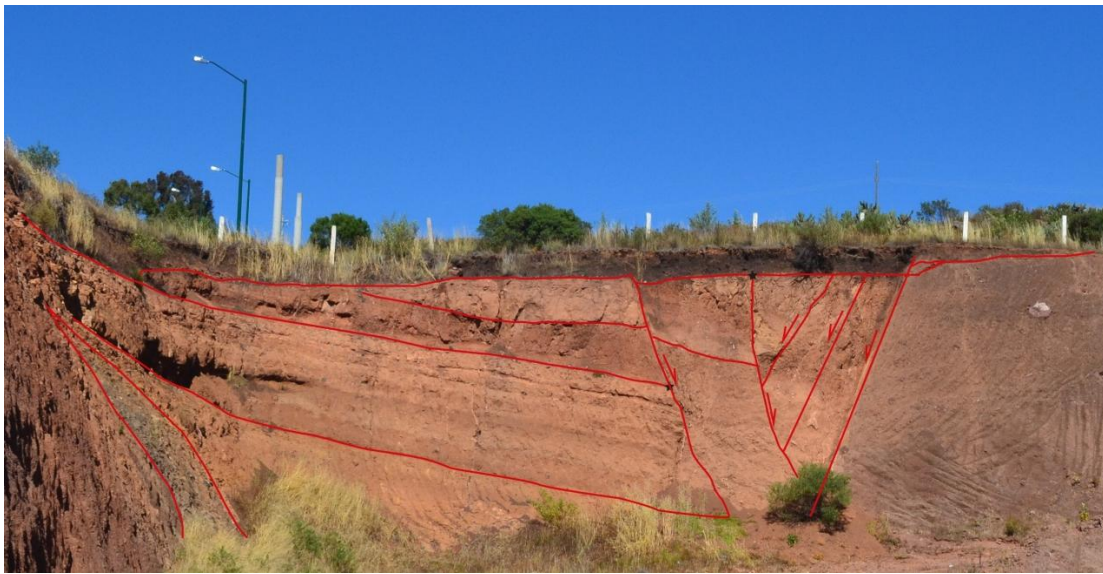


Figura 8.19. Expresión de la falla San Pedro, sobre un corte realizado en la autopista Atlacomulco de Fabela – San Miguel Acambay. Del estrato masivo con alto contenido de materia orgánica se tomó muestra con el objeto de fechar el material. La edad es contemporánea a la edad del material fechado de la TRSPA3, es decir Cal 760 - 675 BP. Lo reciente del material sugiere que el probable sismo que afectó a la secuencia sedimentaria que aflora en la autopista es el sismo de Acambay de 1912 (tabla 1).

8.3. ANÁLISIS DE LABORATORIO PARA DATACIÓN DE MATERIAL POR ^{14}C

Con el objeto de conocer la edad de los eventos sísmicos que afectaron a las unidades sedimentarias de las tres trincheras estudiadas en San Pedro El Alto y de la falla sobre la autopista de Acambay, en donde fue posible se tomó muestra de materia

orgánica con contenido de carbón para su posterior análisis de datación mediante el método de ^{14}C . En total cinco muestras representativas fueron enviadas a los laboratorios Beta Analytic cuyos resultados se muestran en la tabla 8.1.

De la TRSPA1, la muestra representativa por su alto contenido en materia orgánica y por ser el material que rellena las grietas o diques abiertos por efecto del último sismo, es la unidad correspondiente al estrato masivo compuesto por materia orgánica. Por su parte, el material datado correspondiente a la TRSPA2, corresponde a 2 muestras; una de la U4, unidad guía compuesta en su gran mayoría por material orgánico y del material que rellena las grietas abiertas a causa del sismo, cuyo material proviene de la cima de la trinchera. El material datado perteneciente a la TRSPA3, es igualmente el que rellena a la grieta o dique producido por el efecto sísmico. Se trata de la U8. De la misma manera, fue enviado para su análisis y datación, material de la falla San Pedro ubicada sobre la autopista a Acambay, en la que queda expuesta tras las obras de carretera. Se trata de un material colectado en la cima del afloramiento del estrato que corresponde al compuesto por materia orgánica.

Tabla 8.1. Datación de los materiales colectados en las tres trincheras en San Pedro El Alto (TRSPA 1, 2 y 3) y sobre autopista de Acambay, que permite ubicar en el tiempo a los eventos sísmicos identificados.

Sitio	Unidad	Clave lab.	Clave campo	Material	Edad		Edad convencional	Cal.
TRSPA1	M.O.	386027	TRSPA1-MO	Sedimento orgánico	36970 +/- 320 AP	+/- BP	37020 +/- 320	Cal BC 40070 to 39135 (Cal AP 42020 a 41085)
TRSPA2	U7	362883	SPT21150713	Sedimento orgánico	29350 +/- 190 AP	+/- BP	29430 +/- 190	Cal BC 32660 to 31550 (Cal AP 34610 a 33500)
TRSPA2	U4	362884	SPT22150713	Sedimento orgánico	37240 +/- 390 AP	+/- BP	37310 +/- 390	Cal BC 40630 to 39630 (Cal AP 42580 a 41580)
TRSPA3	U8	386028	TRSPA3-U8	Sedimento orgánico	600 +/- 30 AP	+/- AP	640 +/- 30 AP	Cal AD 1285 to 1330 (Cal AP 665 a 620) and Cal AD 1340 a 1395 (Cal AP 610 a 555)
Autopista Acambay		386017	ACA141113-1	Sedimento orgánico	630 +/- 30 AP	+/- AP	800 +/- 30 AP	Cal AD 1190 to 1275 (Cal AP 760 a 675)

8.4. DISCUSIÓN DEL ANÁLISIS EN TRINCHERAS

La reconstrucción de la secuencia sedimentaria en las tres trincheras estudiadas en la zona de San Pedro El Alto, muestra evidencia estructural y sedimentológica de al menos 3 sismos antiguos, cuyas edades de los materiales afectados datan de los 42,000 AP a 610 A.P. La edad más probable de los sismos identificados se realizó en base a la relación estratigráfica y estructural. A partir del análisis de la secuencia sedimentaria en las tres trincheras y el afloramiento en la autopista Atlacomulco–Acambay de la falla San Pedro, es posible correlacionar los eventos sísmicos que han afectado la zona. Dicha correlación de los eventos se basa principalmente en la similitud de edades de los materiales afectados. Las edades de los sismos de acuerdo a las dataciones del material, podrían corresponder al sismo más antiguo reportado para la falla Pastores (Langridge *et al.*, 2013) y al de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913), respectivamente.

En la trinchera 1, la edad del material que rellena las grietas abiertas por efecto sísmico es de Cal. 42020 a 41085 A.P., edad que prácticamente concuerda con la edad del material de la unidad guía en la trinchera 2, que es roto y desplazado verticalmente, éste fechado en 42580 - 41580 Cal A.P. Se acerca también la edad del material que rellena las grietas en la misma trinchera (U7), Cal 34610 a 33500 A.P. Así mismo, la edad de los materiales coincide con la edad del evento III reportado por Langridge *et al.*, (2013), ocurrido en el Pleistoceno tardío en el intervalo de ca. Cal 31.5 a 41.0 ka AP. La edad es muy semejante también con la reportada por Sunye-Puchol *et al.* (2015) para el evento sísmico más antiguo que tuvo efecto sobre la falla San Mateo en la porción norte del volcán Temascalcingo, datado en 31.0 a 29.3 ka AP. No obstante, un evento sísmico más antiguo a éste, es el que ha deformado parte de la secuencia sedimentaria observada en la TRSPA1, que provocó plegamiento y la formación de una estructura tipo *slump* en la unidad sedimentaria compuesta por ceniza volcánica fina con contenido de limo-arcilloso. Lamentablemente, la edad de tal evento o de los materiales sedimentarios afectados por éste no ha sido fechada y por lo tanto no se ha podido calcular el periodo intersísmico de los eventos.

Por otra parte, la edad de los materiales fechados de la unidad 8 en la TRSPA3, de Cal 665 a 620 A.P. y Cal 610 a 555 A.P., se asemeja a la edad del material del estrato con alto contenido de materia orgánica y desplazado verticalmente perteneciente al afloramiento de la falla San Pedro sobre la autopista Atlacomulco-Acambay, cuya edad es de Cal 760 a 675 A.P. Por las recientes edades de los sedimentos, se sugiere que su deformación se debe al efecto sísmico del evento más reciente registrado en el graben de Acambay, es decir al sismo de Acambay de 1912, que en la zona de la TRSPA1 provocó el agrietamiento y el desplazamiento vertical de 30-50 cm reportado por Urbina y Camacho (1913), actualmente aumentado como efecto de creep asísmico y por la extracción del agua de la presa. No obstante, sin fenómeno de licuefacción como en los eventos anteriores observados en este sitio, posiblemente debido a que los materiales no se encontraban en las mismas condiciones de saturación; algunos sismos no dejan registro debido al cambio en el nivel en el cuerpo de agua (IAEA, 2015).

8.4.1. Interpretación de eventos

La interpretación de la deformación sedimentaria en la cuenca de San Pedro El Alto, en base a la correlación de los análisis en el presente estudio, sugiere que al menos tres eventos sísmicos han influenciado el estado actual del paisaje sísmico de la zona.

Evento I

El evento más antiguo es evidenciado en la TRSPA1 por el plegamiento y formación de una estructura tipo *slump* de una unidad sedimentaria a cuya cima y base, los estratos se encuentran horizontales. Este evento correspondería al más antiguo identificado para todo el graben de Acambay, puesto que en trabajos realizados con anterioridad en la zona (p. ej. Langridge et al., 2000, 2013; Ortuño et al., 2015; Sunye-Puchol et al., 2015), el evento más antiguo es el concordante con el segundo evento identificado en este trabajo, descrito a continuación.

Evento II

El evento se expresa en las unidades sedimentarias de la TRSPA1 mediante 22 cm de desplazamiento, por la apertura y relleno de grietas con material arcilloso de la cima hacia la base de edad Cal 42020 a 41085 A.P. y la presencia de estructuras de deformación generadas principalmente mediante el fenómeno de licuefacción y fluidificación, descritas en el capítulo 6 de este trabajo. Por su parte, en la TRSPA2, el mismo evento es evidenciado por el desplazamiento de las unidades sedimentarias que en total registra un desplazamiento vertical de 66 cm. La edad para el estrato guía de esta trinchera es de Cal 42580 a 41580 A.P.

La edad de los materiales afectados y correspondencia de las dos fallas (Temascalcingo y San Pedro), sugieren una actividad contemporánea que podría estar indicando una conexión a profundidad entre ellas. Destaca para este evento la edad de los materiales, concordante además con la edad del evento sísmico III descrito por Langridge et al. (2013) como el más antiguo para la falla Pastores, fechado dentro de un intervalo de ca. Cal 31,500 a 41,000 A.P.

Evento III

El evento más reciente es evidenciado sobre todo en la parte sur de la presa de San Pedro El Alto; el escarpe en donde se ubica la TRSPA1 es el efecto primario del sismo de Acambay de 1912. El desplazamiento fue como lo reportaron Urbina y Camacho (1913), de 30 a 50 cm, no obstante el desplazamiento acumulado es de 1-2 m a lo largo de la falla, como resultado de la influencia que el aprovechamiento del agua de la presa ha producido en los sedimentos que son parte aun del cuerpo lacustre. Efectos secundarios en el área también fueron reportados por Urbina y Camacho (*Op. Cit.*), tales como agrietamiento y el fenómeno de licuefacción que describieron como la eyección de lodo cerca de la presa de San Pedro. Los efectos del sismo en la TRSPA3 se manifiestan con el material que rellena (U8) la grieta abierta durante el evento, fechado en 610 a 555 Cal A.P. Por su parte, en el afloramiento expuesto de la falla San Pedro, sobre la autopista a Acambay, el desplazamiento de las unidades sedimentarias es el efecto visible del sismo. La edad del

material afectado es Cal 760 a 675 A.P, muy semejante a la edad del material fechado en la trinchera 3.

8.4.2. PARÁMETROS OBTENIDOS

Los datos obtenidos nos permiten calcular parámetros importantes para el presente estudio. Dentro de estos, paleomagnitud, tasa de desplazamiento e intervalo de recurrencia, para cada una de las fallas analizadas (tabla 8.2). Datos particularmente importantes para la evaluación del peligro sísmico.

8.4.2.1. Tasa de desplazamiento

Utilizando los datos de desplazamiento observados y la relación McCalpin (2009) para el cálculo de tasa de deslizamiento (*slip rate*) tenemos que:

$$SR = \text{Desplazamiento total (mm)} / \text{Edad de los materiales (años)}$$

De acuerdo a la relación, la tasa de desplazamiento para la falla Temascalcingo es de 0.017 mm/ año, tomando como desplazamiento total los 22 cm del evento II + los 50 cm desplazados por el sismo de 1912. Para la falla San Pedro la tasa de desplazamiento es de 0.016, mientras que el valor obtenido para la falla Temascalcingo (segmento Grieta), dado la reciente edad de desplazamiento del material, es de 0.25, lo cual no se considera como real o confiable. En la tabla 8.2 se resumen los resultados obtenidos de los diferentes parámetros.

8.4.2.2. Paleomagnitud de los eventos identificados

Mediante la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994), se calculó la M_w de cada uno de los tres eventos identificados en las trincheras analizadas para este trabajo.

$$M_w = 6.69 + 0.74 * \log (dv) \pm 0.1$$

dv = desplazamiento vertical por evento en metros

Se obtuvo para el evento II de la TRSPA1, una $M_w = 6.2 \pm 0.1$ (22 cm de dv). Para el evento III o más reciente (sismo de 1912), la $M_w = 6.5 \pm 0.1$, considerando que en esta zona de San Pedro El Alto el desplazamiento vertical fue de 50 cm, no obstante, el desplazamiento máximo en otras zonas del graben, específicamente en la falla Acambay-Tixmadejé, el desplazamiento fue mayor, por lo que el valor obtenido será más alto de 6.5 obtenido en este cálculo. El valor obtenido para el evento II, identificado en la TRSPA2, es de $M_w = 6.6 \pm 0.1$, mientras que para la TRSPA3, evento III (sismo de 1912), la $M_w = 6.1 \pm 0.1$.

8.4.2.3. Intervalo de recurrencia

Utilizando la fórmula de McCalpin (2009) y los datos obtenidos en las trincheras, se calculó el intervalo de recurrencia.

$$RI = D / (S - C) =$$

RI = Intervalo de recurrencia

D = Desplazamiento vertical durante un único evento de fallamiento (promedio)

S = Tasa de desplazamiento cosísmico (slip rate)

C = Creep

Se obtuvo para la falla Temascalcingo un intervalo de recurrencia de 28,901 años, mientras que para la falla San Pedro, el intervalo es de 31,446 años, valor que no dista mucho del de la falla Temascalcingo. Los resultados podrían sugerir entonces que estas dos fallas corresponden a la falla sintética y antitética por la semejanza de su comportamiento en cuanto a edad de materiales desplazados, desplazamiento vertical en cm, tasa de desplazamiento y paleomagnitud. Podrían estar conectadas en profundidad y “combinar” su actividad aun si no se sabe si actúan como fallas primarias o su actividad depende de la actividad de las fallas principales Pastores y Acambay-Tixmadejé. No obstante, el último evento registrado para la falla Temascalcingo fue generado a partir de la actividad de la falla Acambay-Tixmadejé en el sismo de 1912, lo cual se debe considerar

en la evaluación del peligro sísmico para el caso en el que esta estructura actuara como falla primaria o independiente de las principales fallas del graben, ya que se encontraría en el límite e incluso rebasa ya el periodo intersísmico calculado para ésta.

Tabla 8.2. Datos obtenidos a partir de los resultados del análisis realizado en las tres trincheras de la zona de San Pedro El Alto. Falla Temascalcingo, eventos I y II, Falla San Pedro. Dv, Desplazamiento vertical en metros.

Falla/evento	Edad Cal AP	Dv (m)	Paleomagnitud $M_w \pm 0.1$	Tasa deslizamiento	Intervalo recurrencia
Temas- III	1912 AD	0.50	6.5	0.017 mm/a	28,901 a
clacingo II	42020 a 41085	0.22	6.2		
San Pedro	42580 a 41580	0.66	6.6	0.016 mm/a	31,446 a
Tms. Grieta	610 a 555	0.15	6.1	0.25 mm/a	
Acambay	760 a 675				

8.5. CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS EN TRINCHERAS

El presente estudio estratigráfico ha permitido reconstruir parte de la historia sísmica de la zona de San Pedro EL Alto, la cual afirma la actividad de las fallas pertenecientes al Sistema Central de Fallas del graben de Acambay durante el Pleistoceno-Holoceno, específicamente de las fallas Temascalcingo y San Pedro.

Las tres trincheras analizadas en la localidad de San Pedro El Alto exponen unidades sedimentarias volcano-lacustres afectadas por actividad sísmica con magnitudes entre 6.1 y 6.6. Las deformaciones observadas corresponden a tres eventos sísmicos ocurridos en los últimos 42, 000 años. Dos de los sismos podrían corresponder a los eventos sísmicos identificados en estudios anteriores realizados por diferentes investigadores para las fallas Pastores (31.5 a 41.0 ka cal AP, Langridge et al., 2013) y Acambay-Tixmadejé (Sismo de 1912, Urbina y Camacho, 1913). Un tercer sismo extiende

la historia sísmica de la región, aun si no se tiene la edad, el evento registrado es mayor a los 41,000 años AP.

El periodo de recurrencia (28,901–31,446 años) y la tasa de deslizamiento (0.016-0.017) muestran para las fallas Temascalcingo y San Pedro, una correspondencia que podría sugerir la conexión a profundidad de estas estructuras e incluso con las demás estructuras del graben. El análisis sugiere además que las fallas Temascalcingo y San Pedro han cumplido ya su periodo intersísmico, lo cual debe tenerse en la evaluación del peligro sísmico.

9. PELIGRO SÍSMICO; DISCUSIÓN GENERAL

El peligro sísmico se define como la probabilidad de que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico con una intensidad determinada (Martelli *et al.*, 2012). Desde el punto de vista paleosismológico, los terremotos no son fenómenos “aleatorios”. Las evidencias geológicas cuaternarias sugieren que los sismos significativos (típicamente $M_w \geq 5.5$) se repiten a lo largo de una fuente sísmica específica. Esto implica que en un cierto intervalo de tiempo, el paisaje local y la estratigrafía se caracterizarán por ciertos patrones controlados por terremotos que definen el paisaje sísmico (IAEA, 2015). El estudio de estos rasgos nos permite evaluar en la región del graben de Acambay, específicamente en San Pedro El Alto, los parámetros de la fuente (incluyendo la magnitud del sismo, el estilo de fallas, las tasas de deslizamiento) del evento sísmico de referencia. Cabe resaltar aquí, que se entiende por falla activa una estructura geológica que registra antecedentes históricos de actividad sísmica y que tiene recurrencia en un intervalo de tiempo (IAEA, 2015).

Uno de los objetivos de la paleosismología es caracterizar el comportamiento de fallas activas con el fin de limitar mejor su peligrosidad sísmica en una región. Para ello se requiere de un buen conocimiento del comportamiento sísmico del área en estudio (Masana *et al.*, 2001). En este sentido, la evaluación del peligro sísmico se enfoca en el análisis e influencia de una falla específica en donde las fuentes sísmicas están geológicamente restringidas a fallas activas. Según Martelli *et al.* (2012), la peligrosidad sísmica está constituida por dos componentes: 1) peligrosidad sísmica de base (Pb), donde se toma en cuenta la sismicidad del área, la frecuencia y energía de los sismos que puedan ocurrir y la distancia de la fuente sismogénica; estando ligada entonces a las características sismo-tectónicas, a las condiciones geológico-estructurales profundas, a la dinámica de la corteza terrestre y del manto superior; 2) peligrosidad sísmica local (Pl); las condiciones geológicas y morfológicas locales que puedan modificar la frecuencia, la amplitud y duración del movimiento sísmico en superficie, aumentando los efectos

(particularmente el fenómeno de amplificación), así como fenómenos que modifican de manera permanente el territorio, como pueden ser deslizamientos, licuefacción, densificación, fallamiento, etc.; las condiciones geológicas y morfológicas capaces de producir tales efectos.

El principal parámetro a evaluar de un sismo es la intensidad macrosísmica como medida directa de los daños, no obstante, de acuerdo a la definición original, la intensidad es una clasificación de los efectos causados por el sismo a las personas, edificios y sobre el ambiente natural (Papanikolaou, 2011), sin embargo, en las versiones “actuales” de la medida de intensidad, no se consideran los efectos en el ambiente (Reicherter *et al.*, 2009; Papanikolaou, 2011). Cuando se usa la intensidad en humanos o en el ambiente humano para evaluar la intensidad macrosísmica, se tiende a reflejar principalmente el desarrollo económico y el marco cultural del área que experimentó o sufrió el sismo (Serva, 1994 en Papanikolaou, 2011). No obstante, diversos análisis realizados en todo el mundo, muestran la eficacia del análisis de los efectos sísmicos ambientales para mejorar la evaluación sísmica (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000, 2010; Silva y Rodríguez-Pascua, 2014; Porfido *et al.*, 2015; Serva *et al.*, 2015; Nappi *et al.*, 2016). De los grandes sismos ocurridos sobre todo en las últimas décadas, hemos aprendido a valorar el registro paleosismológico y a tomar ventaja de éstos para el conocimiento y comprensión de este tipo de eventos.

Considerando lo anterior, para la evaluación del peligro sísmico en la zona central del graben de Acambay, específicamente en la localidad de San Pedro El Alto, se usó la escala ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007), la cual considera en 12 grados de intensidad los efectos sísmicos en el ambiente natural (*EEE Earthquake Environmental Effects* por sus siglas en inglés) y permite además una comparación de eventos contemporáneos y futuros con eventos históricos (figura 9.1). Es decir, tomando en cuenta que el ambiente natural tiene una memoria mucho más amplia que las construcciones hechas por el hombre, la escala ESI-2007 evalúa el tamaño y la intensidad epicentral de un sismo a partir de los efectos producidos en el ambiente. Su principal ventaja es la clasificación, cuantificación y medición de características geológicas, hidrogeológicas, geomorfológicas y botánicas que están asociadas a cada grado de intensidad (Serva *et al.* 2015; Nappi *et al.*,

2016) y ofrece alta resolución espacial, además de que no se satura con los valores altos de intensidad. Su consideración en el escenario de peligro sísmico es crucial para la planificación urbana, geotécnica e ingeniería estructural, análisis de riesgo, agencias de protección civil y las compañías de seguros (Serva *et al.*, 2015).

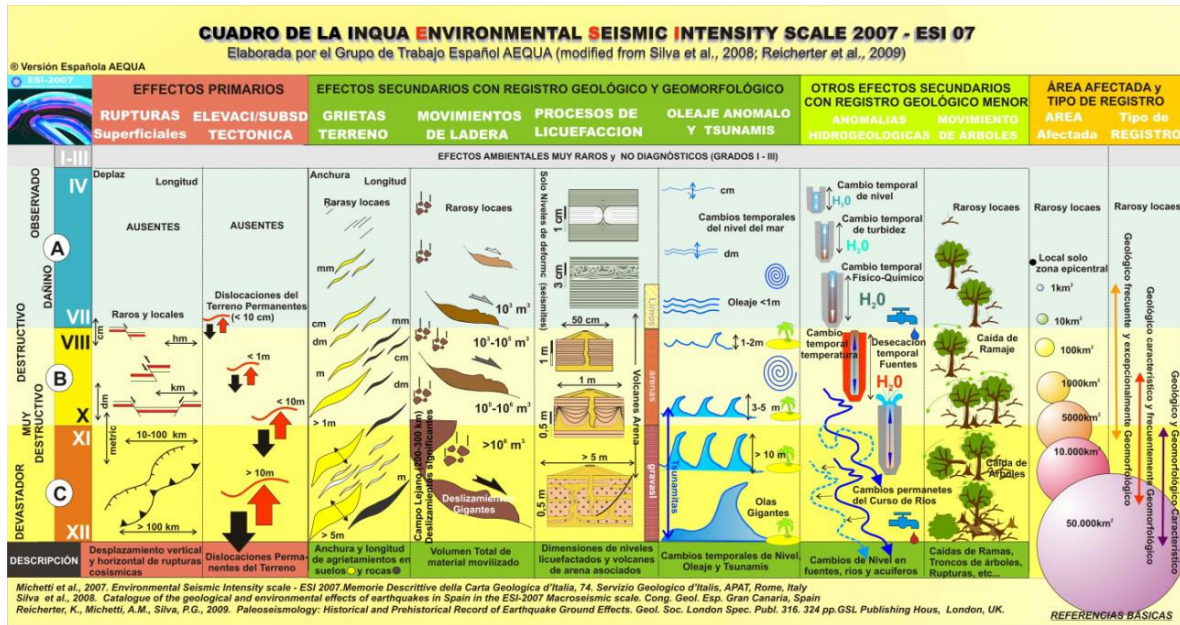


Figura 9.1. Esquema de la escala de intensidades ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007).

Por su parte, los EEE se dividen en dos categorías: 1) efectos primarios, que son la expresión en superficie de la fuente sísmica, por ejemplo, la superficie fallada y, 2) efectos secundarios, principalmente dependen de las características de las ondas y de las condiciones morfológicas, geológicas, climáticas y del suelo; por ejemplo, deslizamientos, efectos de licuefacción, grietas y fracturas, etc. (Serva *et al.*, 2015). En la evaluación de una zona se deben tomar en cuenta, sin embargo, los factores regionales y locales (tectónica regional y características estructurales en los efectos cosísmicos, p. ej.), ya que afectarán de manera particular en el “tamaño-efecto” del sismo, dependiendo sobre todo del ambiente sismo-tectónico de la región. La distribución máxima de los efectos secundarios es otro factor importante en la evaluación. No obstante los valores de

magnitud de cada sismo, la intensidad es un parámetro significativo para la evaluación del peligro sísmico confiable, especialmente, cuando los efectos sísmicos ambientales (EEE) son tomados en cuenta adecuadamente (Serva *et al.*, 2015).

9.1. CONSIDERACIONES PARA LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL GRABEN DE ACAMBAY

La evolución de la deformación Cuaternaria del centro de México ha quedado registrada en la secuencia sedimentaria de las cuencas, particularmente en el graben de Acambay, en donde el paisaje sísmico local nos permite analizar, entender y utilizar los elementos antes mencionados para la evaluación del peligro sísmico. No obstante, a pesar de los registros instrumentales e históricos que se tienen del CVTM (García-Acosta y Suarez, 1996), esta zona central del país, se ha considerado como de baja peligrosidad sísmica. Sin embargo, muchas de las estructuras de falla pertenecientes al CVTM presentan pronunciados escarpes y cortan coluviones y edificios volcánicos del Cuaternario, lo que indica actividad reciente (Bayona *et al.*, 2017). En dicha zona se concentra aproximadamente el 40% de la población (INEGI, 2010) y gran parte del desarrollo industrial, por lo que es de particular importancia el análisis y evaluación del peligro y riesgo sísmico.

Dentro de los sismos corticales recientes más representativos de México podemos mencionar el de 1858 en Pátzcuaro; el de Acambay en 1912, M 6.9; el de 1920 en Xalapa, M 6.4 y el de Maravatío en 1979, M 5.3. A excepción del evento de 1920, todos los sismos mencionados, han tenido su epicentro en la zona perteneciente al sistema de fallas Morelia-Acambay. Las evidencias tectónicas registradas particularmente en el área central del graben de Acambay muestran que el Sistema de Fallas Central ha estado activo tanto en el Pleistoceno como en el Holoceno. Las estructuras que lo componen son fallas con orientación preferencial E-O, con longitudes que van de los ~6 a los 34 km, sin embargo, muchas de las estructuras no muestran expresión superficial observándose solo expresiones morfológicas incipientes.

9.1.1. Fuentes sísmicas y su potencial

Como resultado de la investigación realizada por diversos autores en el CVTM y específicamente en el graben de Acambay, se tienen ya identificadas las estructuras de falla principales. El Sistema de Fallas Central del graben de Acambay está compuesto por cuatro fallas principales (San Mateo, San Pedro, Temascalcingo y San Jerónimo) (figura 3.3, cap. 3; tabla no. 9.1) que han mostrado actividad en los últimos 42, 000 años. Estos estudios han determinado los diversos parámetros de cada una de estas estructuras que permiten una aproximación de la actividad sísmica y del peligro sísmico del área (tabla no. 9.1). Los valores de magnitud máxima estimada para el graben se encuentran entre 6 y 7, con un intervalo de recurrencia bastante amplio. Por ejemplo las fallas Acambay-Tixmadejé y Pastores muestran los periodos más cortos; 3,600 y 5,000 años respectivamente. A las fallas del Sistema Central en cambio, corresponden valores de recurrencia más amplios, entre 11,500 y 31,500. No obstante, de acuerdo a las observaciones del sismo histórico de 1912 y resultados obtenidos en las trincheras, algunas de estas fallas, como la Temascalcingo, han actuado en ocasiones como estructuras con actividad secundaria cuando las fallas maestras han sido responsables de un evento sísmico.

Tabla 9.1. Parámetros de las estructuras de falla en el graben de Acambay, obtenidos por diversos investigadores.

Falla	Tasa de deslizamiento (mm/año)	Último mov. BP	Intervalo de recurrencia	Mw máx. estimada
Acambay-Tixmadejé (Langridge et al., 2000)	0.17 ± 0.02	1912 AD	3600	7
San Mateo (Sunye-Puchol et al., 2015)	0.085 ± 0.025	5100	11.57 ± 5.32 ka	6.46 – 6.76
Temascalcingo	0.017	41,550	28,901	6.40
Temascalcingo (creep)	0.04		12,500	
San Pedro	0.016	41,500	31,446	6.50
Pastores (Suter et al., 2001; Langridge et al., 2013)	0.03-0.04	12,400	10,000-15,000	6.6 - 6.8
Venta de Bravo (Suter, 1995)	≤0.04	1979 AD	5000	Ms 7.2 VB+Pastores Ms 7.5
Pastores (Ortuño et al., 2015)	0.23-0.37	3,733	1.1-2.6 ka	6.7

Teniendo en cuenta los valores observados en la tabla 9.1, se debe considerar también, la posibilidad de que los segmentos de fallas como Acambay-Tixmadejé – Epitacio Huerta, Pastores-Venta de Bravo y los demás segmentos cortos observados en superficie, puedan estar conectados en profundidad, lo que cambiaría considerablemente su longitud y por consiguiente, la magnitud máxima esperada. Además como se mencionó anteriormente, la reactivación de fallas secundarias cuando una falla primaria genera un evento sísmico.

9.1.2. Identificación y fechamiento de sismos pasados en la zona de estudio

En áreas con fallamiento superficial (por ejemplo el graben de Acambay) el análisis de efectos sísmicos primarios y secundarios ofrece el mejor escenario para la reconstrucción de la historia sísmica del área, dado que proveerá una idea más confiable del peligro sísmico potencial evidenciado en el registro geológico (IAEA, 2015).

De acuerdo a los objetivos, los estudios de peligrosidad sísmica local son enfocados a diversas escalas y niveles de profundización. Estudios a escala cartográfica, como el presente, se enfocan a una localidad específica, identificando las áreas susceptibles de efectos locales por zonación detallada del territorio mediante la respuesta sísmica del terreno (microzonación sísmica) (Martelli *et al.*, 2012). La asignación de valores de intensidad ESI-2007 a los efectos primarios y secundarios (tabla 9.2) ofrece una caracterización del área ante eventos sísmicos. La zona de San Pedro El Alto ha registrado eventos cuyos efectos se han podido observar y analizar mediante las trincheras exploratorias y núcleos sedimentarios. Los efectos han sido asignados con valores en la escala ESI-2007 (capítulo 5) que van de VII-X para los efectos producidos por el evento identificado en este trabajo como “Evento II”. No obstante, para el evento de 1912, los efectos en la zona de San Pedro El Alto (evento III) también se han registrado como primarios, ya que la falla Temascalcingo registró una ruptura superficial con desplazamiento vertical de 50 cm, lo cual, por su longitud, corresponde a una intensidad

de IX-X, aún si no se sabe con certeza si tal desplazamiento se produjo con el evento principal o con las réplicas que siguieron a éste.

Tabla 9.2. Efectos sísmicos ambientales y su correlación al evento e intensidad bajo la escala ESI-2007.

Evento	Localización	EEE	Distribución	Intensidad (ESI-2007)
II	TRSPA1	<i>Slump</i>	Local	VIII
II	TRSPA1	Estructuras de carga	Local	VII
II	TRSPA1	Pseudonódulos	Local	VIII
II	TRSPA1	Diques clásticos	Local	VIII
III	TRSPA3	Diapiro	Local	VIII
II, III	TRSPA2, 3	Licuefacción	Local	VIII
II, III	TRSPA1,2,3	Grietas rellenas	Toda el área	VII-VIII
II, III	TRSPA1,2,3	Desplazamiento	Toda el área	VIII-X

De acuerdo a los efectos reportados por Urbina y Camacho (1913) para el sismo de Acambay de 1912, hubo en la zona de San Pedro el Alto, caídas de roca, rompimiento del basamento rocoso, específicamente de andesita, deslizamientos y levantamiento de terrazas (tabla 9.3). Además de otros efectos existentes en la zona como frentes de montaña y desviación del arroyos.

Las evidencias de los eventos que han afectado la zona, podrían correlacionarse con los resultados del análisis de diatomeas. El cuerpo de agua de San Pedro El Alto ha registrado la influenciada tanto climática como de la actividad tectónica de la zona. El análisis de las diatomeas en la secuencia sedimentaria refleja periodos de ambientes húmedos y relativa profundidad. No obstante, ha habido periodos en los que las condiciones han cambiado a ambientes de menor profundidad y mayor acidez, provocados ya sea por una menor precipitación o por aporte de material. Fases de estrés son evidenciadas por la presencia de espículas de esponja y mezcla de valvas de diatomeas fragmentadas de especies bentónicas y planctónicas, lo que sugiere que el cambio en las condiciones del ambiente en la presa ha sido inducido por eventos de alta energía, que causaron el rompimiento de valvas y mezcla de especies.

Tabla 9.3. Efectos identificados en la zona de estudio (Basada en la clasificación de Audemard *et al.*, 2011, Reicherter *et al.*, 2009)

Efectos primarios (directos o en falla)		Intensidad ESI - 2007
Expresión geomórfica	Ruptura superficial, subsidencia, levantamiento	X
Efectos secundarios (indirectos o fuera de falla)		
Tipo A	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Deformación sedimentaria <ul style="list-style-type: none"> • licuefacción • diapirismo ➤ Movilización de masas <ul style="list-style-type: none"> • slumps ➤ Caída de rocas ➤ Rompimiento de basamento rocoso 	<p>VIII</p> <p>VIII</p> <p>VIII</p> <p>VIII</p> <p>X</p>
Tipo B	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Remobilización y redepositación de sedimentos <ul style="list-style-type: none"> • Turbiditas, • Homogenitas ➤ Rocas quebradas (bloques erráticos) 	VII - VIII
Tipo C	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Indicadores regionales de levantamiento tectónico o subsidencia <ul style="list-style-type: none"> • Deslizamiento • Terrazas levantadas • Inconformidades en ríos • Frentes de montaña 	<p>VII</p> <p>IX</p> <p>VIII</p>

El análisis realizado en la zona bajo el enfoque de Estratigrafía Cosísmica, ha permitido la interpretación de los eventos que han influido la evolución de la zona, refuerza la hipótesis de que la actividad sísmica es la causante de estos eventos. Lo anterior puede correlacionarse además, con el estudio de Rodríguez-Pascua *et al.* (2000), en el que sugieren que al menos tres sismos de $M \geq 5$ fueron generados por las estructuras de falla en el graben de Acambay. Los eventos han quedado registrados tanto en la geometría de la cuenca como en el registro sedimentario.

9.1.3. Temporalidad y correlación de eventos sísmicos en el graben de Acambay

La evolución de muchos sistemas complejos ocurre en términos de repentina actividad separada por períodos de quietud (Balankin y Morales, 2005). En el caso de las estructuras de falla, cada estructura tiene su historia evolutiva particular. Cada una y cada evento por sí mismo dejan sus propios efectos en el terreno, no obstante, los estudios paleosismológicos en el graben de Acambay muestran eventos contemporáneos para las distintas fallas del graben (figura 9.2). Resalta la influencia de las fallas Acambay-Tixmadejé y Pastores sobre las fallas propias del Sistema Central del graben de Acambay. Sobre todo destaca la contemporaneidad de la falla San Mateo y la falla Pastores, también con superposición de eventos con la falla Acambay-Tixmadejé aunque en menor grado. Por su parte, las fallas San Pedro y Temascalcingo, muestran contemporaneidad posible con el evento más antiguo registrado para la fallas Pastores datado en un rango temporal de 31.5 – 41.0 Cal. ka A.P. (Langridge *et al.*, 2013) y por consiguiente, posiblemente con el último evento de la falla Acambay-Tixmadejé. Lo anterior confirma el hecho de que la actividad de una estructura se combina o activa con la actividad de otras estructuras del sistema.

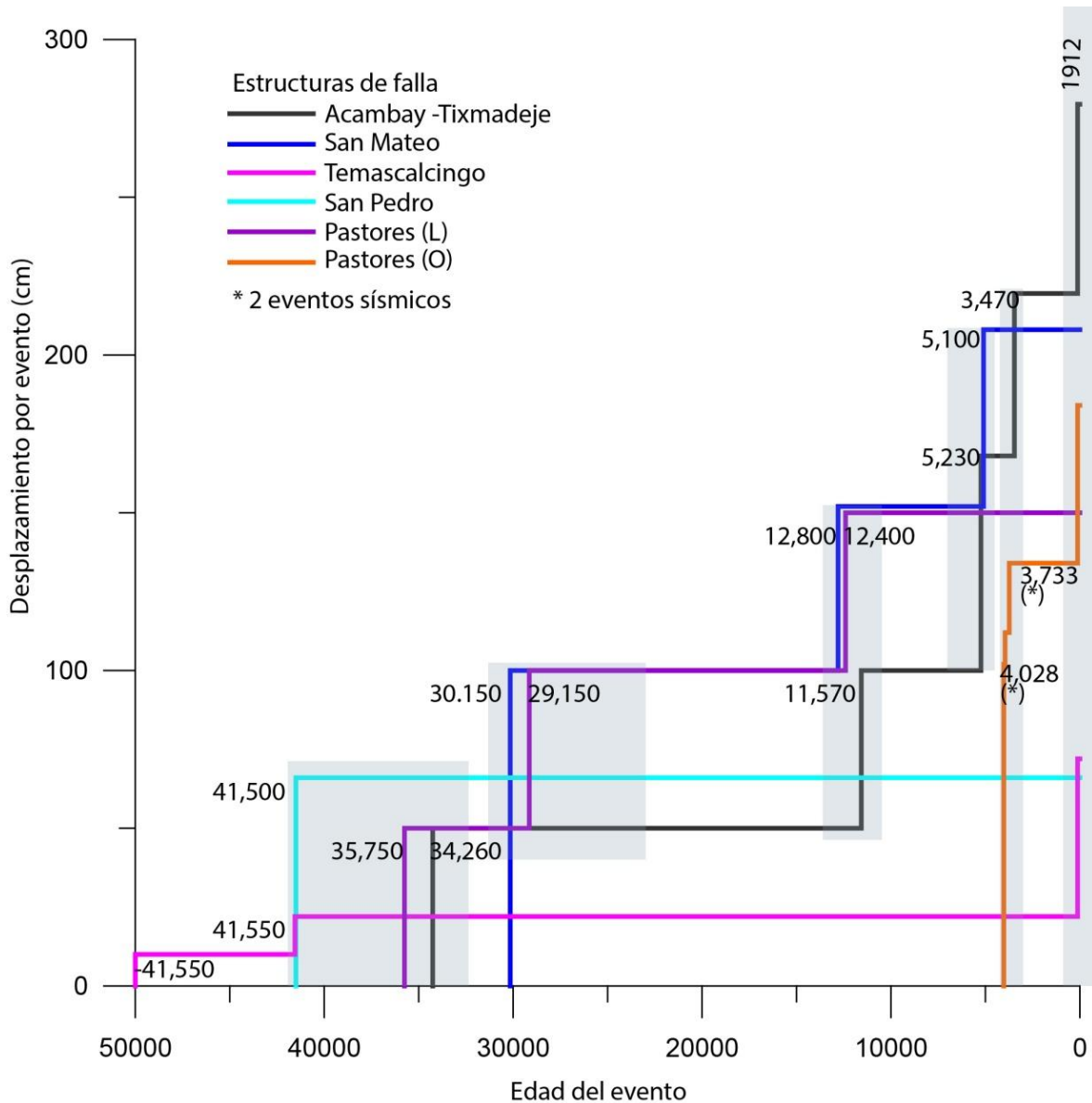


Figura 9.2. Diagrama de temporalidad y desplazamiento de cada falla y sus eventos. Se observa la contemporaneidad de algunos de los sismos. Los datos utilizados son la media del rango dado por los diferentes autores en sus investigaciones en el caso en el que no se da el año preciso: Acambay-Tixmadejé (Langridge *et al.*, 2000); San Mateo (Sunye-Puchol *et al.*, 2015); Temascalcingo y San Pedro (Velázquez-Bucio, el presente trabajo); Pastores (L), (Langridge *et al.*, 2013); Pastores (O) (Ortuño *et al.*, 2015). Las zonas sombreadas incluyen los eventos de las fallas que pudieran ser contemporáneas en base a la semejanza de edades. El 0 en X, representa el periodo temporal actual. * indica dos eventos reportados.

Tomando como base los datos de la gráfica anteriormente descrita, es posible representar los eventos en una sola gráfica de temporalidad o historia sísmica del graben en lo que se conoce como “Escalera del Diablo” (figura 9.3), que presenta la evolución sísmica de la zona. La figura 9.3 del graben de Acambay muestra que la historia sísmica de la región se divide en tres periodos; I) El primero y más antiguo que va de los 50,000 a 29,000 años A.P. con actividad moderada entre sismicidad y quietud (con sismos cada 3,100 años). II) El segundo periodo se caracteriza por un largo estado de quietud (16,750 años) en el que no se descarta la actividad sísmica, no obstante no se tiene el registro de eventos en las trincheras analizadas. III) El tercer periodo, resalta por la intensa actividad sísmica, sobre todo en los últimos 5,000 años en los que la “escalera” se convierte casi en una línea recta con una media de sismos cada 1,488 años.

Esta gráfica es el resultado de la totalidad de los estudios paleosismológicos realizados en las estructuras de falla del graben de Acambay. Los valores se han definido al sacar la media de los rangos probables publicados por los autores en cada trabajo para así poder obtener una única fecha para crear la escalera.

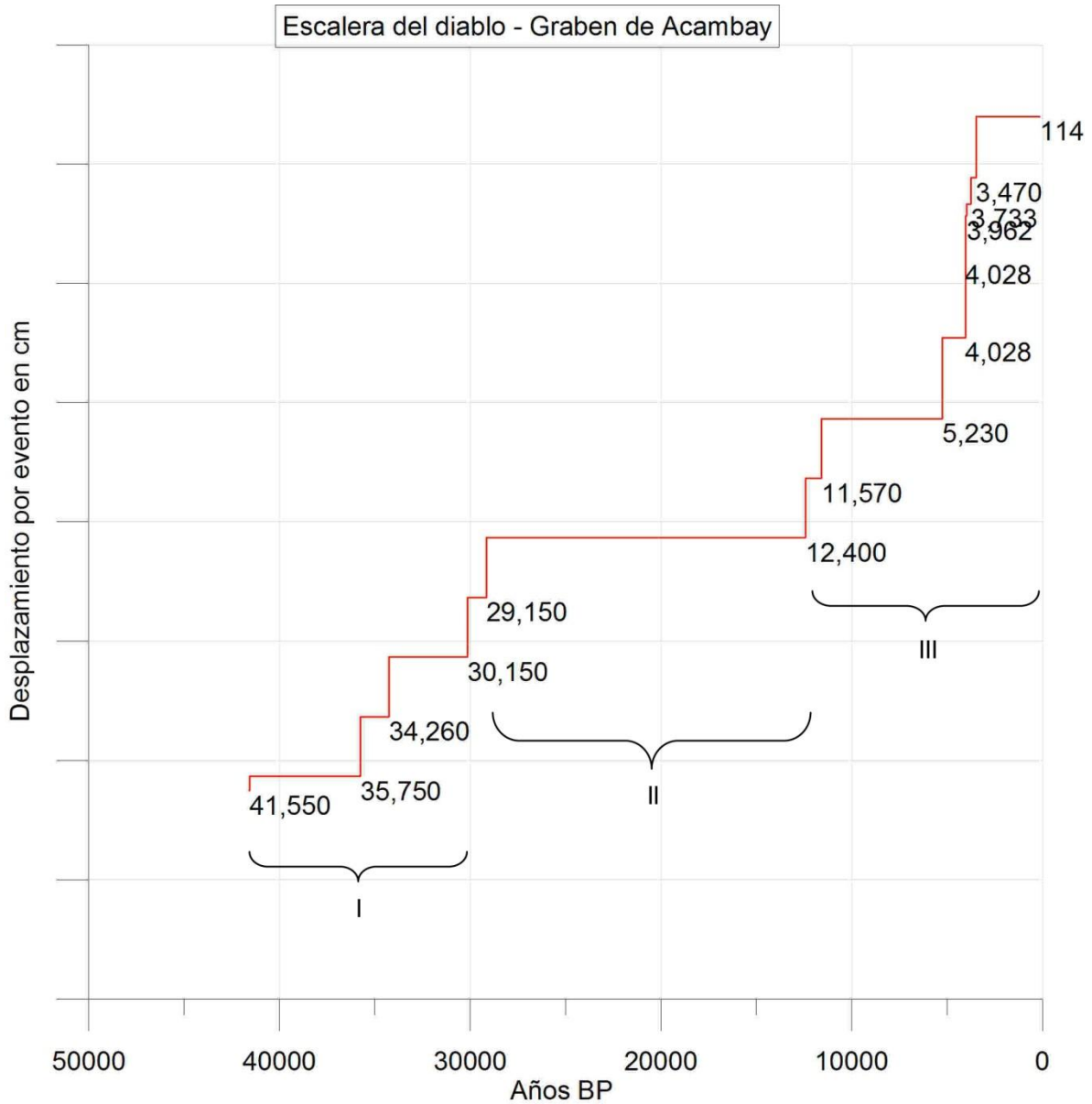


Figura 9.3. Escalera del diablo del graben de Acambay. Temporalidad o historia evolutiva de la sismicidad en el graben de Acambay que integra la totalidad de movimientos y estructuras de falla de la zona.

9.2. CARACTERIZACIÓN CUALITATIVA DE LOS PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA PARA EL ANÁLISIS DEL PELIGRO SÍSMICO

En un contexto de sismos de intraplaca, “actividad” y “peligro” pueden no ser necesariamente conceptos equivalentes; pueden incluso tener un significado opuesto (es decir, la falla más "activa" puede no ser la más peligrosa), debido al agrupamiento de eventos paleosísmicos (IAEA, 2015). A partir de los datos analizados y los parámetros obtenidos, se obtuvo la distribución gráfica de las estructuras de falla respecto a la probabilidad de un próximo evento de ruptura o movimiento (figura 9.4 a y b). Con los datos disponibles, ha sido posible construir un esquema y mapas en donde es posible observar las áreas más expuestas al peligro sísmico, con respecto a cada falla y su posible rompimiento calculado en años. Así mismo, tomando como referencia el valor de intensidad en la escala ESI-2007, asignado a los efectos ambientales producidos por sismos anteriores identificados en la zona (VII-X), se ha delimitado el área de afectación para cada una de las fallas, suponiendo un evento de intensidad IX. El área de afectación, de acuerdo a la escala ESI-2007 para este valor es de 1000 km² (Michetti *et al.*, 2007); a este valor corresponde a un radio afectación de 17.8412 km. De acuerdo al periodo de recurrencia de cada una de las estructuras, se tiene que, la falla Acambay-Tixmadejé por ser la más recientemente generadora de un sismo, es la que tiene la menor probabilidad de romper en el futuro inmediato ya que prácticamente se encuentra al inicio de su ciclo de quietud (figuras 9.4 a,b y 9.5 a). Al realizar este análisis hacia el centro del graben, el periodo de quietud de las estructuras va disminuyendo. La falla San Mateo (figuras 9.4 a, b y 9.5 b), a un poco menos de la mitad de su ciclo precede a las fallas San Pedro (figuras 9.4 a,b y 9.5 c) y Temascalcingo (figuras 9.4 a,b y 9.5 d), cuya edad de inactividad ya sobrepasó el periodo de recurrencia calculado. Por su parte, el límite sur del graben, delimitado por la falla Pastores, se encuentra en el límite de su periodo de quietud (figuras 9.4 a,b y 9.5 e).

Es probable que las fallas centrales actúen como fallas secundarias, activándose una vez que las fallas principales o más grandes (Acambay-Tixmadejé y Pastores) rompen. Esto explicaría porque sobrepasan la edad calculada para su periodo de recurrencia. Si lo

anterior es correcto, la falla Pastores, al encontrarse en el límite de su periodo de quietud, es la estructura con más altas posibilidades a romper. De ser así, esta activaría muy probablemente además a las fallas San Pedro y Temascalcingo y aumentaría por consiguiente el área de afectación y los valores de intensidad en dichas áreas (figura 9.5 f). No obstante la incertidumbre del comportamiento sísmico de los rompimientos de fallas podría reactivar a segmentos ya rotos en tiempos breves del pasado.

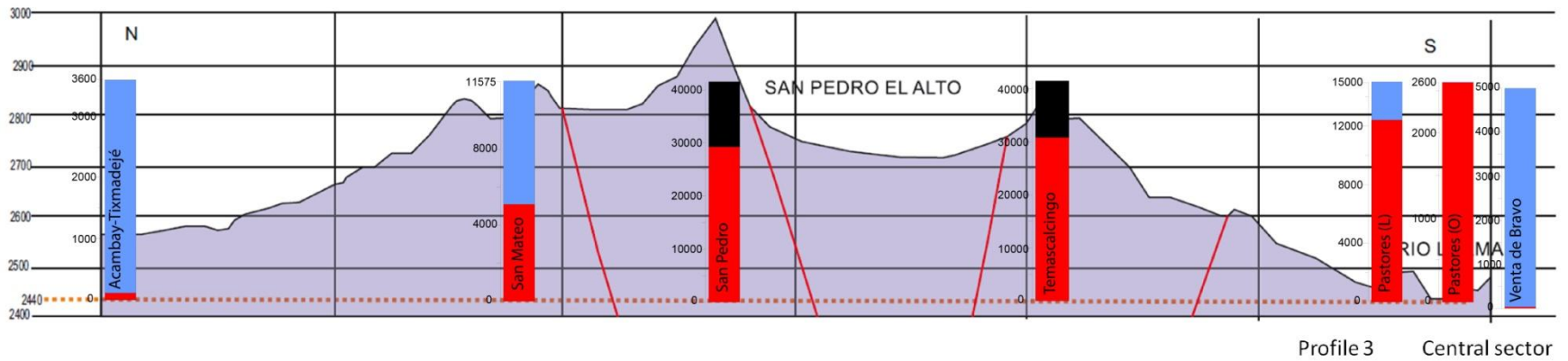


Figura 9.4 a. Distribución de las principales estructuras de falla en el graben de Acambay y su periodo de recurrencia, representado mediante barras, en las cuales el color azul indica el tiempo que le queda a la estructura, a partir de su último movimiento. El color rojo indica el tiempo transcurrido a partir del último evento o movimiento y el color negro indica el tiempo que la falla ha acumulado una vez que superó el periodo de recurrencia.

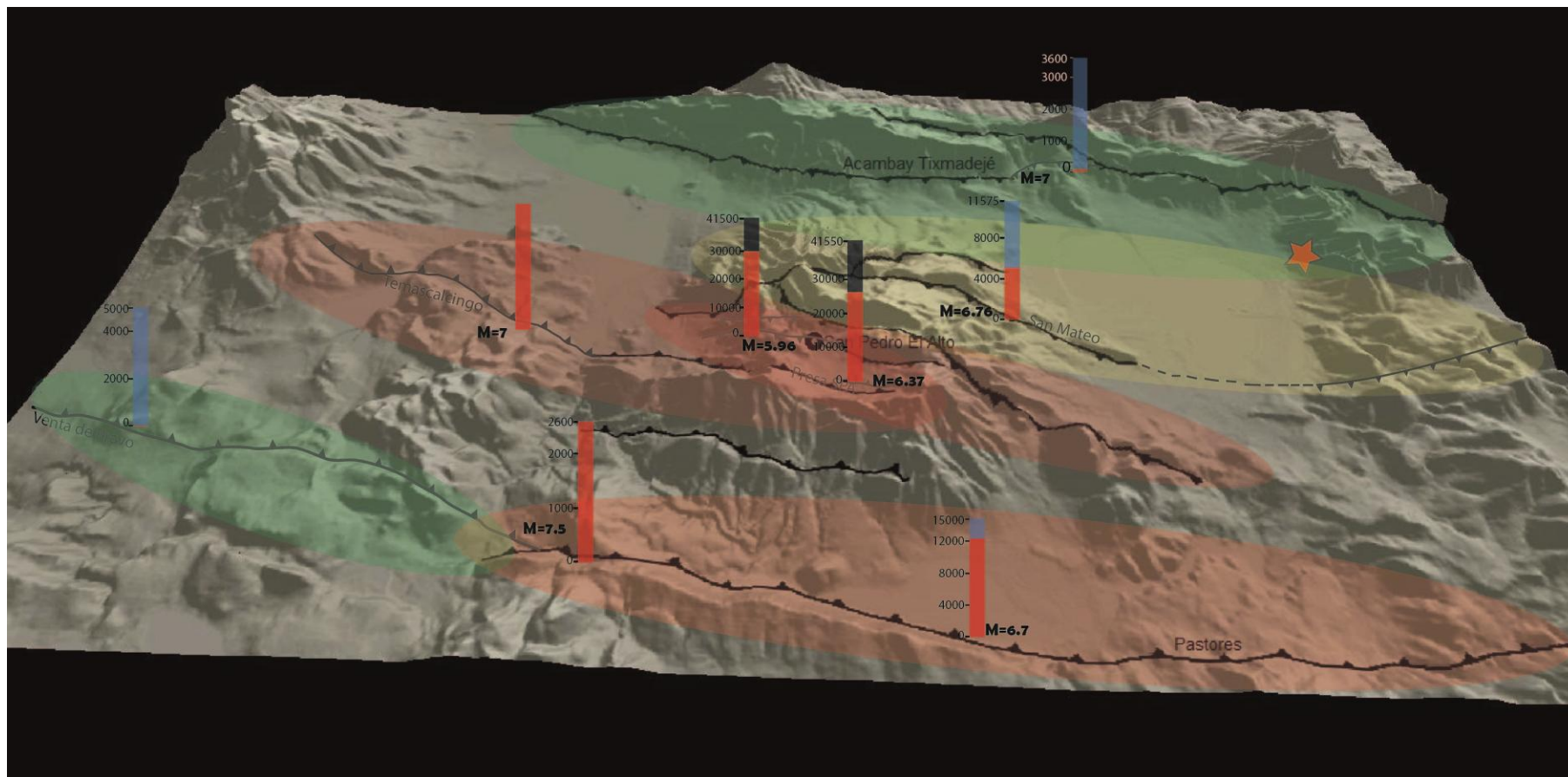
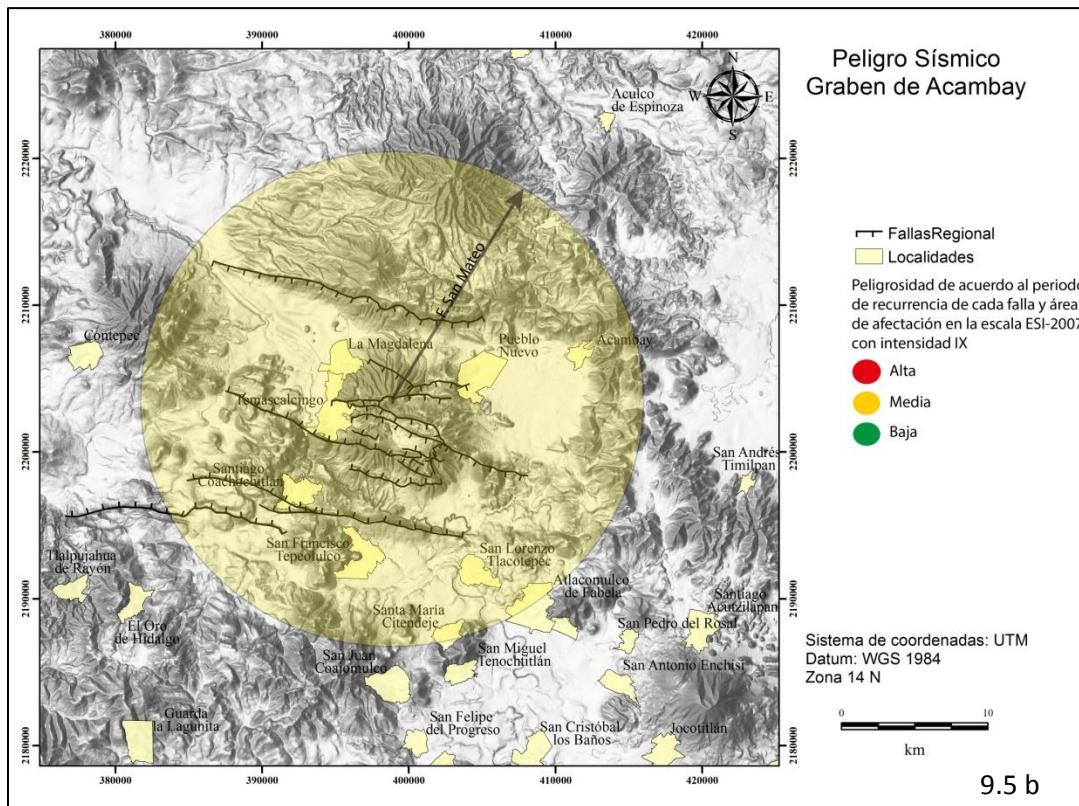
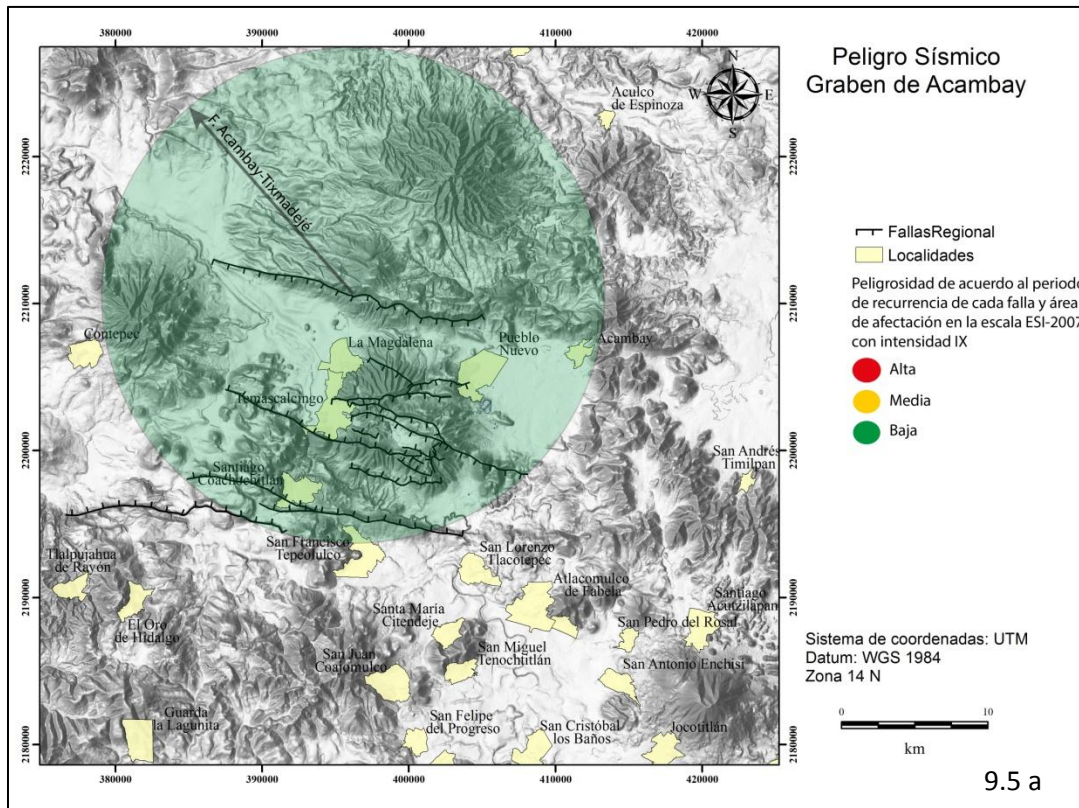
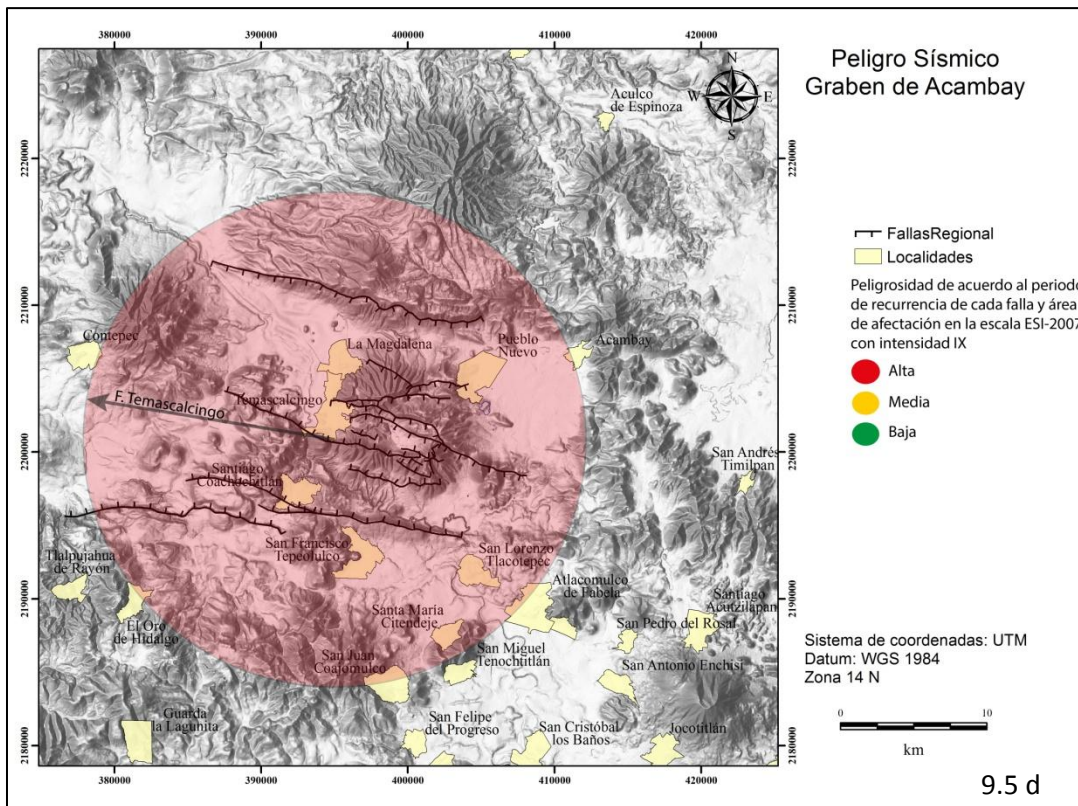
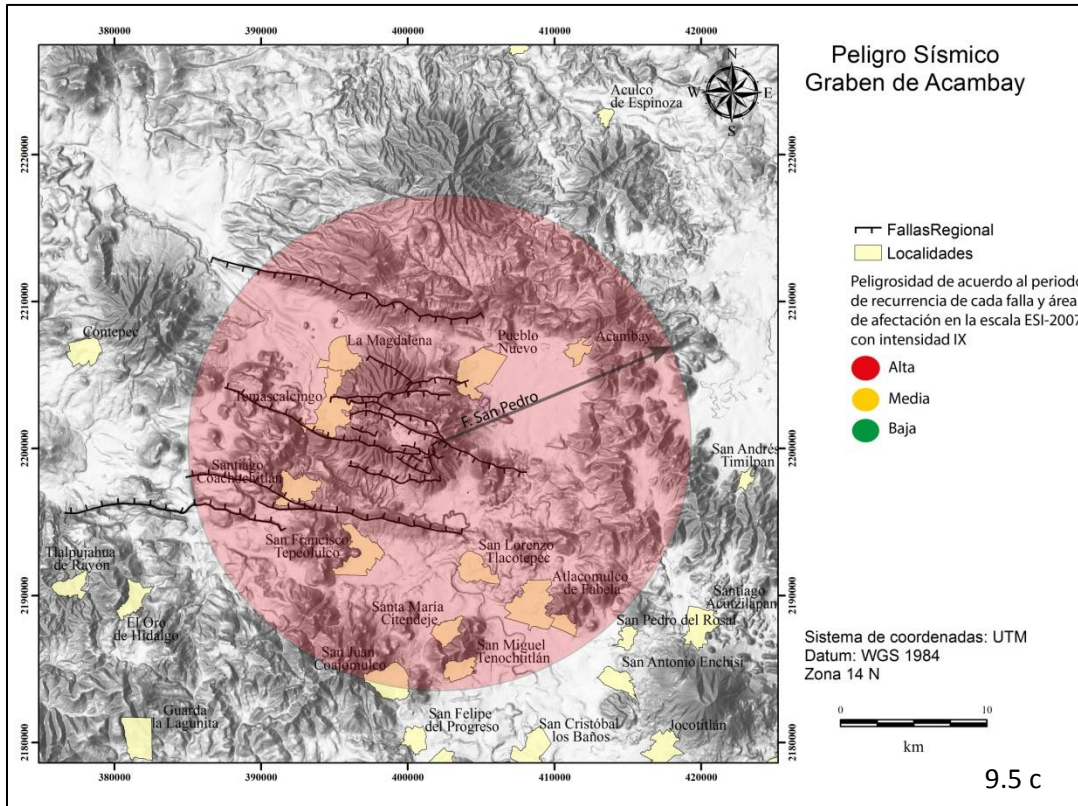
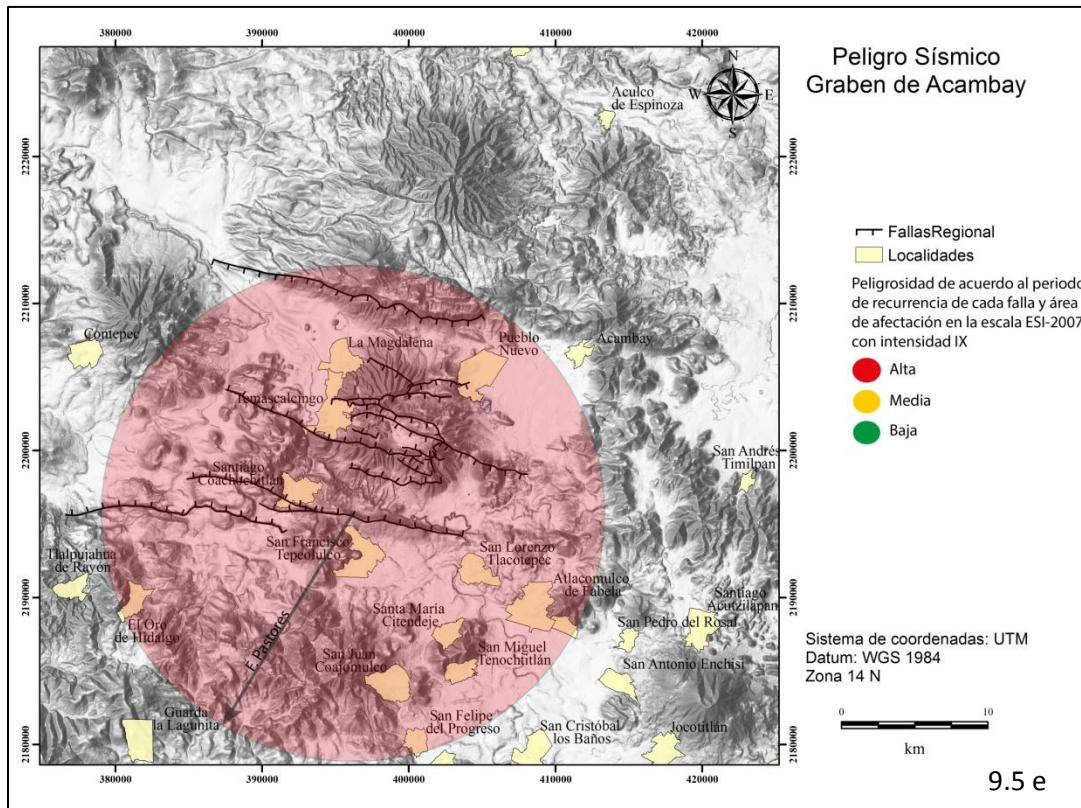


Figura 9.4 b. Modelo tridimensional que muestra el intervalo de recurrencia de cada una de las fallas del Sistema Central de Fallas del Graben de Acambay y el tiempo libre que le resta a cada una de éstas o incluso, sobrepasa. Los colores indican el grado de peligrosidad correspondiente a cada zona, estos van de rojo como el de mayor peligro, a verde y amarillo sucesivamente.







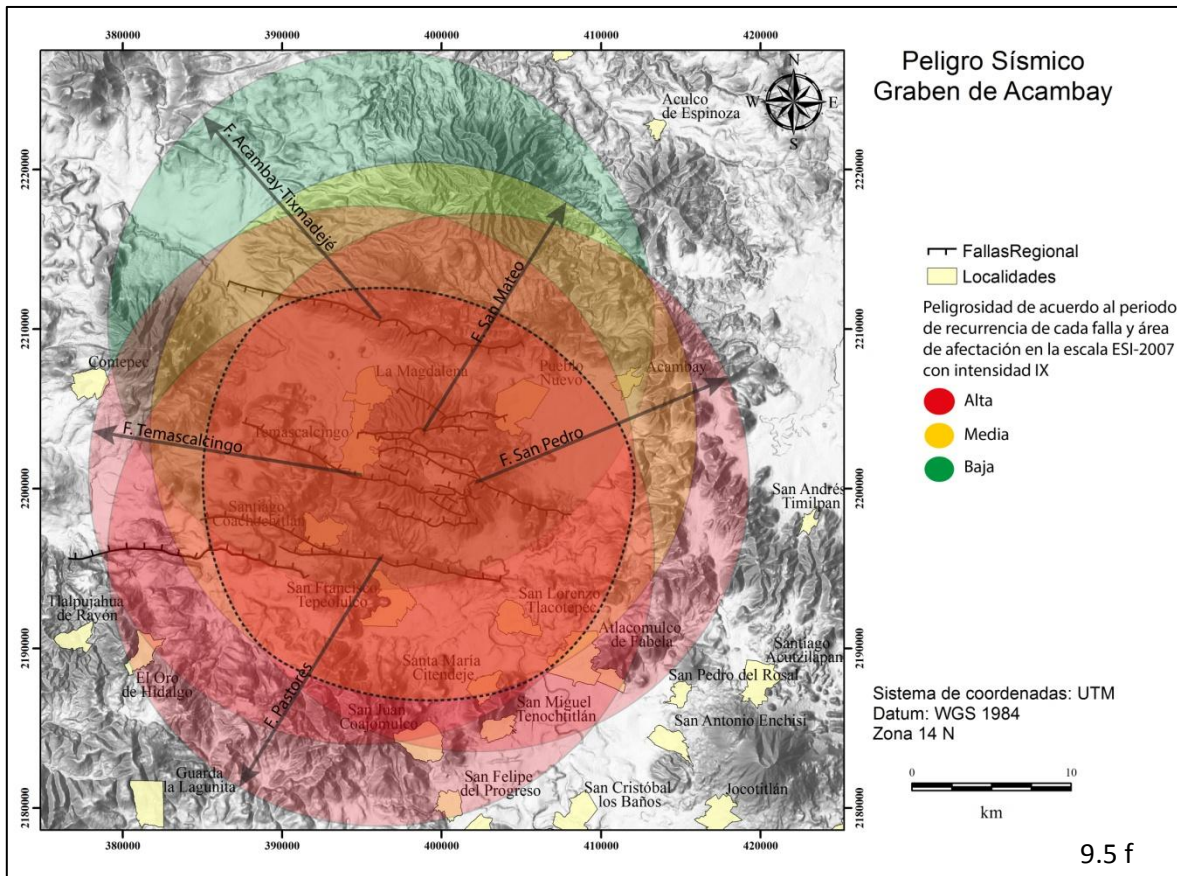


Figura 9.5. Mapa de peligro sísmico basado en el periodo de recurrencia de cada una de las fallas del graben de Acambay. El área de afectación es delimitada suponiendo un valor de intensidad IX en la escala ESI-2007, lo que afectaría un área de 1000 km^2 . A) Falla Acambay Tixmadejé, b) Falla San Mateo, c) Falla San Pedro, d) Falla Temascalcingo, e) Falla Pastores, f) área de mayor exposición al peligro sísmico por sobreposición del área de afectación de todas las fallas consideradas.

10. CONCLUSIONES

Las estructuras de falla del graben de Acambay han controlado la evolución Cuaternaria y el paisaje sísmico del graben. En general, este estudio resalta que las fallas pertenecientes al graben de Acambay son capaces de generar sismos de magnitud ≥ 6 . Las fallas limitantes del graben, Acambay-Tixmadejé y Pastores han influido en mayor medida en la evolución de la cuenca. La historia sísmica indica que al ser éstas las fallas principales, han generado actividad en las estructuras del sistema de Fallas Central cuando han registrado eventos sísmicos. Específicamente las fallas Temascalcingo y San Pedro, en las que se llevó a cabo el análisis mediante trincheras, indican un panorama de alto peligro sísmico dado su que ciclo de quietud ya está sobrepasado.

La rica información sobre los EEE inducidos por el sismo de 1912 y sismos anteriores a éste, el análisis diatomológico y el conocimiento sobre el marco sismo-tectónico de la zona ha permitido una caracterización cualitativa de los efectos producidos en el ambiente al mostrar su relación con el contexto geológico, geomorfológico y estructural del graben de Acambay. La ventaja principal de la Estratigrafía Cosísmica y la utilización de la escala ESI-2007 ha sido la evaluación, clasificación, cuantificación, y medida de características geológicas, hidrológicas, geomorfológicas, diferenciando las dos principales categorías de efectos ambientales por los sismos ocurridos (EEE): a) primarios (levantamiento tectónico/subsidencia, fallamiento superficial) y (b) secundarios (fracturas, movimientos de ladera, licuefacción, anomalías hidrogeológicas). En otras palabras, se comprueba con este estudio la relación entre los efectos cosísmicos ambientales y la tectónica local con la configuración geomorfológica. Además, ha sido útil para comprobar la capacidad de esta escala para reflejar el campo macrosísmico e identificar la más probable ubicación y tamaño de la falla causal en caso de eventos de tamaño moderado en el área.

La magnitud máxima esperada es consistente con el paisaje sísmico de la región. De tal manera, los efectos primarios y secundarios inducidos por el evento sísmico del

1912 y del evento ocurrido en 41.5 Cal. ka AP., además de los resultados del análisis de diatomeas, que evidencian cambios en el nivel lacustre con etapas de estrés en la zona, levantamiento y desplazamiento de sedimentos, son indicativos del nivel del peligro sísmico para la región del graben de Acambay. Asumiendo que la recurrencia de los sismos no es aleatoria en el tiempo, el espacio y la magnitud, la génesis y la evolución de las características geomorfológicas (depresión tectónica, frentes de montaña), como lo afirman Guerrieri *et al.* (2009), pueden ser interpretadas como el efecto acumulado de los efectos ambientales morfogénicos, incluyendo fallamiento superficial, relacionado con la repetición de fuertes sismos durante un intervalo de tiempo geológico, concepto de "paisaje sísmico". Así mismo, el estudio plantea el peligro sísmico en la zona del graben de Acambay, mediante el análisis de los datos geomorfológicos, estratigráficos de las estructuras y la evolución del paisaje sísmico de la región. Una consideración a tener en cuenta es la posibilidad de que varias fallas estén conectadas a profundidad y/o el hecho de que la ruptura de una de las estructuras puede causar el movimiento o combinarse con las demás estructuras del graben.

Las mejores decisiones se toman cuando un mapa de peligro ni sobreestima ni subestima el peligro (Stein *et al.*, 2012). Naturalmente, un mapa de peligro tiene incertidumbre. Por tanto, es fundamental la forma de evaluar tales incertidumbres, y estar abierto a la manera de mejorarlos en la medida posible.

De acuerdo al análisis del peligro sísmico sugerido por Michetti *et al.* (2005), se han cumplido los puntos siguientes:

- a) Identificación de relevantes fuentes sísmicas
- b) Estimación del máximo potencial sísmico de las estructuras sismogénicas
- c) Identificación y fechamiento de sismos pasados en la zona de estudio
- d) Cuantificación de los parámetros de la fuente sísmica para el análisis de peligro sísmico
- e) Verificación del análisis de peligro sísmico mediante la evidencia paleosísmica.

Por otra parte, no debe dejarse de lado a la actividad volcánica, que junto con la actividad tectónica juega un papel importante en la formación y evolución del centro de México. Aún si en la actualidad en la zona de estudio no existen edificios volcánicos activos, estudios paleosismológicos (Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Ortuño *et al.*, 2015) sugieren que eventos de este tipo en el Holoceno han sido contemporáneos a los sismos ocurridos en el graben de Acambay, ya sea que el flujo piroclástico haya sido disparado por el movimiento de las fallas o el vulcanismo ha disparado actividad sísmica en alguna ocasión. Como se mencionó en el capítulo 6, en la zona de estudio solo se observan depósitos distales de actividad volcánica explosiva. La última actividad del volcán Temascalcingo, de acuerdo a Roldán-Quintana *et al.* (2011), data de 1 Ma. No obstante, Sunye-Puchol *et al.* (2015), reportan material del mismo volcán, datado en 17,000 años. Sin embargo, hacen falta estudios espacio-temporales de la relación entre la sismicidad y el vulcanismo en la zona.

11. REFERENCIAS

- Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins: *Sedimentary Geology*, 46, 67-75.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J.M., Moretti, M., Soria, J.M. 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits of the Lower Segura Basin (Betic Cordillera, Southern Spain): *International Journal of Earth Sciences / Geologische Rundschau* 91, 505–513.
- Alsop G.I., Marco S. 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology*, 33, 433-457.
- Ambraseys, N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17, 1–105.
- Audemard, F.A. y De Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44: 5-16.
- Audemard M. F.A., Michetti A.M. 2011. Geological Criteria for Evaluating Seismicity Revisited. Forty Years of Paleoseismic Investigations and the Natural Records of Past Earthquakes. The Geological Society of America. Special Paper 479. USA.
- Balankin A.S., Morales M.O. 2005. Devil’s-staircase-like behavior of the range of random time series with record-breaking fluctuations. *Physical Review E* 71, 065106 (R): 4.
- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J., Cameron N.G., Bennion H. En J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last (eds.), 2001. Diatoms. In: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands: 155-202.
- Bayona V.J.A., Suárez R.G., Ordaz S.G. 2017. A probabilistic seismic hazard assessment of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico based on historical and instrumentally recorded seismicity. *Geofísica Internacional*, 56-1: 87-101.
- Becker A. Ferry M., Monecke K., Schnellmann M., Giardini D. 2005. Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics* 400, 153– 177.
- Benente, L. 2005. Analisi stratigrafica e strutturale del bacino lacustre di Ixtlahuaca de Rayon-Arco Vulcanico Messicano, e implicazioni paleosismologiche. Corso di Laurea in Scienze Geologiche. Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali. Università degli Studi di Milano. Italia. pp.181

- Birks H.H., Birks H.J.B. 2006. Multi-proxy studies in paleolimnology. *Veget Hist Archaeobot*, 15: 235–251 DOI 10.1007/s00334-006-0066-6.
- Bowman, D., Bruins, H.J., van der Plicht, J., 2001. Load structure seismites in the Dead Sea area, Israel: chronological benchmarking with ¹⁴C dating. *Radiocarbon* 43, 1383 – 1390.
- Bowman D., Korjenkov A., Porat N. 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163. pp 211-228.
- Bradbury J. P. 1970. Diatoms for the pleistocene sediments of Lake Texcoco, Mexico. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*. (2). Vol. XII. Fasc. 2
- Bradbury J. P. 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*. 16
- Bradbury J. P. 2000. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México, for the past 48 000 years; impacts of climate and man. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Vol. 163: 69-95
- Caballero, M., Israde-Alcántara, I., Ramirez Herrera, T., 2000. *Stephanodiscus excentricus* from central México. In: Economou-Amilli, A. (Ed.), *Proceedings of the 16th International Diatom Symposium*. University of Athens, Athens p.15.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noe"l, H., Revel, M., Desmet, M. & Perdereau, L. 2005 (November): Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas*, Vol. 34, pp. 404–416. Oslo. ISSN 0300-9483.
- Cisternas M., Atwater B.F., Torrejón F., Sawai Y., Machuca G., Lagos M., Eippert E., Youlton C., Salgado I., Kamataki T., Shishikura M., Rajendran C.P., Malik J.K., Rizal Y., Husni M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, Vol.437, pp. 404-407. doi:10.1038/nature03943.
- Collier R., Pantosti D., D'Addezio G., De Martini PM., Masana E., Sakellariou D. 1998 Paleoseismicity of the 1981 Corinth earthquake fault: seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, 103, pp.30001-30019.
- Colman S.M., Pierce K.L., Birkeland P.W. 1987. Short paper. Suggested terminology for Quaternary dating methods. *Quaternary Research*, 28, 314-319.
- Colman S.M., Kelts K.R., Dinter D.A. 2002. Depositional History and Neotectonics in Great Salt Lake, Utah, from High-Resolution Seismic Stratigraphy. USGS Staff -- Published Research. Paper 277. <http://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/277>
- Corona C. P., Uribe S. J. A., 2009. Atlas cartográfico del distrito minero El Oro – Tlalpujahua. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. México. 101 p.
- Cojan I., Thiry M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79-89

- Chunga K., Livio F., Michetti A. M., Serva L. 2007. Synsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity. *Sedimentary Geology*. No. 196. Pp. 59-80.
- Demant, A., 1978, Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2, 172 – 187.
- Díaz, C. y N. I. Maidana, 2005. Diatomeas de los Salares Atacama y Punta Negra, II Región, Chile. Centro de Ecología Aplicada Ltda., Santiago, Chile, 146 pp.
- Dramis F., Blumetti A. M. 2005. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*. 408. 177-191.
- Ezquerro L., Moretti M., Liesa C.L., Luzón A., Simón J.L. 2015. Seismites from a well core of palustrine deposits as a tool for reconstructing the palaeoseismic history of a fault: *Tectonophysics*, 655, 191-205.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to Recent. *Geofís. Int.* 33, 91–105.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- Filonzi S. 2005. Analisi paleosismologica del bacino lacustre di San Bartolo Lanzados – Arco Vulcanico Messicano. Università degli Studi di Milano. Facoltà di Scienze MM.FF.NN. Italia.
- Galli P. 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics*. 324. pp 169-187.
- Galli P., Bosi V. 2003. Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insights from paleoseismological investigation. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108 (B1), 1-19. doi:10.1029/2001JB001713.
- Gasse, F., 1980, Les Diatomees Lacustres Plio-Pleistocenes Du Gadeb (Ethiopie) Systematique, Paleoecoloie, Biostratgraphie, Francia, 249 p.
- García A. V., Suárez R. G. 1996. Los sismos en la historia de México, Vol. I, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social y Fondo de Cultura Económica, Mexico, 718 p.
- Garduño-Monroy V.H., Gutierrez-Negrín L.C.A. 1992. Magmatismo, hiatus y tetonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*. Vol. 31 (4), 417-429.

- Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Israde-Alcántara, I., 2003. La deformación de las secuencias lacustres del Pleistoceno-Holoceno: evidencias de actividad sísmica importante en las cuencas de Pátzcuaro y Zacapu, Michoacán, México. *GEOS* 23 (2), 121-122.
- Garduño-Monroy V.H., Israde-Alcántara I. 2006. Field guide for the excursion of Central Mexico basins from Acambay to Patzcuaro basins. Morelia, Michoacan, Mexico. 9 – 12 August 2006. International Association of Limnogeology., Cuerpo académico de Ciencias de la Tierra UMSNH. Depto de Geología y Mineralogía IIM.
- Garduño-Monroy. V. H., Pérez L. R., Israde A. I., Rodríguez P. M. A., Szykaruk E., Hernández M. V. M., García Z. M. L., Corona C. P., Ostroumov M., Medina V. V. H., García E. G., Carranza O., López G. E., Mora C. J. C. 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*. No. 48 Vol. 3. pp. 319-335.
- Garduño M. V.H., Soria C.D., Velázquez B.M.M. 2016. Coseismic stratigraphy: a useful approach in the study of active tectonic basin scenarios in Central Mexico. 7th INQUA Meeting on Paleoseismology and Archaeoseismology (PATA), Creston Colorado, U.S.A., 1-4.
- Greb, S.F., Archer, A.W., 2007. Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska: *Geology*, 35, 435-438.
- Guerrieri, L., & Vittori, E.(Editors), 2007. Intensity Scale ESI 2007. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, 74, Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento di Defesa del Suolo, APAT, Rome, Italy.
- Guerrieri, L., Porfido, S., Esposito, E., Blumetti, A.M., Michetti, A.M., Vittori, E., 2009. Cataloguing earthquake environmental effects: a tool for the comparison of recent, historical and paleoearthquakes. In: 1st INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology 39e42, Baelo Claudia, Spain.
- Guerrieri L., Blumetti A.M., Esposito E., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., Tondi e., Vittori E. 2009. Capable faulting, environmental effects and seismic landscape in the area affected by the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence. *Tectonophysics*, 476: 269-281.
- Guiraud M., Plaziat J.C. 1993. Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*. 225. pp. 493-522.
- Heifetz, E., Agnon, A. and Marco, S., 2005. Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 236:497-504.
- Hempton M. R., Dewey J. F. 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*. Vol. 98. Issues 3-4. Pp. 7-14.

- International Atomic Energy Agency (IAEA). 2015. The contribution of palaeoseismology to seismic hazard assessment in site evaluation for nuclear installations. IAEA-TECDOC-1767. Austria. P. 200.
- Israde A.I. 1999. Los lagos volcánicos y tectónicos de Michoacán. La carta geológica de Michoacán, Escala 1:250 000. IIM. UMSNH. México. pp. 45-73.
- Israde A. I., Garduño M. V. H., Fisher H. P., Rodríguez P. 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, pp. 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, 79–94.
- Jones A., Omoto K., 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47: 1211-1226.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 187–210.
- Kammer, K., Lange-Bertalot, H., 1988, *Subwasserflora von Mitteleuropa*, 2/1, p. 876; 2/2, p. 596; 2/3, p. 576 y 2/4, p. 436.
- Krammer, K., H. Lange-Bertalot, 1997a, *Bacillariophyceae 2/1. Teil : Naviculaceae*. In: Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fisher Verlag. Stuttgart, Germany. 876 p.
- Krammer, K., H. Lange-Bertalot, 1997b, *Bacillariophyceae 2/2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae*. In: Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fisher Verlag. Stuttgart, Germany. 437 p.
- Krammer, K., H. Lange-Bertalot, 2004a, *Bacillariophyceae. 2/3. Teil : Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. In: Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fisher Verlag. Stuttgart, Germany. 598 p.
- Krammer, K., H. Lange-Bertalot, 2004b, *Bacillariophyceae. 2/4. Teil : Achnanthes s. l., Navicula s. str., Gomphonema*. In: Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D.
- 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), *Eos Trans. AGU*, 94(49), Fall Meet. Suppl., Abstract T23C-2591.

- Lacan P., Ortuño M., Zúñiga R. 2015. Paleosismología, cacterización de fallas sismogénicas y segmentación estructural en el graben de Acambay. Avances y retos en sismología, ingeniería y gestión de riesgos a 30 años del sismo de 1985. Libro de resúmenes. 17-19 de septiembre. México, pp. 41.
- Lamadrid M. J., Horta C. R. 1977. Geomorfología. Ed. Pueblo y educación. Cuba.
- Langridge R. M. 1998. Paleoseismic formation in behind-arc lacustrine settings: Acambay Mexico and Ana River, Oregon, Ph.D dissertation, 188 pp., Univ. of Oreg., Eugene1.
- 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*, Vol. 105. No. 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*. Vol.30, No. 3, p. 463-481.
- Lozano-García MS, Sosa-Nájera S, Sugiura Y, Caballero M. 2005. 23, 000 years of Vegetation History of the Upper Lerma, a tropical high altitude basin in central Mexico. *Quaternary Research* 64:70–82.
- McCalpin J.P. (Ed.), 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, London. pp 583.
- Martelli L., Borghesi A., Passarella V., Romani M. 2012. Rischio sismico. Capitolo 9B. *Annuario dei dati*. Arpa Emilia-Romagna. Italia. pp. 808-846.
- Martín-Chivelet J., Palma R.M., López G.J., Kietzmann D.A, 2011, Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina): *Sedimentary Geology*, 235, 210-221.
- Martínez-Reyes. J., Nieto-Samaniego. A. F. 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *UNAM. Instituto de Geología*. Vol. 9 No. 1. pp. 33-50.
- Masana E., Villamarín J.A., Santanach P. 2001. Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). *Acta Geologica Hispanica*, 36, no. 3-4, p. 329-354.
- Mazumder R., Loon A.J.V., Arima M. 2006. Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites. *Sedimentary Geology* 186 (2006) 19–26.
- McCalpin, J.P. and Nishenko, S.P. (1996). Holocene paleoseismicity, temporal clustering, and probabilities of future large ($M > 7$) earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah. *Journal of Geophysical Research* 101: doi: 10.1029/95JB02851. issn: 0148-0227.
- McCalpin, J.P. (ed.) (2009), *Paleoseismology*, 2nd Edition, International Geophysics Series 95, Elsevier Publishing, 647 p.

- Mercer L.T., Kowallis B.J., Carranza-Castañeda o., Miller W.E., Rojas M.L. 2002. Geology of the Southeastern Acambay Graben, Central Mexican Volcanic Belt. 2002 Denver Annual Meeting (October 27-30, 2002). Session 124.
- Metcalfe S.E., Brown R.B., Hales P.E., Perrott R.A., Steininger F.M., Strett-Perrott F.A. 1989. Late Holocene Human Impact on Lake Basins in Central Mexico. *Geoarchaeology an International Journal*. Vol 4, No. 2, 119 – 141.
- Metcalfe, S.E., 1997, Palaeolimnological records of climate change in Mexico— frustrating past, promising future?: *Quaternary International*, v. 43, p. 111–116, doi:10.1016/S1040-6182(97)00026-8.
- Metcalfe, S.E. 2000. Changing Environments of the Zacapu basin, Central Mexico: a diatom – based history spanning the last 30 000 years. School of Geography and Earth Resources, University of Hull, Hull HU6 7RX.
- Michetti A.M., Hancock P. 1997. Paleoseismology: understanding past earthquakes using Quaternary geology. *Journal of Geodynamics*. Vol. 24, 3-10.
- Michetti A.M., Ferreli, L., Esposito, E., Porfido, S., Blumetti, A.M., Vittori, E., Serva, L., Roberts, G.P., 2000. Ground effects during the September 9, 1998, Mw=5.6, Lauria earthquake and the seismic potential of the aseismic Pollino region in Southern Italy. *Seismol. Res. Lett.* 71, 31– 46.
- Michetti A. M., Audemard M. F. A., Marco S. 2005. Future trends in peleaseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics* 408: 3-21.
- Michetti A.M., E. Esposito, L. Guerrieri, S. Porfido, L. Serva, R. Tatevossian, E. Vittori, F. Audemard, T. Azuma, J. Clague, V. Comerçi, A. Gürpınar, J. McCalpin, B. Mohammadioun, N.A. Mörner, Y. Ota, E. Roghizin, 2007. Environmental Seismic Intensity Scale 2007 - ESI 2007, en *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Volumen especial, 74* (ed. Guerrieri L., Vittori E.), Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy, pp. 7-54.
- Michetti A.M., Serva L., Berlusconi A., Bonadeo L., Brunamonte F., Ferrario F., Fioraso G., Livio F., Sileo G., Vittori E. 2011. Geological criteria for evaluating seismicity: lessons learned from the po plain, northern Italy. 2nd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Corinth, Greece.
- Michetti A. M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F., Fioraso G. 2012. Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy). *Anal. of Geophysics* 55, 5. 969-1001.
- Monecke K., Anselmetti F. S., Becker A., Sturm M., Giardini D. 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394. pp. 21-40.

- Montenat C., Barrier P., Ott d'Estevieu P., Hibsich C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*. Vol. 196: 5-30.
- Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*. 304: 369-383.
- Moretti, M., Sabato, L., 2007, Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (southern Italy): Seismic shock vs. overloading: *Sedimentary Geology*, 196: 31-45.
- Morley CK, Vanhauwaert P, De Batist M. 2000. Evidence for high-frequency cyclic fault activity from high-resolution seismic reflection survey, Rukwa Rift, Tanzania. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 983–994.
- Morneaut, J., Verschuren, D., Charlet, F., Kristen, I., Fagot, M., De Batist, M., 2010. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* 290 (1–2), 214–223.
- Mörner, N.-A., 2005. An investigation and catalogue of paleoseismology in Sweden. *Tectonophysics* 408, 265e307.
- Nappi R., Gaudiosi G., Alessio G., De Lucia M., Porfido S. 2016. The environmental effects of the 1743 Salento earthquake (Apulia, southern Italy): a contribution to seismic hazard assessment of the Salento Peninsula. *Nat Hazards*. DOI 10.1007/s11069-016-2548-x.
- Newerth R., Suter F., Guzman C., Gorin G.E., 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarza Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186. Pp 67-88.
- Nichols G., 2009, *Sedimentology and stratigraphy*. Second edition. Wiley-Blackwell, U.S.A., 419 pp.
- Nixon G., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514–523.
- Norato C. T. A. 1998. Estudio estratigráfico-volcanológico-estructural de los volcanes San Pedro y Altamirano (Estados de México y Michoacán) y su relación con la evolución tectónica del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. México.
- 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, TC4012. doi:10.1029/2005TC001877.
- Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Agliardi, F., Pola, A., Cortes, A., 2010. Structural architecture of the Colima Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 115, B12209. doi:10.1029/2010JB007649.
- Obando T. 2009. La paleosimología, un aporte al estudio de las Fallas Geológicas. Universidad Internacional de Andalucía UNÍA, España.

- Obermaier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A., Pond, E.C. 1993. Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. US Geol. Surv. Prof. Paper 1536, 27pp.
- Obermeier, S.F., 1996, Use of liquefaction induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engineering Geology* 44, 1–76.
- Olson S.M., Green R.A., Obermeier S.F. 2005. Geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction features: a major updating. *Engineering Geology*, 76: 235–261.
- Ortega B., Caballero C., Lozano S., Israde I., Vilaclara G. 2002. 52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, ELSEVIER. 202, 663 – 675.
- Ortuño, C.M., Zúñiga, R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca-Martínez, M., Mendoza-Ponce, A., López-Briseño, E., 2010, Avances en la paleosismología de las fallas del graben de Acambay (abstract), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2010: GEOS, 30(1) p. 88.
- Ortuño M., Zúñiga F.R., Aguirre G., Carreón D., Cerca M., Roverato M. 2012. Holocene earthquakes recorded at the tip of the Pastores Fault System (Central Mexico). 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology, Morelia, Mexico: 133-136.
- Ortuno, M., Zuniga, F.R., Aguirre-Diaz, G.J., Carreon-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.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of sediments and sedimentary rocks: Geological Society Special Publication*, 29, 11–24.
- Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions: *Sedimentary Geology*, 235, 133-140.
- Pantosti D. y RS Yeats. 1993. Paleosismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica*. 36 (3 – 4). 237 – 257.
- Papanikolaou, I.D., Roberts, G.P., and Michetti, A.M. 2005. Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, Central Italy: Comparison between geological fault slip-rate and GPS data. *Tectonophysics* 408, 147-176.
- Papanikolaou I.D. 2011. Uncertainty in intensity assignment and attenuation relationships: How seismic hazard maps can benefit from the implementation of the Environmental Seismic Intensity scale (ESI 2007). *Quaternary International*, 242, 42-51.

- Pasquare, G., Ferrari, L., Gardunño, V., Inocenti, F., Israde, I., Mazzuoli, G., Pagliaro, L., Perazzoli, M., Tibaldi, A., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geol. Soc. Am., Map Charts Ser. MCHO72*, 22 pp.
- Pérez-Peña J.V., Azor A., Azañón J. M., Keller E. A. 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analyses. *Geomorphology*. 119: 74-87.
- Persaud, M., Zúñiga, F. R., Aguirre- Díaz, G., Villamor, P., Langridge, R. 2006. First Steps towards the paleoseismological history of the Pastores and Venta de Bravo Faults, Acambay Graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Central Mexico. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T13B-0501.
- Porfido S., Esposito E., Spiga E., Sacchi M., Molisso F., Mazzola S. 2015. Impact of Ground Effects for an Appropriate Mitigation Strategy in Seismic Area: The Example of Guatemala 1976 Earthquake. *Engineering Geology for Society and Territory*, Vol. 2, DOI: 10.1007/978-3-319-09057-3_117: 703-708.
- Quintero-Legorreta O. 2002. Análisis estructural de fallas potencialmente activas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LV, No. 1, 1-11.
- Ramírez-Herrera M. T. 1994. Tectonic geomorphology of the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Z. Geomorph. N.F.* 38, 2. Germany. pp. 151-168.
- Ramírez-Herrera M. T. 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 23. pp. 317-332.
- Reicherter K., Michetti A.M., Silva B.P.G. 2009. Palaeoseismology: historical and prehistorical records of earthquake ground effects for seismic hazard assessment. *The Geological Society, London, Special Publications*, 316, 1–10. DOI: 10.1144/SP316.1.
- Ricchi Lucchi, F. 1995. Sedimentological indicators of paleoseismicity. In: Serva L., Slemmons, D.B. (Eds.) *Perspectives in Paleoseismology: Association of Engineering Geologists Special Publication*, 6, 7-17.
- Roberts, G.P., Michetti, A.M., 2003. Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio–Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology*, doi:10.1016/S0191-8141(03)00103-2.
- Rodríguez-Pascua M.A., Calvo J. P., De Vicente G., Gómez G. D. 2000. Soft-sediment deformation interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potencial use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135, pp. 117-135.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Alcántara Israde, I., 2003a. Paleosismología y efectos de licuefacción en la región de Acambay, México. *GEOS* 23 (2), 121–122.

- Rodríguez-Pascua M.A., Garduño M. V. H., Israde A. I., Pérez L. R. 2010. Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International*, 219, 66-78
- Rodríguez-Pascua M. A., Pérez L. R., Silva P. G., Giner R., J. L., Martín G. F. 2012. Descubriendo los terremotos “perdidos” en España: arqueosismología y paleosismología. Aplicaciones al caso de Lorca. Ministerio de cultura. No. 6. España. 81-95 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., V.H. Garduño-Monroy, R. Pérez-Lopéz, Perucha-Atienza, M.A., Israde-Alcantara, I. 2012. The Acambay Earthquake of 1912, revisited 100 Years After. 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology, Morelia, Mexico (2012), Abstract Volume: 157-159.
- Roldán-Quintana. J., Aguirre D.G.J., Rodríguez C. J. L. 2011. Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de Acambay, Estado de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 28. No. 1: 118-131.
- Roldán-Quintana. J., Aguirre D.G.J. 2012. The San Pedro Summit Caldera, Temascalcingo, Mexico. Cordilleran Section. 108th Annual Meeting. México.
- Rossetti D. de F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, So Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46: 10065-10081.
- Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G., 1990. The diatoms. Biology & morphology of the genera. Cambridge University. England. 747 p.
- Schillizzi R., Luna L., Falco J.I., 2010. Estructuras de deformación (¿Sismitas?) en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis*. Vol. 17 (1): 17-32.
- Scot B., Price S. 1988. Earthquake-induced structures in young sediments: *Tectonophysics*, 147, 165-170.
- Serva L., Blumetti, A.M., Guerrieri, L., Michetti, A.M., 2002. The Apennine intermountain basins: the result of repeated strong earthquakes over a geological time interval. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, Vol. Spec. 1, 939–946.
- Serva L., Vittori E., Comerchi V., Esposito E., Guerrieri L., Michetti A.M., Mohammadioun C., Porfido S., Tatevossian R.E., 2015, Earthquake Hazard and the Environmental Seismic Intensity (ESI) Scale: Pure and Applied Geophysics, DOI 10.1007/s00024-015-1177-8.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites: *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts insoutheast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203–225.

- Silva P.G., Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., y Lario, J. 2005. Archaeoseismic record at the ancient roman city of Baelo Claudia (Cádiz, South Spain). *Tectonophysics*, 408, 129-146.
- Silva P.G., Lalinde C.P., Guerrieri L. 2009. Análisis neotectónico y paleosismológico de zonas costeras. Métodos en Teledetección Aplicada a la Prevención de Riesgos Naturales en el Litoral: 247-282.
- Silva P.G., Rodríguez-Pascua M.A. 2014. *Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España*. Serie Riesgos Geológicos / Geotecnia IGME. Vol., 4. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 350 pp.
- Sims, J.D., 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182: 161-163.
- Sims J. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Singh S., Jain A. K. 2007. Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya. Geological evidences of paleoseismicity along active fault zone. *Sedimentary Geology* 196. Pp 47-57.
- Spaulding, S., and Edlund, M. (2008). *Aulacoseira*. In *Diatoms of the United States*. Retrieved January 09, 2017, from <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Aulacoseira>
- Stein S., Geller R.J., Liu M. 2012. Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it. *Tectonophysics*, 562-563: 1-25.
- Štěpančíková P., Hók J., Nývlt D., Dhonal J., Sýkorová I., Stemberk J. 2010. Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). *Tectonophysics*, 485, 269-282.
- Stirling, M., D. Rhoades, K. R. Berryman, 2002. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 92, 2, 812–830.
- Stoermer E. F., Smol J. P. 2009. *The Diatoms. Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University.
- Stucchi M, Albin P, Mirto C, Rebez A (2004) Assessing the completeness of Italian historical earthquake data. *Ann Geophys*, 47:659–674.
- Stucchi M., Rovida A., Gomez Caprera A. A., Alexandre P., Camelbeeck T., Demircioglu M.B., Gasperini P., Kouskouna V., Musson R.M.W., Radulian M., Sesetyan K., Vilanova, Baumont D., Bungum H., Fäh D., Lenhardt W., Macropoulos K., Martínez Solares J.M., Scotti O., Živčić M., Albin P., Batllo J., Papaioannou C., Tatevossian R., Locati M., Meletti D., Viganò D., Giardini D. 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *J. Seismol*, 17: 523-544.

- Sunye-Puchol. I., Lacan P., Ortuño M., Villamor P., Audin L., Zúñiga F. R., Langridge R. M., Aguirre D. G. De J., Lawton T. F. 2015. La Falla de San Mateo: nuevas evidencias paleosísmicas de fallamiento activo en el Graben de Acambay, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 32. No. 3. p. 361-376.
- Suter M., Quintero O. 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), 11,983-11,993.
- Suter M., O. Quintero-Legorreta, M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz and E. Farrar, 1995. The Acambay graben: Active intraarc extensión in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14, (5), 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*, Vol. 86, No. 6, pp. 1952-1963.
- Suter M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., and Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intraarc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 693–703.
- Stoermer E. F., Smol J. P. 2009. *The Diatoms. Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University.
- Topal S., Özkul M., 2014, *Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Kolankaya Formation, Denizli Basin (SW Turkey)*: Hindawi Publishing Corporation *The Scientific World Journal*, 2014, 13.
- Urbina, F. y Camacho, H., 1913. La zona megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912. *Bol. Inst. Geol. Méx.* 32, pp 125.
- Velázquez-Bucio, M.M., Michetti, A.M., Benente, L., Groppelli, G., Garduño-Monroy, V.H., Filonzi, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Chunga, K. 2013. ESI2007 assessment of paleoseismic features in the Acambay and Ixtlahuaca graben, Mexico: evidence for capability along the Perales Fault. En *Proceedings of the 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, 9-14 October 2013, Aachen, Germany, pp. 285–289. ISBN: 978-3-00-042796-1.
- Velázquez-Durán. R., Israde A. I., Lozano G. S. 2001. Significado ecológico de los palinomorfos depositados en el Lago de Cuitzeo, Michoacán durante los últimos 35 000 años. *Ciencia Nicolaita* 29: 45-61.
- 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, 4, 974-1002.
- Zinck J. A. 2012. *Geopedología. Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales*. ITC Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, The Netherlands. 131 p.

Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimasaki K., Matsuda T. 1983. Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, no. B11, pages 9331-9340.

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: *Bulletin Seismological Society of America* 98 (4), 1609-1632.

Zilberman E, Amit R, Porat N, Enzel Y, Avner U. 2005. Surface ruptures induced by the devastating 1068 A.D. earthquake in the southern Arava valley, Dead Sea Rift, Israel. *Tectonophysics* 408:79–99.

Referencias electrónicas:

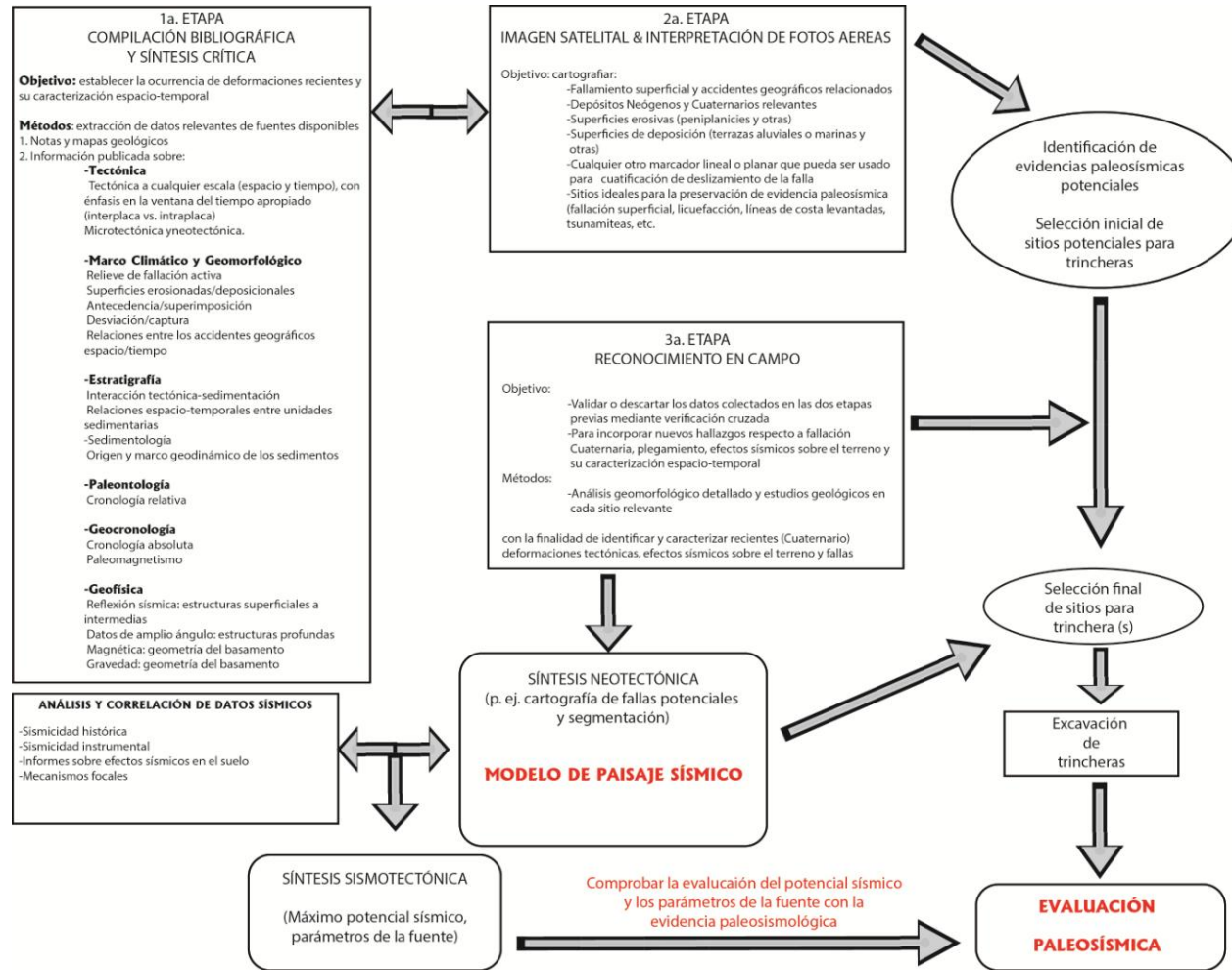
Working Group on California Earthquake Probabilities, 2003) <http://www.wgcep.org/>

Historia Temascalcingo / Cultura Temascalcingo :

<http://vivetemascalcingo.blogspot.mx/2014/08/historia-de-temascalcingo.html>

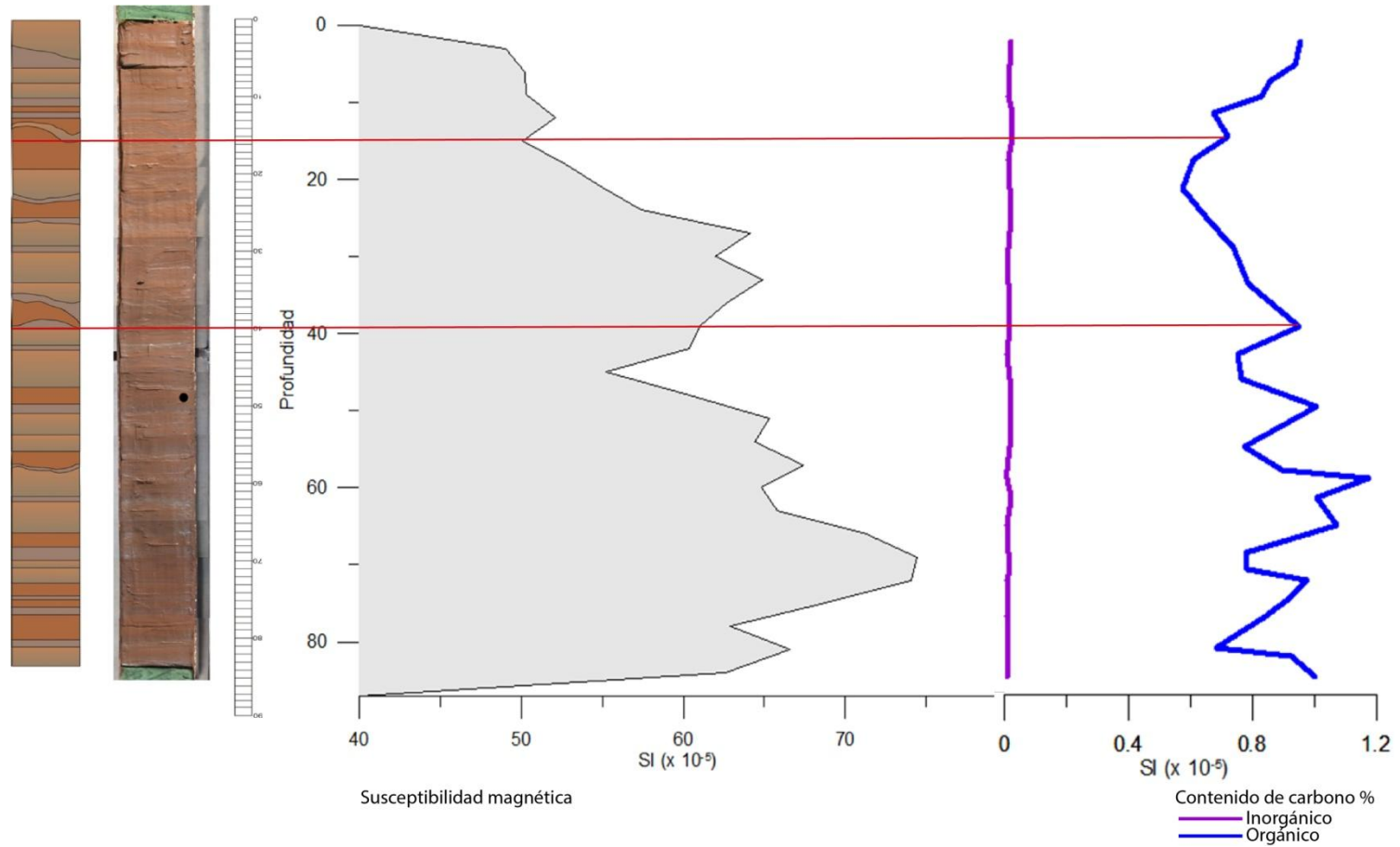
<http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/proyectos/ccpv/>

ANEXO I



Metodología propuesta para el estudio de paleosismología en la evaluación de del riesgo sísmico; para un enfoque definido para aplicación a las instalaciones nucleares, ver IAEA (2002). Imagen tomada de Michetti *et al*, 2005.

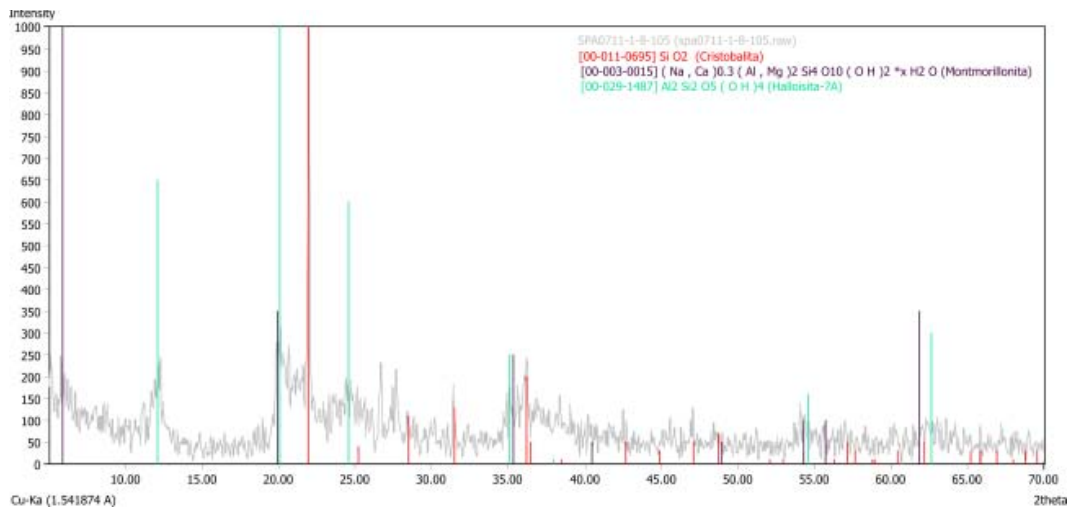
ANEXO II



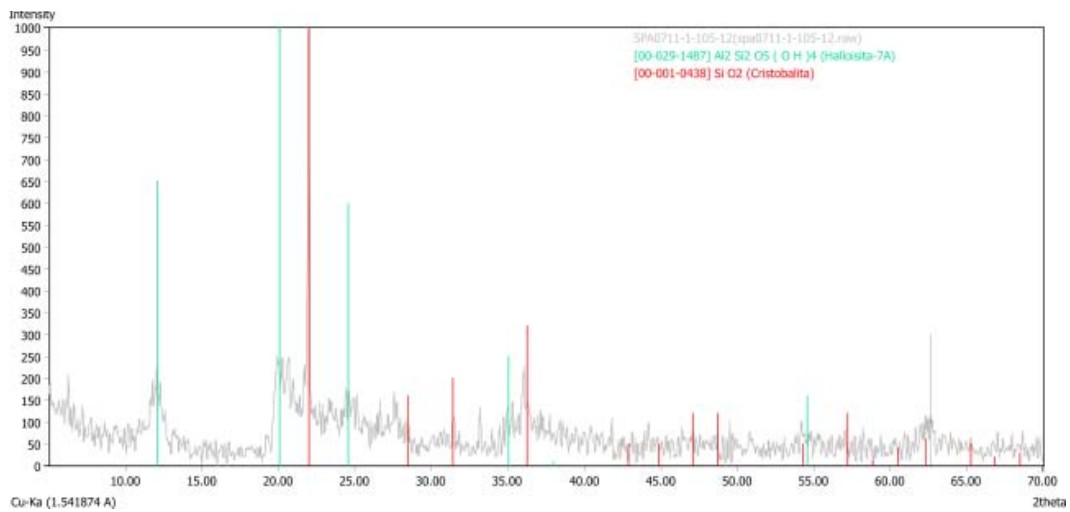
Gráfica del análisis de susceptibilidad magnética y contenido de carbono orgánico e inorgánico en los sedimentos del núcleo 1 (SPA0711-1) de San Pedro El Alto y su correlación con las estructuras de deformación.

ANEXO III

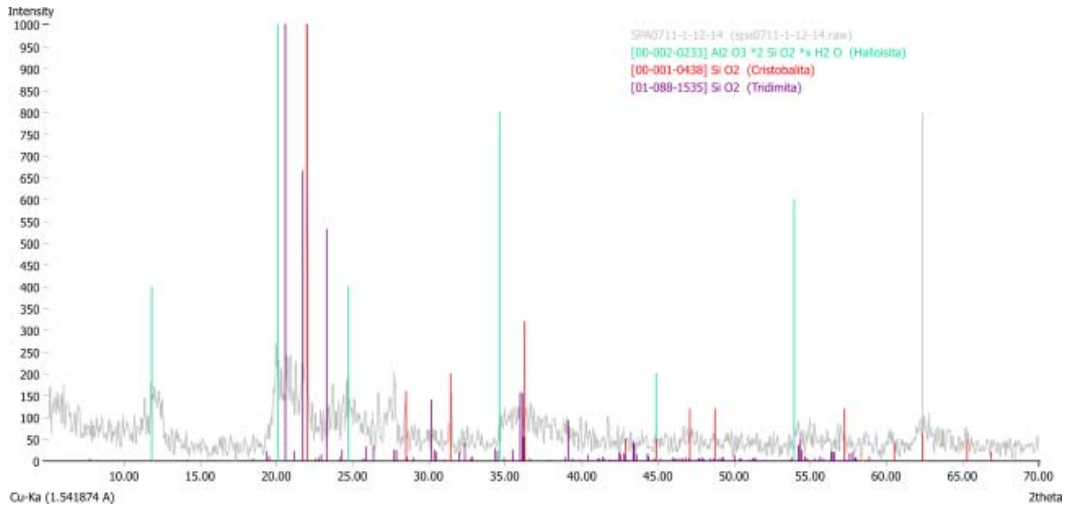
Difractogramas de las muestras tomadas del núcleo número 1 (SPA0711.1) de la presa de San Pedro El Alto.



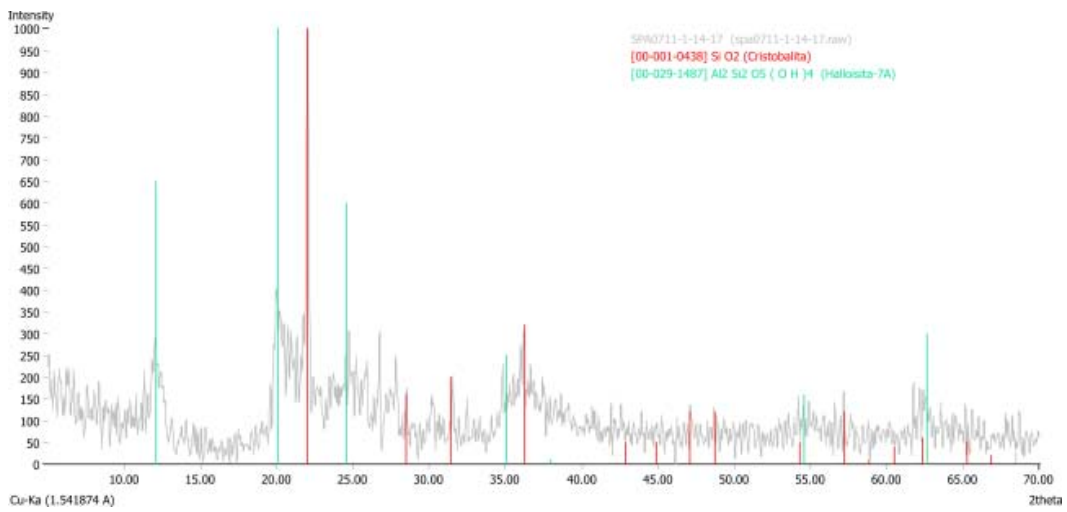
8-10.5 cm.



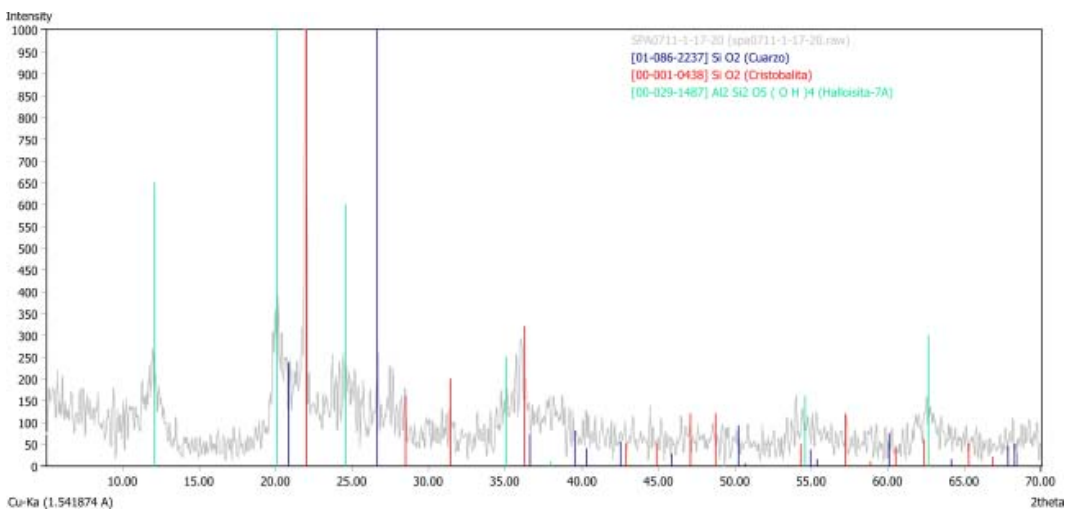
10.5-12 cm.



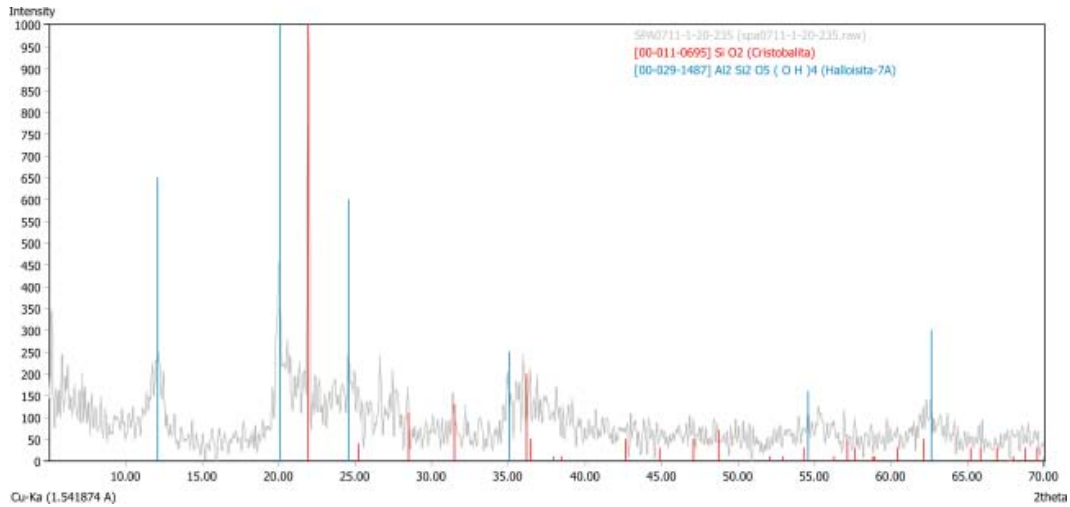
12-14 cm.



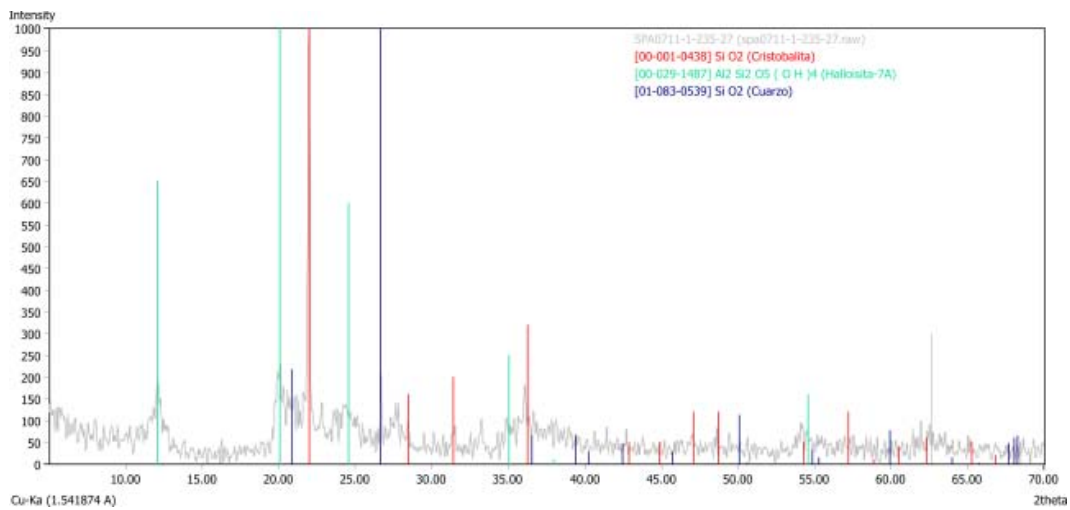
14-17 cm.



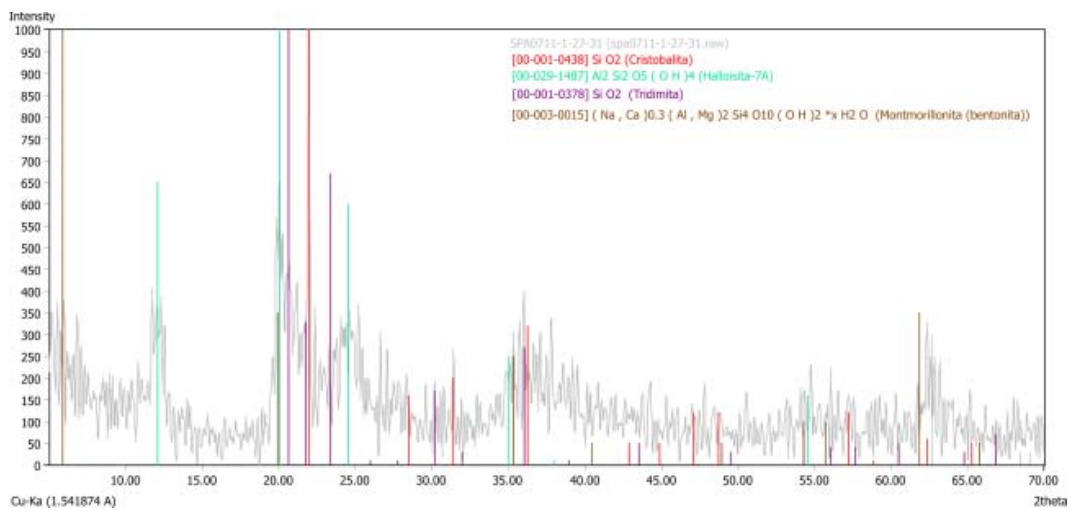
17-20 cm



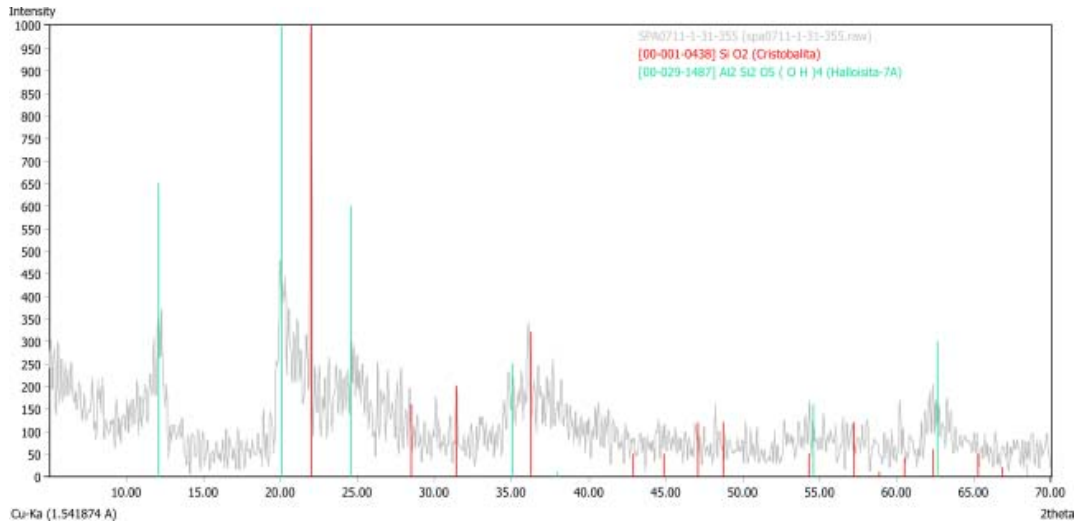
20-23.5 cm.



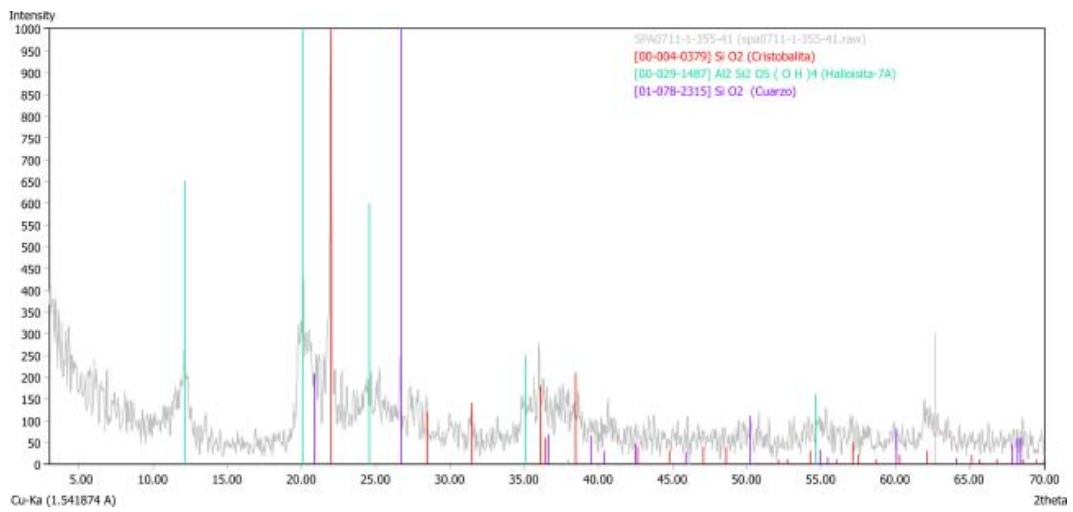
23.5-27.1 cm.



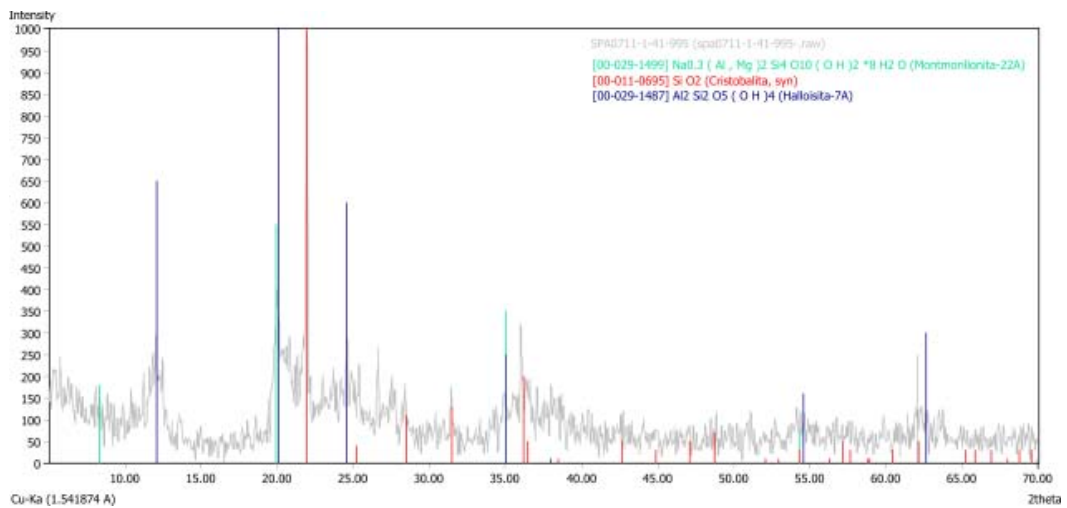
27-31 cm



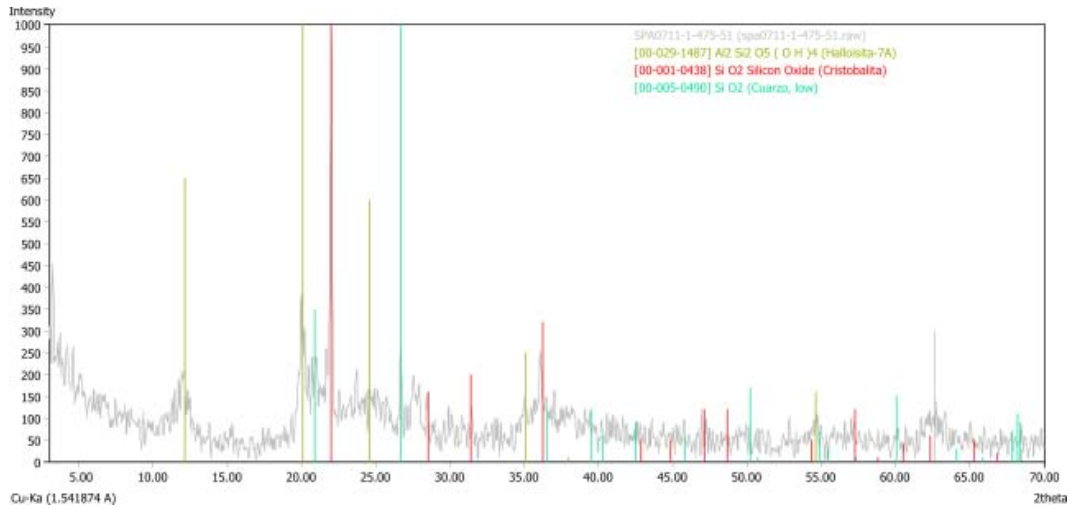
31-35 cm.



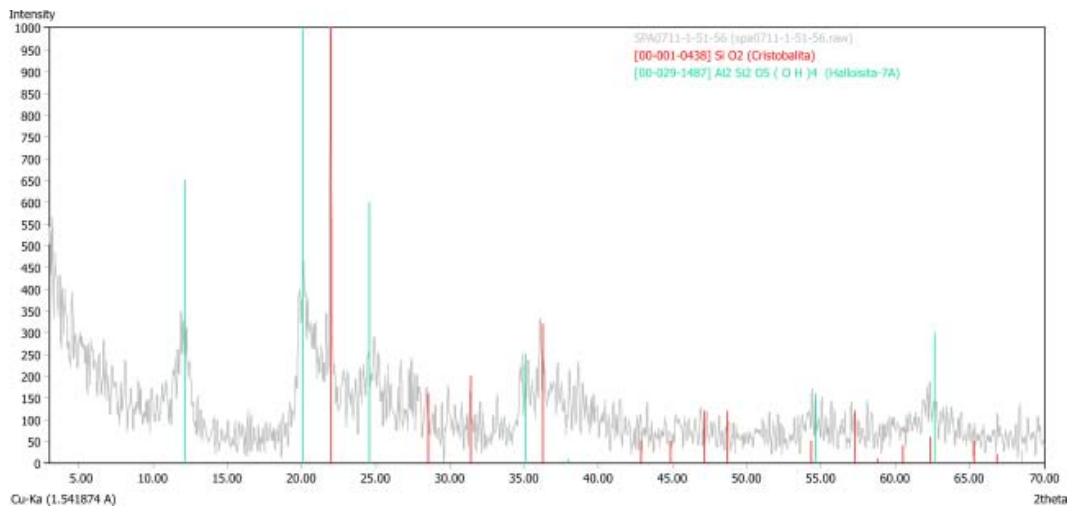
35.5-41 cm.



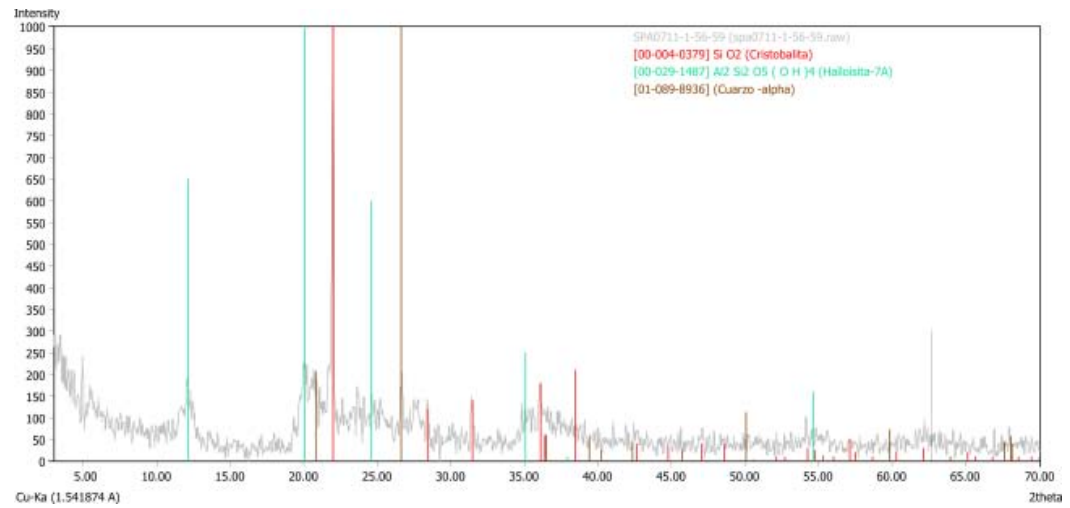
41-47.5 cm.



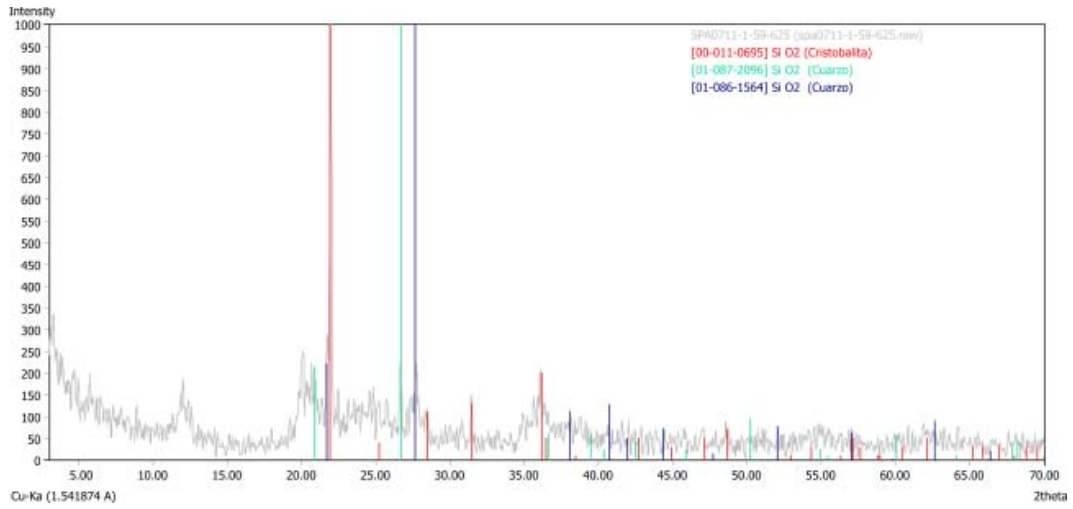
47.5-51 cm.



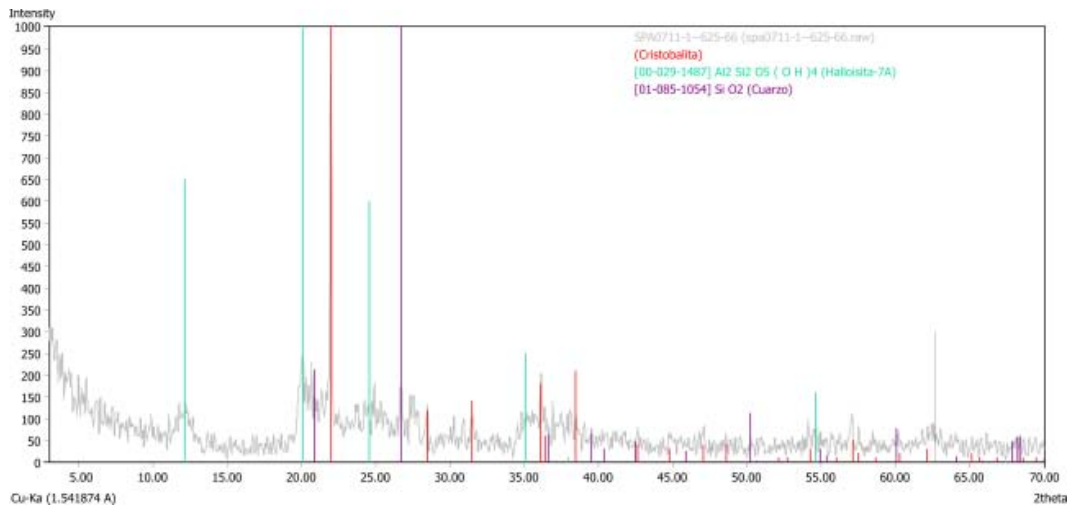
51-56 cm.



56-59 cm.



59-62.5 cm.



62.5-66 cm.

Soft-sediment deformation structures induced by seismic activity in the San Pedro el Alto area, Acambay graben, Mexico

M. Magdalena Velázquez-Bucio^{1,*} and Víctor Hugo Garduño-Monroy²

¹ Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, Col. Ex-Hacienda de San José de la Huerta, C.P. 58190, Morelia, Michoacán, Mexico.

² Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Edificio U, Ciudad Universitaria, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, C.P. 58060, Mexico.

* magda_vb@yahoo.com.mx

ABSTRACT

Soft-sediment deformation structures identified in lacustrine sediments of the San Pedro el Alto area, within the Acambay graben, Mexico, can be attributed to Pleistocene-Holocene seismic events. The analysis of these deformation structures, seismites, is a key tool for the characterization of parameters such as the intensity and magnitude of the events, and the measurement of the affected area. Analysis of the shape, distribution, abundance and genesis of these secondary structures in lacustrine basins, also provide guidelines for assessing seismic hazard.

The analysis of seismites enabled the identification of three $M \geq 5$ earthquakes, minimum magnitude required for the formation of such structures, these on ESI 2007 scale (Environmental Seismic Intensity Scale) correspond to VII-X intensities. The structures were identified with coseismic stratigraphy analysis in three trenches and three sediment cores from the dam within the locality. The basin infill consists of lacustrine sediments with intercalation of volcanic material. The soft-sediment deformation structures appear in different sectors of the study area and consist of surficial ruptures, vertical displacements, slumps, pseudonodules, clastic dikes, cracks filled with recent material, and diapir-like and load-flame structures.

Key words: Soft-sediment deformation structures; Acambay graben; ESI 2007; Pleistocene-Holocene.

RESUMEN

Estructuras de deformación identificadas en los sedimentos lacustres en el área de San Pedro el Alto, dentro del graben de Acambay, pueden ser atribuidos a eventos sísmicos del Pleistoceno-Holoceno. El análisis de tales estructuras de deformación, sismitas, es una herramienta clave para la caracterización de parámetros como intensidad, magnitud de los eventos, así como el tamaño del área afectada. El análisis de la forma, distribución, abundancia y génesis de estas estructuras secundarias en las cuencas lacustres, también proporciona pautas para evaluar el peligro sísmico.

El análisis de sismitas permitió la identificación de tres sismos $M \geq 5$, magnitud mínima requerida para la formación de tales estructuras, que en los parámetros de la escala ESI 2007 (por sus siglas en inglés: Environmental Seismic Intensity Scale) corresponden al rango de

intensidades VII-X. Las estructuras fueron identificadas con el análisis de estratigrafía cosísmica en tres trincheras y tres núcleos de sedimentos de la presa de la localidad. El relleno de la cuenca consiste en sedimentos lacustres con intercalación de material volcánico. Las estructuras de deformación aparecen en diferentes sectores del área de estudio y consisten de rupturas superficiales, desplazamientos verticales, deslizamientos (slumps), seudonódulos, diques clásticos, grietas rellenas de material reciente, diapiros y estructuras de carga y "en flama".

Palabras clave: estructuras de deformación; graben de Acambay; ESI 2007; Pleistoceno-Holoceno.

INTRODUCTION

According to Ricci Lucchi (1995), lacustrine deposits are ideal sites for paleoseismic investigations because they tend to contain a high percentage of fine grain material, which is very susceptible to shock-induced deformation, more than other grain sizes. These deposits record detailed and continuous geological-environmental events. Indeed, the analysis of detailed stratigraphy of deformation structures generated by earthquakes allows to establish correlations in different lacustrine environments (Sims, 1975).

In the Acambay graben, central Mexico, fault segments clearly show recent seismic activity. The most representative event is the Acambay earthquake of 1912, $M = 6.9$ (Urbina and Camacho, 1913). The lacustrine basin of San Pedro el Alto (SPA; Figures 1 and 2), immersed in the caldera of Temascalcingo Volcano (TV), is a major seismically active area of the Morelia-Acambay fault system, whose paleo-earthquakes are recorded as deformational structures (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010). The sedimentary record includes lacustrine sediments interbedded with volcanic material wherein the seismic events were registered. The combination of the morphological, geological, seismo-tectonic and climatic factors of the zone, and the presence of soft-sediment deformational structures (SSDS or seismites), allow to deduce the behavior and the characteristics of the faults and structures generated by paleo-earthquakes that have formed the seismic landscape of the area (Michetti *et al.*, 2000, 2005; Dramis and Blumetti, 2005; Audemard and Michetti, 2011). Sediments comprise both brittle and ductile deformation structures. The aim of this research is to describe the soft-sediment deformational structures recorded in the basin and to elaborate about their possible seismic origin.

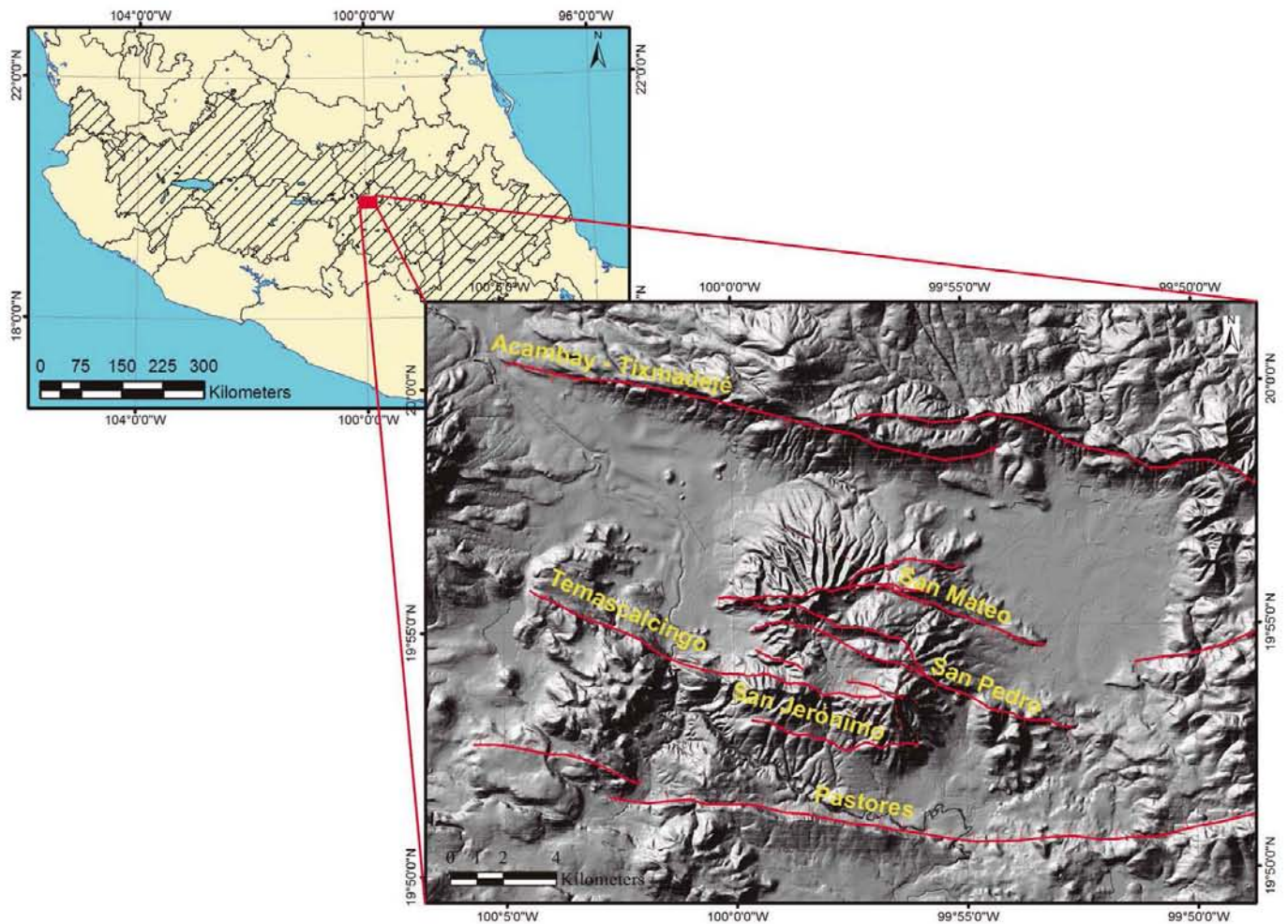


Figure 1. Location of the study area in the Acambay graben in Mexico and the Central Fault System.

GEOLOGICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK

The study area (Figure 1) comprises volcanoclastic and lacustrine sediments typical of central Mexico, a territory with major depressions and lacustrine basins. The morphology of the region presents various features such as semi-vertical slopes and escarpments with structural control of drainage and low degree of erosion. High resistance to weathering of recent dacitic rocks slows their disappearance (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990).

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) shows a structural relationship between the alignment of volcanoes and cinder cones, and the fault structures trending between 40° and 110° . The Acambay graben is located 100 km northwest of Mexico City, is 40 km long and 15 km wide, shows an E-W-trending, and belongs to the Chapala - Tula Fault Zone (Suter *et al.*, 1995). It is limited by the major Acambay-Tixmadejé fault to the north and the Pastores fault to the south. The Acambay graben contains the Central Faults System which strikes E-W with faults dipping up to 80° to the north and the south, and mainly affect the Temascalcingo Volcano (TV, Figures 1 and 2) (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990). Andesitic-basaltic lava cones are located at the edge of the caldera and on the flanks of the volcano. The caldera filling consists of stratified pyroclastic surges, volcanic breccias, reworked tuffs and lacustrine sediments (Roldán-Quintana *et al.*, 2011). The rhyolite facies is apparently associated with ash fall deposits

located on the SE flank of the TV; its age is 1.2 ± 0.13 Ma obtained by fission track dating (Mercer *et al.*, 2002). The Pliocene-Quaternary TV belongs to an extensive system; climatic and environmental factors have contributed to its morphological evolution, mainly controlled by tectonic-earthquake activity, which dominates over surface erosion and sedimentation processes, allowing the preservation of coseismic deformation structures (Michetti and Hancock, 1997; Michetti *et al.*, 2005; 2012). From 1593 to 1856, the caldera of the TV formed a natural lake; later, the San Pedro el Alto dam was built. The lacustrine deposits in the center of this basin consist of interbedded strata of ash and lapilli, and a few beds of coarser volcanic sediments. This material is in turn covered with lacustrine sediments composed of clays and silts, and locally with diatomite mixture. These deposits are often covered by fine volcanic ash that now is soil; according to structures observed, part of the sediments formed there could have recorded the secondary effects of seismic events and the faulting of the area.

METHODOLOGY

The analysis of deformational structures was performed with the coseismic stratigraphy approach (Garduño-Monroy *et al.*, 2016). This method includes observation, analysis and characterization of the stratigraphic column and the seismic landscape. Trenching was

carried out in three sites (Figure 2): two trenches, approximately 3 m deep, in the same fault segment, south of the dam inside the caldera, and the other trench to the north. The trenches were perpendicularly excavated to the fault trace. A grid of 1 m × 0.5 m was placed on both sides of each trench, allowing for a better identification, location and analysis of the geometry, stratigraphic units and coseismic structures. Using a gravity corer, we extracted three sediment cores: 85, 67, and 41.5 cm long, corresponding to the northern, central and southern part of the San Pedro el Alto dam, in order to study the lacustrine stratigraphy and the presence of soft-sediment deformational structures. A systematic description of the stratigraphic column was performed in outcrops, cores, and trenches. The sedimentary characteristics were also detailed recorded (texture, granulometry, roundness, thickness and continuity of strata, cyclicity, presence or absence of sedimentary structures). Additional data as size, material, shape, distribution and lateral continuity were described where soft-sediment deformational structures were identified.

TRENCHES AND WELL CORES

The excavation of trenches in deformation areas is the main source of information for paleoseismological studies (McCalpin, 2009). The sub-surface analysis enables the observation and identification of the main features that compose the stratigraphic column of the zone and allows the recognition of the secondary structures originated from

past seismic events. For this reason, we carried out the analysis of soft-sediment deformation structures, which were identified by the opening and the study of the three trenches in two fault segments; two of them in the Temascalcingo fault, and one in the San Pedro fault. The deformational structures identified in the sedimentary well cores could be the result of similar events to those identified in the trenches. However, since there was no well core dating, it has not been possible to correlate the deformation structures of the dam with those identified in the trenches. Nevertheless, the age of the material that fills the cracks in both TRSPA1 and TRSPA2 has been correlated through ^{14}C analysis.

TRSPA1

The trench (Figures 2 and 3) was excavated with a N-S orientation in the creep and escarpment formed in 1912 at the southern part of the San Pedro el Alto dam (Urbina and Camacho, 1913). The sedimentary sequence of the TRSPA1 (Figures 4, 5) is mainly composed of a mixture of volcanic material with some layers of silt and clay with low or zero diatomite content. However, the material of the layer that fills neptunian dikes or filled cracks shows a large number of diatom valves at its top, predominantly of benthic species with a mixture of planktonic diatom valves in lesser quantities. This indicates a shallow lacustrine environment. It should be noted that the diatomaceous valves also show a high fracturing degree, suggesting a high energy event that caused the mixing and rupture of valves. The stratigraphic column of the trench (Figures 4 and 5) is composed of three large sedimentary sequences, each of which includes several strata or units, mostly affected by fault

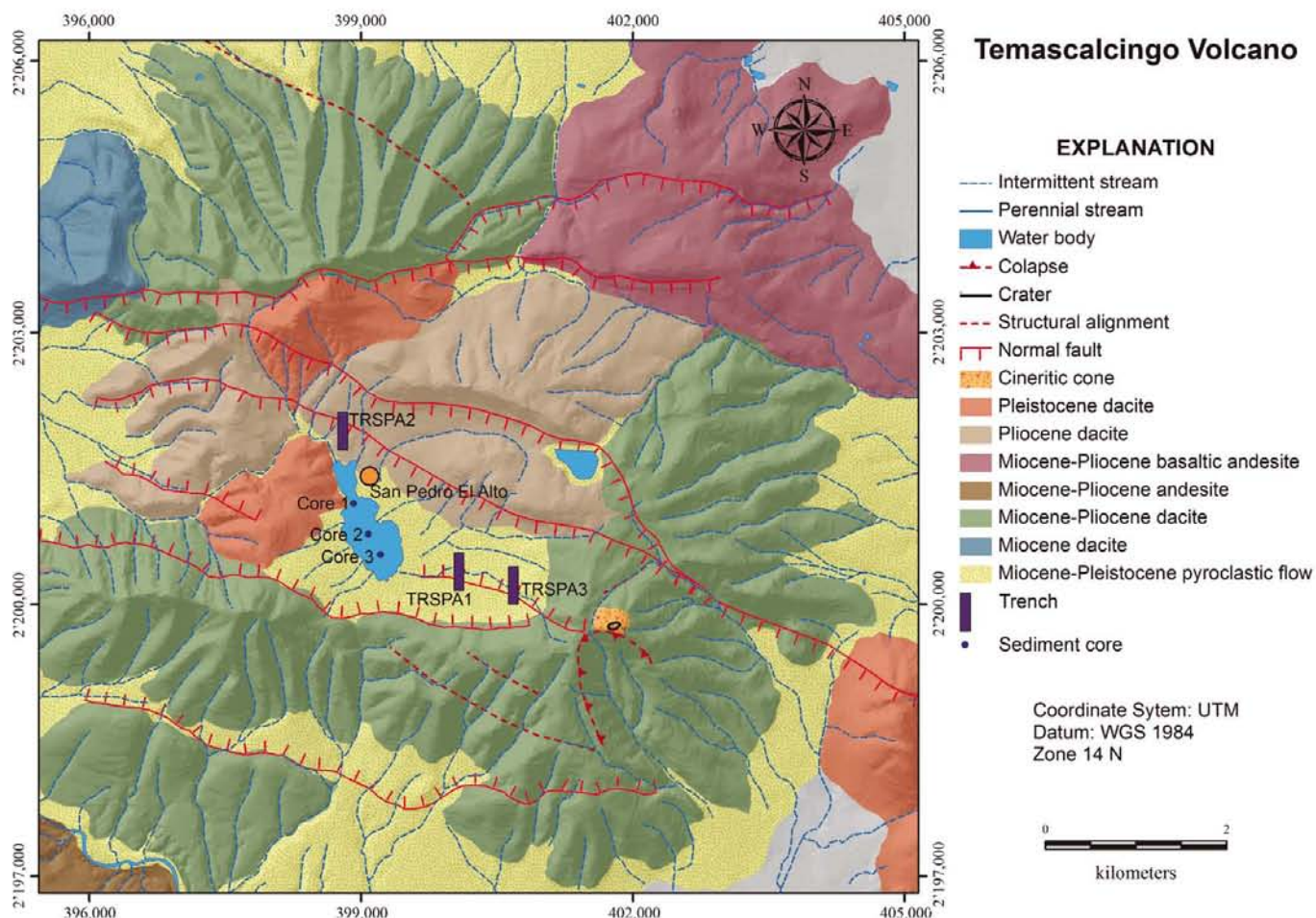


Figure 2. Geological map of the study area and location of trenches and cores extraction.

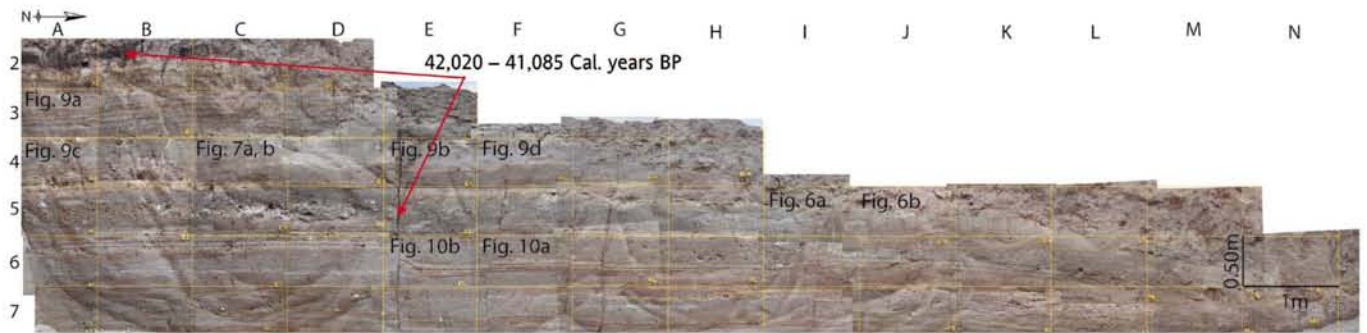


Figure 3. Section of the TRSPA1 indicating the location of some SSDS figures caused by seismic shocks, identified and described in this work.

activity with SSDS. From bottom to top this column consists of: 1) Fine volcanic material (ash) interbedded with thicker volcanic material (lapilli of 1–3 mm), 1.24 m-thick; 2) Alternation of volcanic material with clayey-silt, 1.32 m-thick. Most of the deformational structures were identified in this sequence, and, 3) A sequence of clay interbedded with silt, organic matter and very fine volcanic ash, 1.09 m-thick.

The analyzed sediments revealed soft-sediment deformational structures, probably generated by paleoseismic events. The most evident effects correspond to the surface escarpment linked to the 1912 seismic event, described as a crack by Urbina and Camacho (1913), and structures generated by older events: the walls of the trench showed

a 22 cm vertical displacement of the sediments and its antithetic fault with a similar displacement. In addition, deformational structures were identified which will be described below.

TRSPA2

This trench was originally dug by locals to build a greenhouse. This excavation (Figure 2) encompasses an outcrop where the San Pedro fault is exposed with a 66 cm vertical displacement. The outcrop is part of a normal fault, trending ENE-WSW and dipping southward; evidences of the trace of this fault are strata displacement and ground cracking. The sedimentary succession is composed of lacustrine sedi-

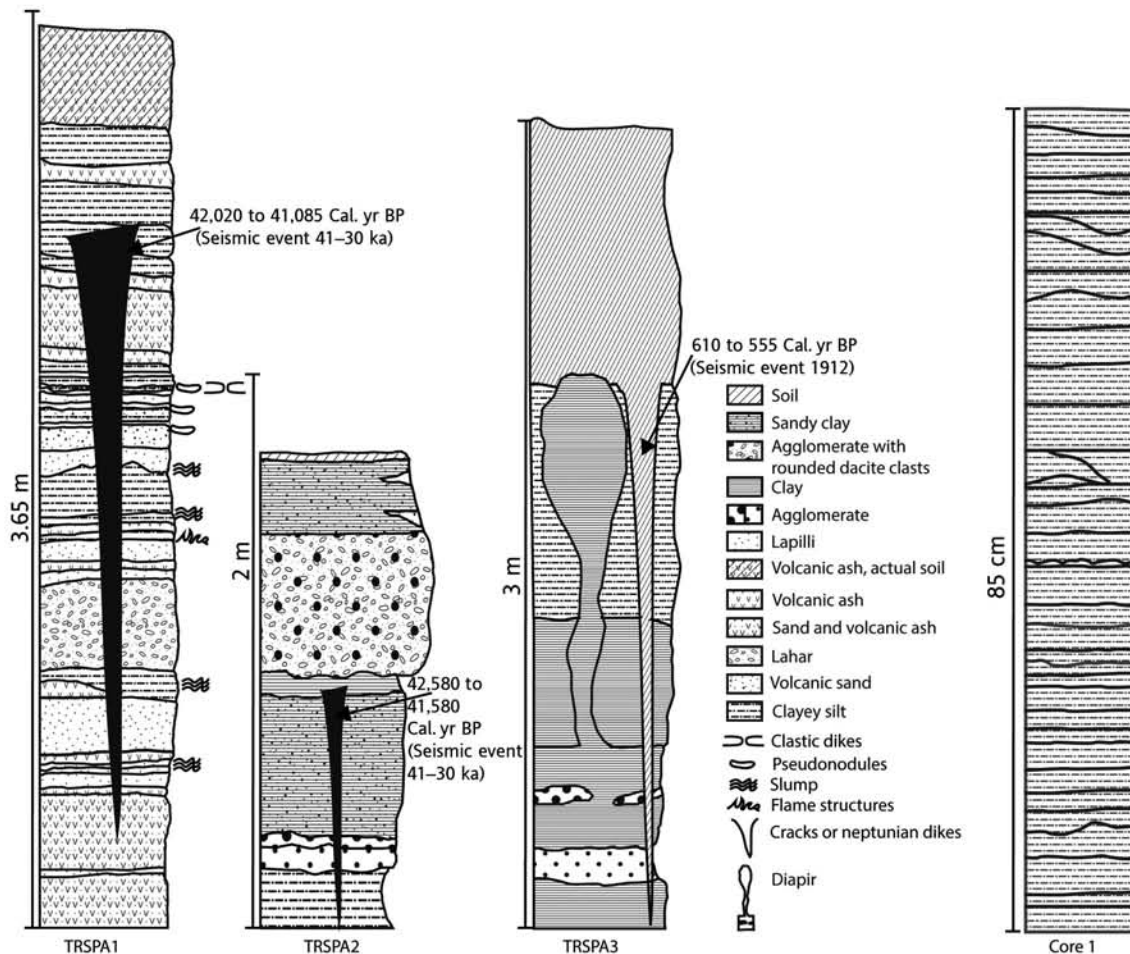


Figure 4. Stratigraphic columns of TRSPA 1, 2, 3 and core 1 of the dam. Affected levels with soft-sediment deformational structures.

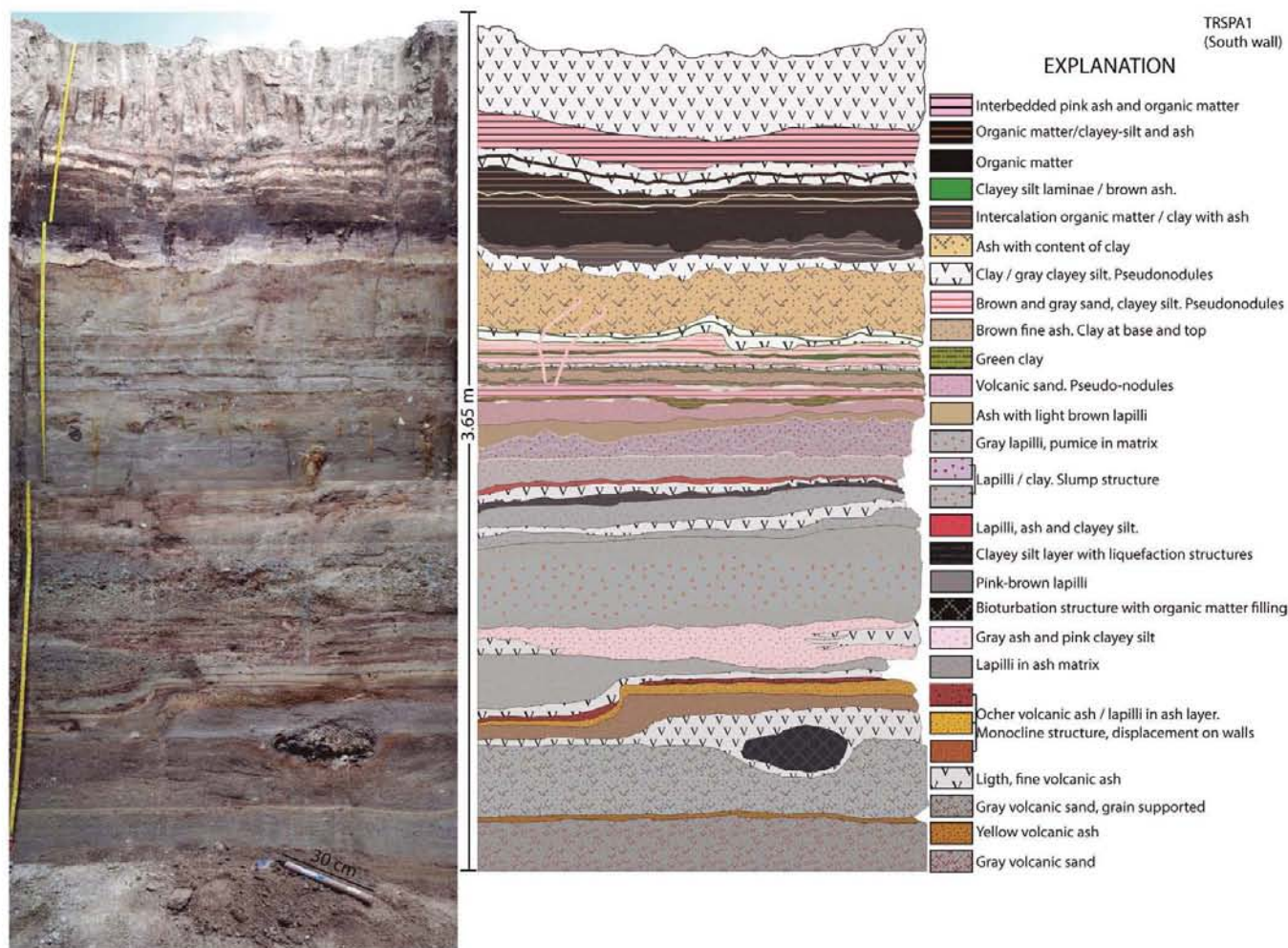


Figure 5. Interpretation of the sedimentary succession of TRSPA1.

ments with intercalation of volcanic material (Figure 4). We identified seven units affected by the fault activity with vertical displacement and cracks. Fractures and vertical displacement were observed in all layers of the trench. The plasticity of the clay permitted to fill the cracks produced by the seismic event, and even the continuity of the original layer was clearly identified. This suggests a sedimentary environment in which the sediments are not totally saturated at the time of their deformation; rather they are semi-consolidated sediments that behave in a mainly fragile manner. This trench features the effects of a single paleoseismic event, since the material that fills the cracks has an age of 41,500 Cal. years BP, the same age as the material that fills the cracks on the TRSPA1; also, faulting lifted the sedimentary succession. This event, older than the 1912 earthquake, is evidenced by the 66 cm, vertical displacement of strata of the sedimentary sequence of the trench. However, the actual fault displacement has been erased by the excavation for the construction of the current greenhouse at the top.

TRSPA3

This trench was carved in an extension of the Temascalcingo fault, near the San Pedro dam where TRSPA1 was dug. This area (Figure 2) has been described as a fracture resulting from the 1912 earthquake by Urbina and Camacho (1913). The outstanding structure of the trench is a crack filled with current soil material, as well as a large clay

injection on the eastern wall, which is ductile, sedimentary material that was not fully consolidated at the time of the seismic event. Eight lithological clay units were identified in TRSPA3, including the material that fills the crack which is mixed with material from the layers that broke (Figure 4). The 1912 earthquake was the only paleoseismic event identified, and, as mentioned above, it generated the crack that is currently filled with clay material.

Although the SSDS are present throughout the study area, most were found in the walls of TRSPA1, near the SPA dam. It is in TRSPA1 that several strata with different types of SSDS were identified. One explanation could be that because of the nearness to the dam, the water-saturated material is more susceptible to deformation and preservation of different structures. On the other hand, the other two trenches, which are further away from the dam, the material shows a different behavior and only the vertical displacement and the filled cracks have been preserved; the filling material became part of the soil at the time of the seismic event.

Well Cores

Three cores were recovered from the north, south and center of the SPA dam (Figure 2). Each core was divided into two parts; pictures were taken of each succession. The stratigraphic description of the sediments included identification of deformation structures. The sediments are composed of layers of clayey silt; the darker layers are the thinnest.

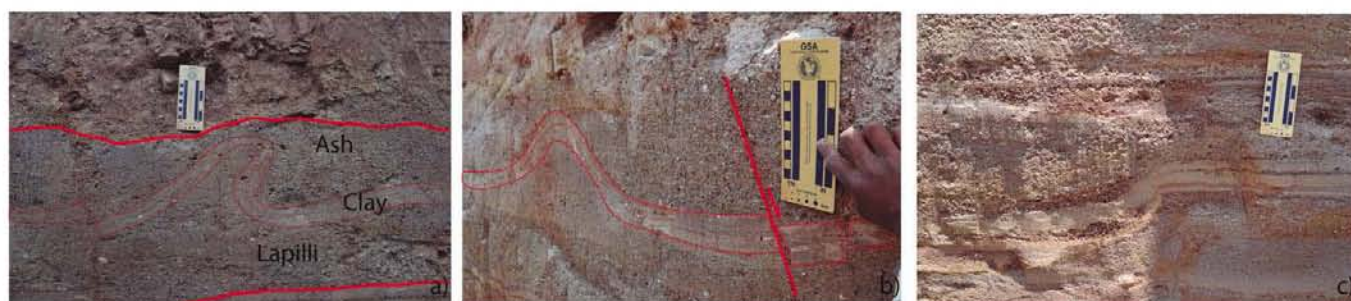


Figure 6. Folds and slumps in TRSPA1, caused by seismic shock (ESI2007-VII).

These sediments are typical of relatively deep lacustrine environments, which is corroborated by the presence of diatoms, predominantly of planktonic species belonging to genera *Aulacoseira*, *Cyclotella* and *Stephanodiscus*. The association of these populations also suggests a not quite calm environment, because the *Aulacoseira* genus is central, planktonic, and indicative of turbid waters (Gasse, 1980), with phases of stress evidenced by sponge spicules and fragmented diatomaceous frustules. Particularly, the well core number 1, 85 cm long (Figure 4), which was taken from the northern part of the dam, shows slump type structures, as observed in the TRSPA1 strata.

SOFT-SEDIMENT DEFORMATIONAL STRUCTURES

According to the criteria established by Seilacher (1969), the term "seismites" corresponds to a layer with structures formed in soft, sandy sediment due to overpressure or water saturation resulting from seismic vibration (Bowman *et al.*, 2004; Montecat *et al.*, 2007). However, the susceptibility to sediment deformation greatly depends on the size and arrangement of the sediment particles (Guiraud and Plaziat, 1993). The identification of the seismites is hampered by the fact that sometimes earthquakes may be just one among several trigger mechanisms sediment deformation (Mazumder *et al.*, 2006). The structures identified in the SPA basin are not described in stratigraphic order but according to the type of structure.

Slumps

This kind of structures (Figure 4) were identified in four beds of the stratigraphic column of trench no. 1, in San Pedro el Alto (TRSPA1; Figures 3, 4, 5, 6 and 7b, 7c). The first, at 0.56 m from the base, is a 7 cm-thick monocline-like fold (Figure 6c), composed of ocher-colored volcanic ash and lapilli, 1 cm in diameter, in a thin layer of gray volcanic

ash. This layer is fractured and displays vertical displacement in the walls of the trench.

Another layer shows slump structures (Figure 6a, 6b) at 1.29 m from the bottom; it is 7 cm-thick and consists of pink silty clay interbedded with fine volcanic ash. Brittle behavior was observed in this layer; the slump structure is exposed in a zone of the trench with a 2 cm vertical displacement. An asymmetrical fold was observed in the trench: the hinge lines of the eastern and western walls appear in opposed directions; the hinge line of the W-wall shows northwards orientation, whereas the same structure on the E-wall strikes southwards. According to Alsop and Marco (2011), the explanation could be that during a progressive shearing, when the folds are forming, fold hinges and axial planes may undergo rotation.

Another layer of the same column (Figure 4), at 1.72 m from the base, includes a small slump, approximately 6 cm thick, composed of brown lapilli, brown volcanic ash and pink clay (Figure 7c). At the top of the layer, we found a mixture of fine lapilli and pink and brown clay. Small slumps and folds were observed at 1.51 m of the stratigraphic column (Figures 4, 7b).

The degree of disruption of the original lamination and the sediment mixing are generally mild in all of the slump structures that were observed, without becoming homogenites (Montecat *et al.*, 2007). It is possible to recognize undeformed layers below the slump structures.

The sediment cores also show two slump structures. These small structures are generated in depositional environments, where there are no trace of slopes, and commonly observed in lacustrine deposits that display varved lamination (Montecat *et al.*, 2007). The longest well core (Figures 4, 8) was extracted from the north side of the dam (Figure 2), near the artificial dike, in a water depth of 3.5 m. The core is 85 cm long, composed of clayey silt layers; between 14 and 17 cm, a small 1.6 cm-thick slump structure was found, similar to the one reported



Figure 7. Deformational structures corresponding to: a) load-flame structures, pseudonodules and, b) and c) slump-like identified in sediments of TRSPA1.

by Ezquerro *et al.* (2015) in the Jiloca and Teruel graben, Spain; the material forms structures with folds. The strata below and above of this structure are perfectly horizontal. Also, a more deformed structure, confined between horizontal strata, 4.2 cm high and between 38 and 40 cm, was observed.

Interpretation

Slumps are associated to gravitational instabilities of sediments, mainly lateral driving-force systems (Moretti and Sabato, 2007), related to down-slope movements, even with low degree slopes. If the material is affected by an earthquake shock or by high sedimentary supply, shear strength is surpassed (Nichols, 2009) or displacement may occur, affecting the horizontality of the layer due to the break in the original slope. According to Rodríguez-Pascua *et al.* (2000), slumps can be generated by tectonic/sedimentary causes such as external drag mass overflow, tilted platforms by sediment overload, or earthquakes, among others. In a low degree slope as in the San Pedro el Alto zone ($< 5^\circ$), the deformation could have started only after a reduction of the shear strength in the partially consolidated deposits (Owen, 1987; Martín-Chivelet *et al.*, 2011). Therefore, the possible trigger agent could be an earthquake, because the slumps of this zone are generated on almost horizontal planes where the gravity would have an almost negligible effect. Furthermore, these structures, like the other ones described here, are well constrained because the upper and lower layers, remain horizontal with no deformation.

The lack of knowledge about the age of the different materials impedes the correlation of the structures. However, the presence of multiple slumps indicates a local trigger source such as an earthquake (Monecke *et al.*, 2004), which can be used as a record of the sequence of seismic events (Montenat *et al.*, 2007). Moreover, the fact that the same structure is also faulted and presents approximately 2 cm of vertical displacement (Figure 6b) may indicate that a second seismic event affected the slump previously formed by a first event.

The ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007) was used to assess the intensity of the seismic event that might have generated each of the analyzed structures. ESI-2007 considers earthquake environmental effects (EEE) in twelve intensity degrees, and allows a comparison of contemporary events with historical records.

According to the characteristics of the ground, the kind of material and the thickness of the stratum, which is only between 6 and 7 cm, according to ESI 2007 scale (Michetti *et al.*, 2007), the effect for these structures corresponds to intensity VIII.

Load-flame Structures

These structures are found in trench TRSPA1, in a 5 cm-thick silt-clay layer with a mixture of dark brown fine volcanic sand (Figure 7a). Their size varies between 0.5 and 4 cm in height; these are similar and related to load structures, as observed by Topal and Öskul (2014) in the Denizly Basin, Turkey. They consist of deformed layers covered by denser sediments of diverse size grain. Earthquakes of magnitudes 5 can originate flame structures in large areas; the liquefaction of silt caused by seismic shock results in the upward flow of the silt particles, introduced in upper layers, forming flame structures (Ambraseys, 1988; Audemard and De Santis, 1991; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Earthquakes of lower magnitude do not last long enough to generate such structures (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000).

Interpretation

Some researchers (*e.g.* Nichols, 2009) suggest that flame structures are inherently connected with load casts. Others (Ezquerro *et al.*, 2015) propose that the phenomenon is a partial gravitational re-adjustment associated with load structures, when a low density material is covered

by a mass of greater density, which causes instability and overpressure in the lower layer. Their behavior is due to differences in dynamic viscosity between sediments or to their reaction as diapiric intrusions (Topal and Öskul, 2014). The material tends to escape to the surface, distorting its top and intruding the overlying layer. However, in the case of the flame structures identified in our study area, the difference in density does not appear to be the cause or the only cause of the formation of flame structures, because the silty dark brown layer is covered by a less dense layer of very fine volcanic ash (Figure 7a). Taking into account this observation and the fact that the San Pedro el Alto dam is not a high energy lake and that does not have steep slopes, these structures could be linked to a seismic origin, even if silty material is more susceptible to liquefaction than ash. According to Newerth *et al.* (2006), uneven loading probably acted as a driving force, because there is no a big difference in densities, and the force is associated with variations in the distribution of sediment load when the substrate is liquefied and loses its supporting capacity. The stratum could be part of a sequence that records indirect evidence of an earthquake, which also includes the upper layer with pseudonodules (Figure 7a). The estimated intensity for these structures is VII on ESI 2007.

Pseudonodules

Common sediments in the study area include volcanic ash and fine sand. There are pseudonodules (deformational, composite, isolated structures) in sediment mass of various morphologies, embedded in a layer of different density (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000).

The pseudonodules were identified in TRSPA1 (Figures 7a; 9a, 9b, 9c) in three stratigraphic levels (Figure 4); the deepest pseudonodules are composed of volcanic ash, are just over 10 cm length, and are included in volcanic sand (Figure 9b). The next level includes pseudonodules over 50 cm in length with the same lithology (Figure 9a).

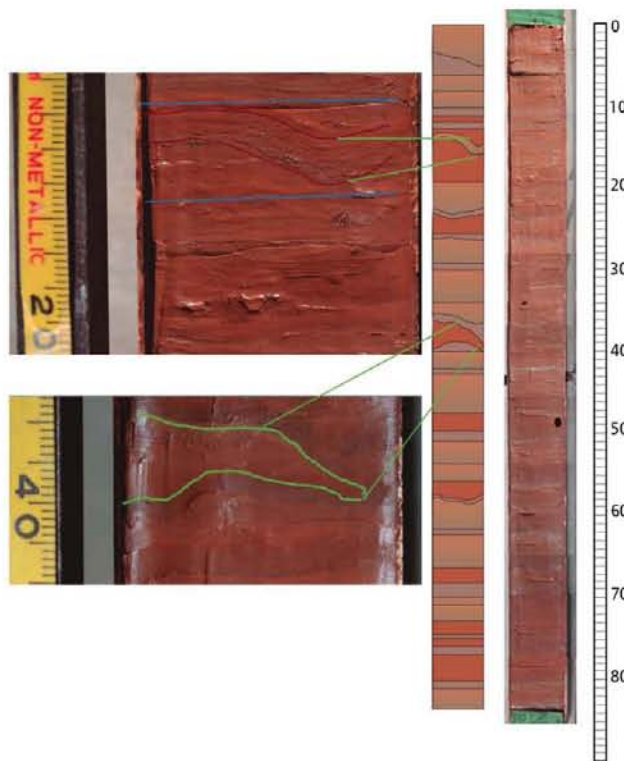


Figure 8. Type slump structures in sediment of core 1, composed of layers of clayey silt from the San Pedro El Alto dam.

At the top layer, these structures are generally between 2 and 4 cm long (few reaching more than 5 cm). A series of clastic dikes separate and encloses a set of pseudonodules-like deformational bodies (Figure 9c), made of silt and sand; the stratification is cut by the dikes. The corners of the basal surface are rounded upwards (a feature that differentiates it from pillow structures), and the top is a flat surface covered by an even layer of brown, elutriated material.

Interpretation

This kind of structures are related to density difference between two layers. Normally, in the case of a seismic shock or sudden loading, the denser material sinks into the lower density material when the grains are re-accommodated by liquefaction. In the structures observed in SPA, the enclosed material made of fine volcanic ash and silt is less dense than where it is immersed in sand and sandy-silt. Here, unlike the cases described in the literature (where the denser material sinks into the less dense, becoming enclosed), it seems that it is the injection of the lower layer which ascends and forms dikes by fluidification, which cut and surrounds the volcanic ash, without folding upwards as in the pillow structures, but rather forms pseudonodules of lower density than the layer that now includes them.

A likely explanation is possible at the moment of seismic shaking when denser materials decrease their bulk density and shear strength by liquefaction effect, allowing the less dense material to sink (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000); a similar process was proposed for the pseudonodules formed in the Híjar Basin in Spain: a diatomaceous marl, a sediment with lower density than a turbidite marlstone, includes pseudonodules. According to Rodríguez-Pascua *et al.* (2000), the pseudonodules could be formed by seismic events of $M \geq 6$. In our case, fine volcanic ash was enclosed in a mixture of volcanic sand with clay of higher density than the ash. The interpretation of the seismic intensity deduced from these structures corresponds to VIII in ESI 2007.

Clastic Dikes

In SPA, clastic dikes were observed in the TRSPA1. The dikes form discordant and vertical conduits that cross the horizontal sedimentary laminae (Figure 9c). The sediment filling the conduits

is composed of a mixture of silt and dark brown, fine volcanic sand. The dimensions of classic dikes ranges from 2 to 5 cm in height, and 1 to 2 cm in width. Upper parts of dikes end forming fine laminae at the base of the upper bed, composed of fine volcanic sand, which form rounded-upwards corners. These structures are related with the pseudonodules structures described above. Another clastic dike was identified in TRSPA1, involving sandy material with clayey silt mixture introduced into fine volcanic ash (Figure 9d); its length only reaches about 5 cm.

Interpretation

The main mechanism that forms dikes in lacustrine environments is hydraulic fracturing (Olson, *et al.*, 2005). These structures can be formed when the sands are liquefied, possibly as the consequence of a seismic shock. The water-saturated material (sand and silt in the case of SPA) moves upward with high pore water pressure (Topal and Öskul, 2014). Based on the description of similar dikes given by different authors, Rodríguez-Pascua *et al.*, (2000; 2010) conclude that these structures related to local seismicity have been generated by seismic events ranging between $M = 5$ and $M = 8$. The structures described here correspond to intensities between VII and VIII on ESI 2007.

Diapir-like or “Large Injection Structure”

This structure involves the liquefaction of a large body of sediment that results in the formation of a diapir (Figure 9e) of almost one meter in length in TRSPA3. The structure is composed of a pink clayey silt material which was injected up to the surface. Due to the type and size of the structure and the affected material, and taking into account the other effects analyzed in the area and described in this work, the diapir-like structure suggests a VIII intensity on ESI 2007.

Interpretation

This kind of structure is formed by mobilization of unconsolidated, overpressured sediments (Owen *et al.*, 2011) by expulsion of pore water or gas. The introduction of material from the surface towards the base increases the pore pressure and gives way to the injection of material from the base towards the top. According to Owen *et al.* (2011), the

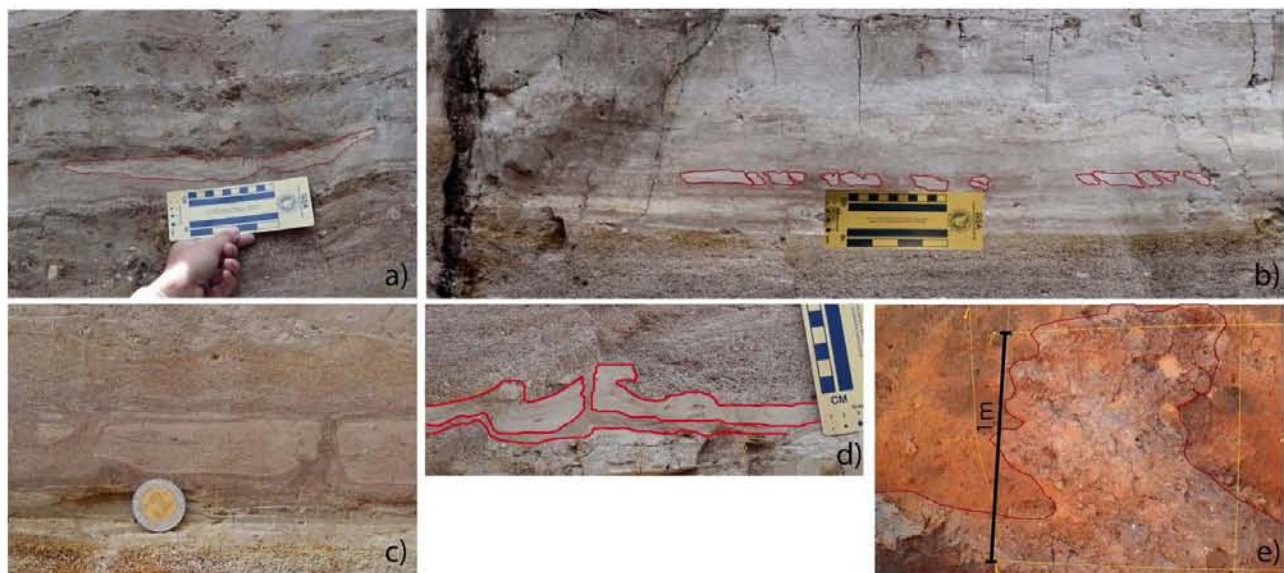


Figure 9. Deformational structures considered sesimites, corresponding to a) and b) pseudonodules (ESI2007-VIII); c) and d) clastic dikes (ESI2007-VIII), all of these, identified in TRSPA1; e) diapir-like, large injection of pink clay into volcanic material (ESI2007-VIII), identified in TRSPA3.

movement of these sediments are driven by gravitational processes, even if they are not directly related to the surface, and their mobility is similar to surficial processes.

Filled Cracks or Neptunian dikes

The fractures in SPA are mainly filled with dark clays cutting layers of fine sand, silt, and volcanic ash (Figure 10a, 10b, 10c). Clay, which functions as the fill material, moves from an inferior layer to the current soil. The majority of the cracks are filled at the base of the trench, at about 3.50 m, and their width or openings range from 1 to 3 cm, except for TRSPA3, in which the crack is more than 30 cm wide. In most cases the dikes are vertical, introduced in fine, volcanic ash; the longest dike cuts the entire volcano-lacustrine sequence.

Interpretation

The cracks are openings that occur on the surface due to seismic activity or by dissolution in a karst process (Nichols, 2009). They can also be the result of extension, escarpment relaxation, overload, or lateral spreading, that in some cases need a trigger mechanism such as an earthquake. According to Nichols (2009), cracks are distinguished from dikes because the former taper towards the base, can be filled with any size of clasts (common breccia), and can display multiple phases of opening and filling when related to earthquakes. However, neptunian dikes, filled from the top to the bottom, are the result of extension in cohesive sediments (Moretti and Sabato, 2007). In this case, after their opening, the cracks or neptunian dikes were filled by dark clay from an upper layer. The cracks of both TRSPA1 and TRSPA2 are filled with material of 41,000- 41,500 Cal. years BP, suggesting that they have been generated by the same event. Since the observed cracks are usually less than 10 cm wide, according to ESI 2007 these structures according to ESI 2007 scale these structures correspond to VII-VIII intensity.

Fault scarps

This kind of deformation affects several strata in the study area, in a range of some decimeters of vertical displacement. In trenches and outcrops, these structures (Figure 10a, 10b, 10d) are displaced between

2 to 66 cm. The lithology of the affected units involves intercalations of volcano-lacustrine material. In some of the sites they are associated with the filled cracks previously described.

Interpretation

These structures occur when the material does not have enough plasticity and the liquefaction of the sediments is impossible. The poorly consolidated and water-saturated sediments show a ductile deformation, or brittle deformation if there is a loss of fluids or volume, whereas those that are more consolidated and compact, with less saturation of water, behave like fragile sediment (Neuwerth *et al.*, 2006). The result, during a seismic event, is brittle behavior, which is prominent in some areas. If we take into consideration the displacement that caused the surface rupture reported by Urbina and Camacho (1913) for the earthquake of 1912 in the area of San Pedro el Alto, and the displacement of strata analyzed in this work, which reaches 66 cm, according to ESI 2007 scale, these structures correspond to an intensity of IX-X.

DISCUSSION

The stratigraphic analysis and identification of soft-sediment deformational structures were performed in three trenches and sediment cores recovered from the reservoir of San Pedro el Alto dam (Table 1).

Deformational structures in the study area are principally produced by liquefaction and fluidization of sediments with different densities and loads as main driving forces. The morphology of the deformation structures mainly depends on the lithology of the stratigraphic column and its rheology, and on the deformation mechanism (Owen and Moretti, 2011; Ezquerro *et al.*, 2015). However, the trigger mechanism that initiates the deformation of such materials provides important information on the prevailing conditions of the activity and evolution of the basins (Owen and Moretti, 2011). Among the most common trigger mechanisms, we can refer to ice-induced stresses, waves, sediment loading, storms, and seismicity. The latitudinal position of Mexico discards deformational structures by glacial environments. Shear stresses associ-



Figure 10. a), b) Vertical displacement and filled cracks with recent material in TRSPA1; c) filled crack or neptunian dike in TRSPA3; d) displacement of the San Pedro fault. Structures corresponding to intensities VII-X in ESI-2007.

Table 1. Earthquake environmental effects (EEE) and their correlation with event and intensity values in the ESI-2007 scale.

EEE ID	Event	Location	EEE	Distribution	Intensity (ESI-2007)
1	I	TRSPA1	Slump	Local	VIII
1	LL	TRSPA1	Slump	Local	VIII
2	II, III	TRSPA1	Load-flame structures	Local	VII-VIII
3	II	TRSPA1	Pseudonodules	Local	VIII
4	II	TRSPA1	Clastic dikes	Local	VIII
5	III	TRSPA3	Diapir-like	Local	VIII
6	II, III	TRSPA1,2,3	Filled cracks	Whole area	VII-VIII
7	II, III	TRSPA1,2,3	Displacement	Whole area	VIII-X

ated with tidal currents (e.g. Greb and Archer, 2007) need deep lake environments; the SPA lake is shallow and does not allow the formation of waves or currents produced by storms. In order to generate storm waves to produce liquefaction, the waves need to be more than 6 m high (Alfaro *et al.*, 2002; Schillizzi *et al.*, 2010). No sedimentary structures such as cross stratification caused by strong currents or waves were observed; also, the possibility of deformational structures originated by impacts such as volcanic bombs and rock drops, storm or current drag capable of producing liquefaction and fluidization of sediments is excluded. The best explanation of a trigger mechanism, in the present case, is seismic activity. An additional indicator is the occurrence of the structures in a continuous horizon. Earthquakes facilitate the destabilization of the phreatic level, and cause increased friction and destruction of the materials cohesion. In addition, earthquakes can cause the fluidization of granular solids, evidenced by the presence of flames and slip structures (slumps) characterized by deformation and fractures (Schillizzi *et al.*, 2010).

Therefore, considering the seismic landscape (*sensu* Michetti *et al.*, 2005) of the region and the characteristics of the deformational structures listed below, it is concluded that the most probable trigger mechanism was seismic activity. Structures described in this paper are similar to those deformational structures reported by several researchers in other areas (Montenat *et al.*, 2007; Nichols, 2009; Schillizzi *et al.*, 2010). Their development is associated with basins in an extensional environment with normal faults that control their evolution and geomorphology. Dikes and pseudonodules found in SPA are particularly similar to structures reported by Rodríguez-Pascua *et al.* (2010) in Tierras Blancas, where they are related to seismic events generated by the major fault structures of the Acambay graben, associated to magnitudes ≥ 5 . The intensity of the effects generated by the Acambay 1912 earthquake on ESI 2007 is estimated between VIII-X, with significant destructive impact on the populations of the macroseismic area (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

Furthermore, there are several criteria in accordance with Bowman *et al.* (2004) that suggest that the structures of San Pedro el Alto could be considered seismites. The following conditions were established to consider the structures as having been generated by seismic activity (Allen, 1986; Obermeier, 1996):

1) Our study area is located in the Acambay graben, one of the most important seismic areas of central Mexico (Ortuño *et al.*, 2012), where several fault segments have left record of recent seismic activity and are part of the central fault system in the same graben.

2) The sedimentary succession consists of lacustrine sediments intercalated with unconsolidated volcanic material, which has led to mainly ductile-type deformation, recorded in sediments by liquefaction and fluidization. It should be noted that, although we are in a volcanic

zone, only distal deposits of explosive volcanic activity are observed. This discards the possibility that the structures were generated by tremors of volcanic activity, which are generally of $M < 5$. Although the study area is located in the TV caldera, its activity is dated as 1 Ma (Roldán-Quintana *et al.*, 2011). There are no recent, active volcanoes close enough to generate the identified structures.

3) There is similarity with structures produced experimentally in laboratory; seismic vibrations induced experimentally or artificially have been reported as seismic evidence (Hempton and Dewey 1983; Scott and Price, 1988). Additionally, there is similarity with structures reported by Rodríguez-Pascua *et al.* (2010) in Tierras Blancas, located within the same Acambay graben.

4) Most of our deformational structures were found where the slope is low (< 5), so their formation due to slip sediment without an earthquake as trigger mechanism is excluded.

5) The stratigraphy and its planar structure are affected only where seismites are located; the roof and floor strata remain horizontal.

6) The horizontal deformation of the affected layers has only been identified in distances of hundreds of meters. However, faults and deformation structures are observed throughout the area, in the three trenches, and in the sediments of the dam.

7) Cyclicity or recurrence of the seismic events. The stratigraphic column contains deformational structures and layers of the same composition that do not show deformation or disturbance. Identification of affected sedimentary sequences indicates at least three events in which the central fault system disturbed such sedimentary package.

Considering that the paleogeographic context of the area during sedimentation, and so far, has been tectonically active, the suggestion of the seismic origin of the structures seems logical. One of the strongest arguments to argue that deformation was induced by seismic effects is that layers with deformational structures alternate with undeformed horizontal layers. Interleaving material with similar characteristics and similar grain size is repeated in the same stratigraphic column, which rules out the influence of density difference as the only possible origin.

The reconstruction of the sedimentary succession in three trenches studied in the area of San Pedro el Alto, shows structural and sedimentological evidence of, at least, three earthquakes (Table 1, Figure 11). The ages of affected materials dates from 42,020 – 41,085 Cal years BP to 760 – 675 Cal years BP. The most probable age of the earthquakes was based on the stratigraphic and structural relationships. From the analysis of the sedimentary succession in the three trenches and one outcrop of the San Pedro fault on the Atlacomulco - Acambay highway, it is possible to correlate the seismic events that have affected the zone (Figure 11, Table 1). This correlation of events is mainly based on the similar age of the affected materials, defined by ^{14}C analysis. The results obtained from the observation of diatoms in the massive stratum of organic matter of TRSPA1 stands out; the fragments of diatom valves, together with the location of the escarpment in which they are found, suggest an event previous to the 1912 earthquake, which generated breaking and lifted sediments, and caused the breaking of the valves. The age of the stratum (42,020 to 41,085 Cal years BP) suggests that it could have been a seismic event, the same that caused the displacement of sediments in this zone and the displacement of strata in the northern zone of the dam (TRSPA2). The ages of the earthquakes according to the dates of the material could correspond to the oldest earthquake reported in the Pastores fault (Langridge *et al.*, 2013) and the Acambay fault of 1912 (Urbina and Camacho, 1913), respectively (Figure 11).

The analysis of secondary structures and their spatio-temporal distribution, identified in the San Pedro el Alto basin (Table 1), implies the existence of active faults belonging to the central system of the Acambay graben. The value of the macroseismic intensity ESI-07

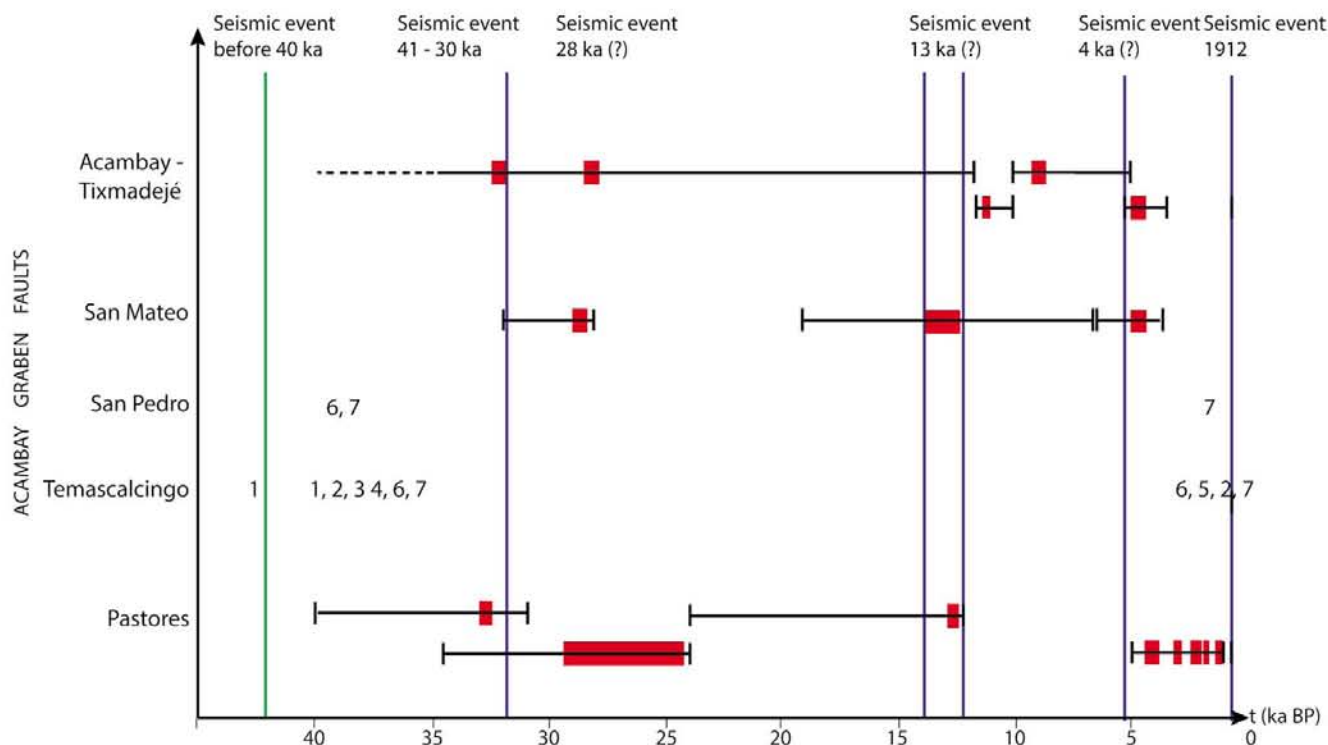


Figure 11. Spatial-temporal distribution of paleo-earthquakes in the Acambay graben. (Modified from Sunye-Puchol *et al.*, 2015). The numbers in the San Pedro and Temascalcingo faults represent the identified earthquake environmental effect (EEE) kind (see Table 1). The black, horizontal lines indicate the maximum age range of the events; red horizontal bars indicate the preferential age range. Vertical, colored lines are the seismic events at the likely time according to the age data.

within this zone, according to the studies structures ranges between VII and X. These structures and their intensity are tools that can be used to delineate hazard zones.

CONCLUSIONS

The stratigraphic analysis in the basin of San Pedro el Alto and the central fault system of the Acambay graben allowed the identification of seven, different soft-sediment deformation structures in disturbed layers, interpreted as seismites, according to their potential origin in earthquake shocks, and recorded in the proximal volcano-lacustrine sediments. Such structures correspond to at least three earthquakes. The seismites of the study area are associated to a morphological E-W tectonic control, and correspond to folds and slumps, load-flame structures, pseudonodules, clastic dikes, filled cracks, diapir-like, large-injection structures, and fault scarps. Such structures are identified, analyzed and described for the first time in this work.

The use of coseismic stratigraphy proved to be very successful to relate and evaluate the secondary seismic effects, which are not merely of sedimentary origin.

According to the analysis of such structures and in comparison with structures reported within the graben, and described in the literature for other regions of the world in addition to those generated in the laboratory (Ambraseys, 1988; Galli, 2000; Owen and Moretti, 2011), the minimum magnitude of seismic events required to generate the seismites identified in the area is $M = 5$. The analysis of these seismites on ESI 2007 corresponds to intensities between VII and X.

The results should be considered for evaluation of seismic hazard in the region. They suggest that earthquakes of similar magnitude could occur, as shown by the Acambay 1912 (Urbina and Camacho, 1913)

and Maravatio 1979 (Astíz-Delgado, 1980) earthquakes, affecting one of the most densely populated areas of the country.

Thus, in this area of the Morelia-Acambay fault system there are solid evidences of earthquakes generated by these faults with magnitudes between 5 and 7. This is corroborated by the deformational structures and correlated with ESI 2007 with intensities between VII and X, whereby seismic hazard zones can be defined for the area.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the project SEP-CONACyT-CB-2009-01-134151 named "Tectonic, Paleoseismologic and Archeoseismologic study in the Holocene to Recent lakes of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Jalisco Block", and CeMIE-GeO (P17). We would like to thank Diana Soria for help in the fieldwork and Drs. A.F. Nieto-Samaniego, J.C. García y Barragán, Ing. J. Silva-Corona and anonymous reviewers for their useful and constructive comments and suggestions on review this manuscript.

REFERENCES

- Allen J.R.L., 1986, Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins: *Sedimentary Geology*, 46, 67-75.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J.M., Moretti, M., Soria, J.M., 2002, Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits of the Lower Segura Basin (Betic Cordillera, Southern Spain): *International Journal of Earth Sciences/Geologische Rundschau*, 91, 505-513.
- Alsop, G.I., Marco, S., 2011, Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin: *Journal of Structural Geology*, 33, 433-457.

- Ambraseys, N., 1988, Engineering seismology: Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1-105.
- Astíz-Delgado, L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, B.Sc. thesis, 130 pp.
- Audemard, M.F.A., De Santis, F., 1991, Survey of the liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 44, 5-16.
- Audemard, M.F.A., Michetti, A.M., 2011, Geological criteria for evaluating seismicity revisited. Forty years of paleoseismic investigations and the natural records of past earthquakes: The Geological Society of America Special Paper, 479, 1-21.
- Bowman, D., Korjenkov, A., Porat, N., 2004, Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan: Sedimentary Geology, 163, 211-228.
- Demant, A., 1978, Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 2(2), 172-187.
- Dramis, F., Blumetti, A.M., 2005, Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology: Tectonophysics, 408, 177-191.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A., Simón, J.L., 2015, Seismites from a well core of palustrine deposits as a tool for reconstructing the paleoseismic history of a fault: Tectonophysics, 655, 191-205.
- Galli, P., 2000, New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction: Tectonophysics, 324, 169-187.
- Gasse, F., 1980, Les Diatomées Lacustres Plio-Pleistocènes Du Gadeb (Ethiopie) Systématique, Paléocologie, Biostratigraphie: Revue Algologique, Mémoire hors-série 3, 249 pp.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez R., Israde-Alcantara I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szyrkarak, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda M.L., Corona-Chávez P., Ostroumov, M., Medina-Veja V.H., García-Estrada G., Carranza O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México: Geofísica Internacional, 48, 319-335.
- Garduño-Monroy, V.H., Soria, C.D., Vázquez, B.M.M., 2016, Coseismic stratigraphy: a useful approach in the study of active tectonic basin scenarios in Central Mexico in 7th INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology (PATA): Crestone Colorado, U.S.A., Crestone Science Center, 1-4.
- Greb, S.F., Archer, A.W., 2007, Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska: Geology, 35, 435-438.
- Guiraud, M., Plaziat, J.C., 1993, Seismites in the fluvialite Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria): Tectonophysics, 225, 493-522.
- Hempton, M.R., Dewey, J.F., 1983, Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey: Tectonophysics, 98(3-4), 7-14.
- 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.
- Martín-Chivelet J., Palma R.M., López G.J., Kietzmann D.A., 2011, Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina): Sedimentary Geology, 235, 210-221.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9(1), 33-50.
- Mazumder, R., Van Loon, A.J., Arima, M., 2006, Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites: Sedimentary Geology 186, 19-26.
- McCalpin, J.P., 2009, Paleoseismology, International Geophysics Series 95: Elsevier Publishing, 2nd Edition, 647 pp.
- Mercer, L.T., Kowallis, B.J., Carranza-Castañeda, O., Miller W.E., Rojas M.L., 2002, Geology of the Southeastern Acambay graben, Central Mexican Volcanic Belt, in Denver Annual Meeting of The Geological Society of America: Colorado, U.S.A., Abstracts with programs, 34 (6), 282.
- Michetti, A.M., Hancock, P.L., 1997, Paleoseismology: Understanding past earthquakes using Quaternary geology: Journal of Geodynamics, 24, 3-10.
- Michetti, A.M., Ferrel, L., Esposito, E., Porfido, S., Blumetti, A.M., Vittori, E., Serva, L., Roberts, G.P., 2000, Ground effects during the September 9, 1998, Mw=5.6, Lauria earthquake and the seismic potential of the aseismic Pollino region in Southern Italy: Seismological Research Letters, 71, 31-46.
- Michetti, A., Audemard, F.A., Marco, S., 2005, Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses, in Michetti, A.M., Audemard, F., and Marco, S. (eds.), Paleoseismology: Integrated Study of the Quaternary Geological Record for Earthquake Deformation and Faulting: Tectonophysics, 408, (1-4), 3-21.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gürpinar, A., McCalpin, J., Mohammadioun, B., Mörmner, N.A., Ota, Y., Roghazin, E., 2007, Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007, in Guerrieri, L., Vittori, E. (eds.), Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia: Rome, APAT, 74, 7-54.
- Michetti, A.M., Giardina, F., Livio, F., Mueller, K., Serva, L., Sileo, G., Vittori, E., Devoti, R., Riguzzi, F., Carcano, C., Rogledi, S., Bonadeo, L., Brunamonte, F., Fioraso, G., 2012, Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy): Annals of Geophysics, 55, 969-1001.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004, The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland: Tectonophysics, 394, 21-40.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P., Hibsche, C., 2007, Seismites: An attempt at critical analysis and classification: Sedimentary Geology, 196, 5-30.
- Moretti, M., Sabato, L., 2007, Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (southern Italy): Seismic shock vs. overloading: Sedimentary Geology, 196, 31-45.
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzmán, C., Gorin, G.E., 2006, Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarza Formation in the Cauca Valley (Western Colombia): Sedimentary Geology, 186, 67-88.
- Nichols, G., 2009, Sedimentology and stratigraphy: Wiley-Blackwell, U.S.A., Second edition, 419 pp.
- Obermeier, S.F., 1996, Use of liquefaction induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: Engineering Geology, 44, 1-76.
- Olson, S.M., Green, R.A., Obermeier, S.F., 2005, Geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction features: a major updating: Engineering Geology, 76: 235-261.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre, G., Carreón, D., Cerca, M., Roverato M., 2012, Holocene earthquakes recorded at the tip of the Pastores Fault System (Central Mexico) in Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Suárez, G., Reicherter, K. (eds.) Paleoseismology and archaeoseismology meeting: Morelia, Mexico, 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Proceedings, 133-136.
- Owen, G., 1987, Deformation processes in unconsolidated sands, in Jones, M.E., Preston, R.M.F. (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks: Geological Society Special Publication, 29, 11-24.
- Owen, G., Moretti, M., 2011, Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands: Sedimentary Geology, 235, 141-147.
- Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P., 2011, Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions: Sedimentary Geology, 235, 133-140.
- Ricci Lucchi, F., 1995, Sedimentological indicators of paleoseismicity in Serva, L., Slemmons, D.B. (eds.), Perspectives in Paleoseismology: Association of Engineering Geologists Special Publication, 6, 7-17.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez, G.D., 2000, Soft-sediment deformation interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene: Sedimentary Geology, 135, 117-135.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Pérez-

- López, R., 2010, Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico): *Quaternary International*, 219, 66-78.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Perucha-Atienza, M.A., Israde-Alcántara, I., 2012, The Acambay earthquake of 1912, revisited 100 years after, *in* Paleoseismology and archaeoseismology meeting, Morelia, Mexico, 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Proceedings, 157-160.
- 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.
- Seilacher, A., 1969, Fault-graded beds interpreted as seismites: *Sedimentology*, 13, 155-159.
- Schillizzi, R., Luna, L., Falco, J.I., 2010, Estructuras de deformación (¿Sismitas?) en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro, Argentina: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin analysis*, 17(1), 17-32.
- Scott, B., Price, S., 1988, Earthquake-induced structures in young sediments: *Tectonophysics*, 147, 165-170.
- Sims, J., 1975, Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments: *Tectonophysics*, 29, 141-152.
- 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, 361-376.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intra-arc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Topal, S., Özkul, M., 2014, Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Kolankaya Formation, Denizli Basin (SW Turkey): Hindawi Publishing Corporation, *The Scientific World Journal*, 2014, 13; <http://dx.doi.org/10.1155/2014/352654>.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913, La Zona Megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín de Instituto Geológico de México*, 32, 141 pp.

Manuscript received: june 12, 2017

Corrected manuscript received: december 8, 2017

Manuscript accepted: december 11, 2017