



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

**ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y PALEOSISMOLÓGICO DE LA FALLA AMECA,
JALISCO**

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

PRESENTA:
ANDRÉS DAVID NÚÑEZ MENESES

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

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
Dr. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
Dr. RAMÓN ZÚÑIGA DÁVILA MADRID (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
Dr. PIERRE LACAN (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
Dr. JOSÉ GUADALUPE ROSAS ELGUERA (UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA)
**Dra. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS (UNIVERSIDAD MICHOACANA DE
SAN NICOLÁS DE HIDALGO)**

JURIQUILLA, QUERÉTARO, SEPTIEMBRE DE 2020.



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.

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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Andrés Núñez', written in a cursive style.

Andrés David Núñez Meneses

DEDICATORIA

A mis padres Nelly y Gerardo, quienes me lo han dado todo

A toda mi familia por su confianza y apoyo incondicional

A Dios, al universo y a la vida, por las enseñanzas,

Las oportunidades y todo lo vivido.

AGRADECIMIENTOS

Gratitud infinita para con mis padres, mi motor de vida, mi mayor apoyo en cada decisión que tomo, mi motivación todos los días y por quienes hoy soy lo que soy. A toda mi familia por creer en mí, por estar pendientes de mí y por todos los buenos deseos.

Al Doctor Pierre Lacan por la oportunidad de aprender y trabajar a su lado, por brindarme su apoyo, su amistad, su asesoría y su tiempo para lograrlo todo en esta etapa de mi vida. Mi crecimiento personal y profesional no habría sido posible sin su ayuda. De igual manera quiero agradecerle al Dr. Ramón Zúñiga por su trabajo y su apoyo mediante sus proyectos.

De manera especial quiero expresar mis agradecimientos a la Doctora María Ortuño por su hospitalidad, su amistad, sus comentarios a mi trabajo y la gran oportunidad de aprender y conocer que me brindo durante mi estadía en Barcelona.

Le Agradezco a Sandra Flórez por su amistad incondicional, por estar conmigo en mis mejores y peores momentos, por su apoyo, su compañía, sus consejos, sus regaños y por todo el tiempo que hemos compartido, esperando y deseando que sean muchos años más.

Agradezco a los doctores Pierre Lacan, Ramón Zúñiga y Víctor Márquez, junto con Rodrigo León y Sandra Flórez por su trabajo y ayuda en la campaña de campo de las trincheras realizadas. Así mismo, expreso mi gratitud con las autoridades y habitantes de los municipios de Ameca y Buenavista, en donde se realizó este trabajo.

Gracias a los doctores Ángel Nieto, José Rosas-Elguera, y a la doctora Martha Gabriela Gómez Vasconcelos, miembros del comité evaluador por sus aportes y sugerencias para mejorar este trabajo.

Quiero agradecer al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología CONACYT por concederme la beca nacional para realizar mis estudios de maestría, y la beca mixta para realizar la estancia de investigación en la Universidad de Barcelona a finales del 2019.

Agradezco el apoyo del proyecto PAPIIT No IN109819 otorgado al Dr. Ramón Zúñiga y, del proyecto PAPIIT No IN108220 otorgado al Dr. Pierre Lacan, con los cuales fue financiado este trabajo. De igual manera expreso mis agradecimientos a la beca para obtención de grado asociada al proyecto PAPIIT IN108220 con número de folio 274920.

A todo el personal del Centro de Geociencias, desde los doctores con los que tuve la oportunidad de ver clases y crecer como profesional, pasando por mis compañeros estudiantes, hasta los encargados de la parte administrativa, quienes me han colaborado mucho con todos los tramites que surgieron en el camino.

Quiero agradecer también a mis compañeros colombianos tanto de casa como de universidad, por las largas charlas y los momentos compartidos, por sus consejos, su apoyo y por hacer sentir un poco más cerca a Colombia.

INDICE

| | |
|---|----|
| RESUMEN | 10 |
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 11 |
| 1.1 Objetivos | 12 |
| 2. MARCO GEOLÓGICO | 13 |
| 2.1 El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) | 13 |
| 2.2 El Bloque Jalisco | 17 |
| 2.3 Falla Ameca-Ahuisculco | 19 |
| 2.4 Evento sísmico del 28 de diciembre de 1567. | 22 |
| 3. METODOLOGÍA | 25 |
| 3.1 Geomorfología | 25 |
| 3.2 Paleosismología | 27 |
| 4. RESULTADOS | 30 |
| 4.1 Análisis geomorfológico | 30 |
| 4.1.1 Lineamientos estructurales..... | 30 |
| 4.1.2 Índice de sinuosidad (S) | 33 |
| 4.1.3 Perfiles topográficos | 34 |
| 4.2 Localización de las trincheras. | 35 |
| 4.3 Análisis Paleosismológico..... | 38 |
| 4.3.1 Estratigrafía..... | 38 |
| 4.3.2 Trinchera Buenavista 1..... | 38 |
| 4.3.3 Trinchera Buenavista 2..... | 40 |
| 4.3.4 Fallamiento | 44 |
| 4.3.5 Análisis por retrodeformación | 48 |
| 5. DISCUSIÓN | 50 |
| 5.1 Estimación de Paleomagnitudes. | 50 |
| 5.1.1 Wells & Coppersmith (1994)..... | 51 |
| 5.1.2 Wesnousky (2008)..... | 54 |
| 5.2 Comparación de las paleomagnitudes..... | 55 |
| 5.2.1 El sismo de 1567 | 56 |
| 5.3 Peligro sísmico asociado a la Falla Ameca | 58 |
| 5.4 Estudios a futuro | 58 |
| 6. CONCLUSIONES..... | 59 |
| REFERENCIAS..... | 61 |

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Ubicación del CVTM (verde) mostrando su división en tres sectores: Occidental, Central y Oriental. Se observan las principales provincias geológicas mexicanas, junto con las placas tectónicas en subducción. Tomado y modificado de Gómez-Tuena et al. (2005)..... 13
- Figura 2.** Localización de sismos históricos principales a lo largo del CVTM. Tomado de Zúñiga et al. (2020) y modificado de Suárez et al. (2019) y Suter (2019)..... 16
- Figura 3.** Mapa del Bloque Jalisco y sus límites con la Sierra Madre Occidental y el Bloque Michoacán. CB: Ceboruco, PS: Plan de Barrancas – Santa Rosa, AM: Ameca, SZ: San Marcos–Zacoalco, CT: Citala, AC: Amacueca. Modificado de Rosas – Elguera et al., 1996..... 17
- Figura 4.** Localización del sistema de fallas Ameca – San Marcos, resaltando los sismos corticales recientes (círculos rojos) y las trazas de falla de los tres segmentos con actividad Plioceno – Cuaternaria. Tomado y modificado de Suter (2015)..... 20
- Figura 5.** Localización del trazo de la Falla Ameca y la ruptura cosísmica del sismo de 1567 (estrella roja) según Suter (2015). Imagen realizada con el software GeoMapApp. FAA: Falla Ameca-Ahuiscalco, FVC: Falla Villa Corona, FSM: Falla San Marcos..... 21
- Figura 6.** Portada del documento llamado Relación de Ameca donde se describen los daños generados por el terremoto de 1567..... 23
- Figura 7.** Mapa de las observaciones de intensidad macro sísmica compiladas, y sus efectos sísmológicos. Tomado de Suter (2015)..... 24
- Figura 8.** Software y herramientas de visualización usados para el análisis geomorfológico. A: imagen satelital tomada de Google Earth Pro, indicando la zona de estudio (Recuadro rojo). B: zona de estudio visualizada en el software GeoMapApp. C: Modelos digitales de elevación correspondientes a la zona de estudio visualizados sobre la imagen satelital de Google Earth Pro. 26
- Figura 9.** Ilustración de las diferentes fases en el proceso de apertura, adecuación e interpretación de las trincheras paleosismológicas. 28
- Figura 10.** Lineamientos estructurales interpretados sobre un mapa de sombras con orientación de iluminación a 45°. Realizado con el software Quantum GIS..... 32
- Figura 11.** Cartografía de la Falla Ameca-Ahuiscalco. A, C y G corresponden a los segmentos principales de la falla. las trazas B, D, E y F son segmentos secundarios. Interpretación realizada en el software Quantum GIS. 33
- Figura 12.** Variación de la altura del escarpe a lo largo los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuiscalco. A: vista en planta de las líneas de perfil trazadas cada 2 km a lo largo de los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuiscalco. Ver perfiles en Anexo A. B: valores en metros de la altura del escarpe a lo largo de los diferentes segmentos de falla. C: variación de la altura del escarpe en el segmento C, mostrando el tipo de litologías afectadas por la Falla Ameca-Ahuiscalco. Litologías tomadas de Ferrari et al. (2018). Imagen realizada con el software Quantum GIS. 35

| | |
|---|----|
| Figura 13. A y B: Fotografías aéreas del segmento central de la Falla Ameca-Ahuiscalco cerca de Buenavista. C: zona del estudio paleosísmico donde se muestran las trincheras Buenavista 1 y 2. D y E: fotografías de campo de las trincheras mostrando la diferencia en la tonalidad de la vegetación en ambos lados de la falla. | 37 |
| Figura 14. Fotomosaicos de las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2. Las paredes del este de las trincheras están volteadas para una mejor comparación. | 41 |
| Figura 15. Logs de las trincheras Buenavista 1 y 2. Las paredes este se encuentran volteadas para una mejor comparación. Las estrellas rojas en la pared Buenavista 1-W corresponden a las muestras de suelo tomadas para datación. Las fallas están identificadas por las líneas de color rojo. | 42 |
| Figura 16. Zona de falla en la trinchera Buenavista 1. a) Fotomosaico reflejado de la zona de falla en la pared este resaltando los planos F1 y F2 observados. b) interpretación de la zona de falla en la pared este. c) Fotomosaico correspondiente a la zona de falla en la pared oeste de la trinchera BV1. d) interpretación de la zona de falla mostrada en c), destacando la cuña coluvial UD y los planos de falla observados dentro. | 46 |
| Figura 17. Zona de falla en la trinchera Buenavista 2. a) fotomosaico reflejado de la zona de falla en la pared este, donde se resalta el plano de falla principal F1 y el plano antitético F2. b) interpretación de la zona de falla en a. c) fotomosaico de la zona de falla en la pared oeste. d) interpretación de la zona de falla mostrada en c. | 47 |
| Figura 18. Esquema del análisis por retrodeformación de la pared oeste de la trinchera Buenavista 2. Las estrellas de color rojo indican el momento en el que ocurren los eventos 2 y 3 interpretados en este estudio. | 49 |
| Figura 19. Escenarios propuestos para el cálculo de la paleomagnitud del evento 2 a partir de la longitud de ruptura (SRL). FAAocc: segmento occidental Falla Ameca-Ahuiscalco, FAAC: segmento central Falla Ameca-Ahuiscalco, FAAor: segmento oriental Falla Ameca-Ahuiscalco; FVC: Falla Villa Corona; FSM: Falla San Marcos. Los segmentos en rojo son los segmentos involucrados en la ruptura. | 52 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Valores de índice de sinuosidad (S) para los trazos de falla correspondientes a la Falla Ameca-Ahuisculco..... | 34 |
| Tabla 2. Descripción sedimentológica e interpretación de las unidades observadas en las trincheras Buenavista 1 y 2..... | 44 |
| Tabla 3. Desplazamientos verticales máximos y desplazamiento promedio, estimados en las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2..... | 53 |

RESUMEN

La parte occidental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se encuentra caracterizada por la presencia del Bloque Jalisco (BJ), limitado al sureste por el sistema de fallas de Colima y al norte por el sistema de fallas Tepic-Zacoalco. En esta zona se han reportado varios sismos corticales históricos, donde resalta el terremoto de Ameca de 1567 descrito en la “Relación de Ameca”, y demás documentos pertenecientes a sacerdotes franciscanos del periodo colonial. Diferentes reinterpretaciones de las descripciones dadas en estos archivos han surgido en los últimos 20 años, con diferencias sobre la falla responsable de la ruptura durante este evento sísmico. Con énfasis en estos trabajos y en la expresión morfológica del sistema de fallas Ameca – San Marcos, se realizó el primer estudio de paleosismología en el BJ para encontrar la ruptura de 1567, lo que permitió caracterizar la Falla Ameca-Ahuisculco como una estructura sismogénica. Se excavaron dos trincheras sobre el segmento central de esta falla, en las cuales se encontraron evidencias claras de dos eventos sísmicos e indicios de un tercer evento anterior a estos. El evento número dos corresponde a una ruptura superficial cosísmica, que genera una cuña coluvial, a partir de la cual se puede estimar un desplazamiento aproximado de 180 cm. El evento más reciente afecta las unidades más superficiales del registro sedimentológico encontrado en las trincheras. A partir de las evidencias encontradas, el desplazamiento asociado a este evento no se ha podido calcular. Sin embargo, este evento podría corresponder a la ruptura asociada al terremoto de 1567. Para confirmar o refutar esta hipótesis es necesario el fechamiento de las diferentes unidades, lo cual se encuentra actualmente en proceso. Con base en los resultados anteriores y un estudio geomorfológico sobre la Falla Ameca-Ahuisculco, se plantean diferentes escenarios de ruptura que podrían provocar sismos de magnitudes que varían de 6.8 a 7.2. Por lo tanto, se propone considerar a la Falla Ameca-Ahuisculco como una estructura sismogénica que representa un peligro sísmico significativo, la cual debe incluirse en el inventario de fallas activas del CVTM.

1. INTRODUCCIÓN

En el suroeste de México, la subducción de las placas tectónicas Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica provoca sismos interplaca de gran magnitud. Sin embargo, en el estado de Jalisco, la subducción no es la única fuente sísmica, ya que existen fallas corticales asociadas al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Estas fallas, menos estudiadas que la zona de subducción, son capaces de causar terremotos destructivos como por ejemplo el sismo histórico de Ameca de 1567 (Mw 7.2; Suárez et al., 1994; Suter, 2015). Aunque menos frecuentes que los sismos de subducción, estos sismos corticales representan un riesgo importante para el país debido al carácter superficial de las fuentes sísmicas y su proximidad con centros de población importantes como Guadalajara, la segunda ciudad más poblada de México (Suárez y Ponce, 1986; Pardo y Suárez, 1995).

Debido a las tasas de deformación relativamente lentas, estas fallas tienen un tiempo de retorno de sismos mayores de varios cientos o miles de años. El registro sísmico tanto histórico como instrumental (cientos de años) es entonces insuficiente para caracterizar el potencial sismogénico de estas fallas y otras disciplinas de la neotectónica, como la paleosismología, se presentan como una herramienta eficaz para ampliar el catálogo sísmico y caracterizar la actividad sísmica de estas fallas. El objetivo final de tales estudios es de caracterizar el potencial sismogénico de las fallas y estimar el peligro sísmico asociado.

Uno de los primeros registros históricos de un terremoto cortical en el continente americano corresponde al sismo de Ameca de 1567. Debido a la escasez de las descripciones de este terremoto al principio de la colonización, varias hipótesis han sido propuestas en cuanto a la ubicación del epicentro. Suárez et al. (1994), proponen dos posibles ubicaciones para este evento. La primera de ellas en varias fallas NW-SE ubicadas a lo largo del valle del río Ameca, entre los pueblos de Ameca y Ahuacatlán. La segunda alternativa propuesta por estos autores tiene lugar en una de las fallas que limita el graben norte de Colima hacia el oeste, cerca de la unión de este graben con el graben Tepic-Zacoalco. Por otro lado, Suter (2015) precisa la localización de este evento en la Falla Ameca que pasa por la base sur de la Sierra de Ameca, basándose en la información disponible en el documento colonial llamado “Relación de Ameca” de 1579, el cual describe los daños provocados por un terremoto a finales de 1567 y su ruptura generada en superficie.

En la zona se han identificado diferentes fallas geológicas con actividad Plio-Cuaternaria, que limitan el Bloque Jalisco en la parte occidental del CVTM. Dentro de las estructuras identificadas con potencial actividad reciente, se encuentra la Falla Ameca-Ahuisculco perteneciente al sistema de fallas Ameca – San Marcos, la cual sobresale por su longitud y consecuente potencial sismogénico.

1.1 Objetivos

Considerando la presencia de estas fallas potencialmente activas, pero poco estudiadas, y las discrepancias sobre la fuente del terremoto de Ameca de 1567, se propone el siguiente estudio para identificar y caracterizar el potencial sismogénico de la Falla Ameca-Ahuisculco mediante el estudio de su actividad paleosísmica. Para complementar esto, se establecen los siguientes objetivos específicos:

- Mejorar la cartografía de las diferentes trazas de falla correspondientes a la Falla Ameca-Ahuisculco mediante el análisis de fotografías aéreas, modelos digitales de elevación y trabajo de campo.
- Analizar rasgos morfológicos a lo largo de la Falla Ameca-Ahuisculco para encontrar evidencias de actividad tectónica reciente.
- Evaluar la Falla Ameca-Ahuisculco como posible fuente sísmica del terremoto de Ameca de 1567.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM)

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), es un arco volcánico continental de 1000 km de longitud, que se extiende desde el Golfo de México al este, hasta el Océano Pacífico al oeste (Ferrari et al., 2012). Esta región geológica está limitada al norte con la Sierra Madre Occidental, La Mesa Central y la Sierra Madre Oriental; y al sur colinda con la Sierra Madre del Sur (Figura 1).



Figura 1. Ubicación del CVTM (verde) mostrando su división en tres sectores: Occidental, Central y Oriental. Se observan las principales provincias geológicas mexicanas, junto con las placas tectónicas en subducción. Tomado y modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

El CVTM yace sobre diferentes provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas, y sobre un basamento heterogéneo compuesto de terrenos tectono-estratigráficos de diferente edad y litología (Ferrari et al., 2012). En base a sus características geológicas, tectónicas y estructurales, el CVTM se divide en tres regiones principales: la región oriental comprendida entre la costa del Golfo de México y el sistema de fallas Taxco – San Miguel de Allende (Alaniz – Álvarez et al., 2002); el sector central limitado al este por el sistema de fallas antes

mencionado y al oeste por la junta triple de los rifts Chapala, Colima y Tepic – Zacoalco (Gómez – Tuena et al., 2005), y la región occidental conformada principalmente por el Bloque Jalisco.

El CVTM es el mayor arco volcánico continental neógeno de Norte América, con una composición principalmente calco-alkalina, y con evidencias de tectónica extensional intra arco (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Esta provincia fisiográfica presenta variaciones en su composición y estilo de vulcanismo, con edades que van desde el Mioceno medio hasta el Holoceno (Ferrari et al., 2012). Dentro de la evolución del CVTM se distinguen cuatro episodios descritos por Ferrari et al. (2012): el primer episodio consta de un vulcanismo intermedio de edad Mioceno medio a tardío (13 – 6 Ma), y se concentra en la región oriental del CVTM. El segundo evento es registrado a lo largo de todo el CVTM, caracterizado por rocas de composición máfica y edades entre 7 Ma y 5 Ma (Mioceno tardío). Seguido a esto, se identifica un episodio volcánico que inicia con carácter silícico a finales del Mioceno, y presenta un cambio bimodal en el Plioceno temprano. El último episodio volcánico identificado por los autores inicia desde el Plioceno tardío, presentando fuertes variaciones en su composición.

El CVTM es caracterizado por su ancho irregular de W a E, el cual oscila entre los 80 y 230 km, y por el ángulo que forma respecto a la trinchera Mesoamericana (aproximadamente 16°) (Gómez – Tuena et al., 2005). Este arco volcánico es considerado como el producto de la subducción de las placas tectónicas Cocos y Rivera bajo la placa Norte América, subducción que inicia desde el Mioceno temprano (Ferrari et al., 2012). La falta de paralelismo de este arco volcánico puede atribuirse a variaciones en la geometría del proceso de subducción (Pardo y Suárez, 1993 y 1995).

El CVTM se caracteriza por la presencia de diferentes sistemas de fallas corticales capaces de generar grandes terremotos (magnitudes hasta 7.5), los cuales podrían ser muy destructivos debido al carácter superficial de las fallas y la alta densidad de población (Suárez y Ponce 1986, Pardo y Suárez, 1995, Suárez et al., 2019). Los sismos producidos en estas estructuras son llamados corticales, y se originan por la liberación de energía acumulada a través de movimientos extensivos lentos (p. ej., 0.1 a 1 mm/año; Suter et al., 1995a, 1995b). A lo largo de todo el CVTM se han reportado diferentes sismos corticales históricos (p. ej., sismo de Ameca de 1567 de magnitud 7.2 (Suter, 2015; Suárez et al., 2019), sismo de Morelia de 1858 con magnitud de 7.6 (Suárez et al., 2019), sismo de San Cristóbal de la Barranca de

1875 con magnitud de 7.0 (García – Acosta y Suárez, 1996), sismo de Acambay de 1912 con magnitud de 6.9 (Rodríguez-Pascua et al., 2017); y el sismo de Xalapa de 1920 con magnitud de 6.4 (Suárez, 1992)) (Figura 2).

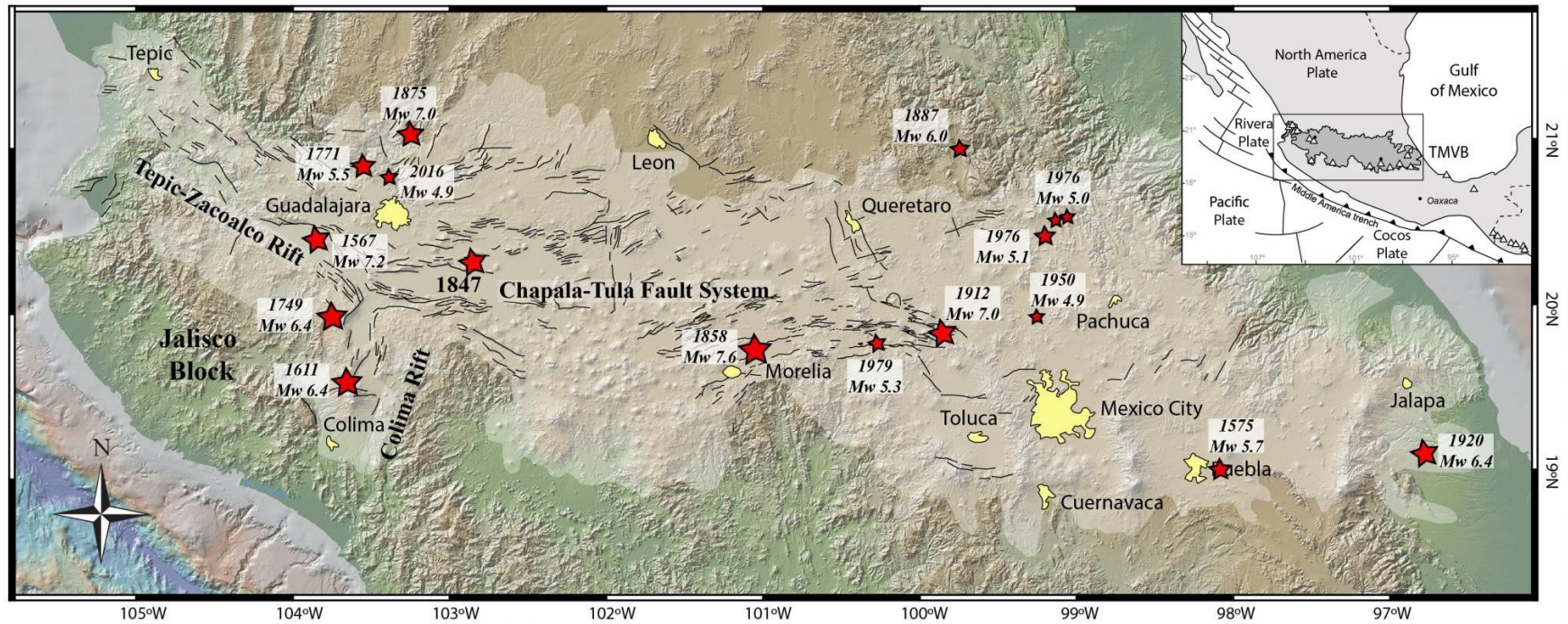


Figura 2. Localización de sismos históricos principales a lo largo del CVTM. Tomado de Zúñiga et al. (2020) y modificado de Suárez et al. (2019) y Suter (2019).

2.2 El Bloque Jalisco

El bloque Jalisco se encuentra ubicado en la parte occidental del CVTM, limitado al norte con la Sierra Madre Occidental por el rift Tepic – Zacoalco, y al este con el bloque Michoacán por el graben de Colima (Figura 3; Rosas – Elguera et al., 1996). El Bloque Jalisco se compone principalmente de rocas plutónicas pertenecientes al batolito de Puerto Vallarta, emplazado en el Cretácico tardío (Schaaf et al., 1995).



Figura 3. Mapa del Bloque Jalisco y sus límites con la Sierra Madre Occidental y el Bloque Michoacán. CB: Ceboruco, PS: Plan de Barrancas – Santa Rosa, AM: Ameca, SZ: San Marcos– Zacoalco, CT: Citala, AC: Amacueca. Modificado de Rosas – Elguera et al., 1996.

Las relaciones estratigráficas con la sierra madre occidental y con depósitos Pre-Mioceno tardío encontrados en la trinchera interior de Manzanillo, indican que la mayor parte del levantamiento del Batolito de Puerto Vallarta ocurrió en el Paleógeno (Michaud et al., 1995 en Rosas-Elguera et al., 1996). Para el Eoceno, se determinó que este batolito se encontraba a profundidades menores a 1 km a partir de edades de trazas de fisión en apatitos (Calmus et al., 1995).

Rocas plutónicas correlacionables con el batolito de Puerto Vallarta se encuentran a profundidades menores a 2 km en pozos geotérmicos realizados a lo largo del rift Tepic-Zacoalco. (Ferrari et al., 1994b). Contario a esto, en pozos petroleros de hasta 4 km perforados al sur de la ciudad de Colima, no se encuentran rocas plutónicas en todo el registro (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1983 en Rosas-Elguera et al., 1996). Con base en estos datos, Rosas-Elguera et al. (1996) sugiere que los límites del Bloque Jalisco se desarrollaron primero como consecuencia del levantamiento del Batolito de Puerto Vallarta antes del Neógeno.

El rift Tepic – Zacoalco se extiende desde Guadalajara hasta la costa pacífica, sobre una distancia de aproximadamente 250 km (Allan, 1986). Esta estructura consiste en diversos sistemas de fallas organizados en hemigrábenes con una dirección principal NW-SE, ocupados en su parte central por estratovolcanes andesíticos (Suárez et al., 1994). Las fallas del rift Tepic – Zacoalco se desarrollaron en el Mioceno tardío (12-9 Ma), Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma) y en menor grado desde el Plioceno tardío al Cuaternario (Ferrari y Rosas – Elguera, 2000). De acuerdo a sus estructuras, cinemática y localización tectónica, estos sistemas de fallas se pueden dividir en tres grupos (Ferrari y Rosas – Elguera, 2000): el grupo norte que consiste de fallas lítricas pertenecientes a la provincia extensional del golfo (Stock y Hodges, 1989); un grupo central caracterizado por una serie de grábenes en echelon entre Compostela y Guadalajara, y un grupo sur que se ubica dentro del Bloque Jalisco, el cual consta de hemigrábenes con vergencia hacia el sur, llamados la depresión tectónica de Ameca (Figura 4) (Nieto – Obregon et al., 1992). Los bloques de piso de los hemigrábenes de Amatlan de Cañas y de Ameca, se caracterizan por la presencia de rocas graníticas de edad Cretácico (Schaaf et al., 1995). Dentro del rift Tepic – Zacoalco, se destaca el sistema de fallas Ameca – San Marcos como el único sistema de fallas que presenta evidencias geológicas claras de actividad tectónica en el Pleistoceno medio – tardío (Ferrari y Rosas – Elguera, 2000) y evidencias históricas (Suter 2015, 2019).

El registro de sismicidad instrumental del Servicio Sismológico Nacional en esta área es muy pobre debido a la distribución de las estaciones sísmicas (Zúñiga et al., 2019). A pesar de esto, terremotos con magnitud de onda de cuerpo mayor a 4.0 han sido registrados (Suárez et al., 1994). En el área de los grabenes de Tepic – Zacoalco se tienen evidencias geológicas que indican fallamiento reciente, pero la red sismológica mexicana no reporta en su catálogo ningún evento en esta región (Suárez et al., 1994). Si consideramos la sismicidad histórica, el límite entre el Bloque Jalisco y el CVTM presenta el nivel más alto de actividad sísmica, respecto a otras partes del CVTM como los eventos de San Cristóbal de la Barranca en 1875 (magnitud de 7.0 (García – Acosta y Suárez, 1996)) sismos de 1611 con magnitud 6.4 (Suárez et al., 2019), sismo de Amacueca y Sayula en 1749 con magnitud de 6.4 (Suárez et al., 2019), y eventos menores (magnitud menor a 4.5) cerca de la ciudad de Guadalajara (Suárez et al., 1994).

2.3 Falla Ameca-Ahuisculco

El sistema de fallas Ameca – San Marcos está constituido por tres segmentos principales de fallas normales con buzamiento hacia el S – SW, que limitan las depresiones de Ameca y Zacoalco (Figura 4; Ferrari y Rosas – Elguera, 2000).

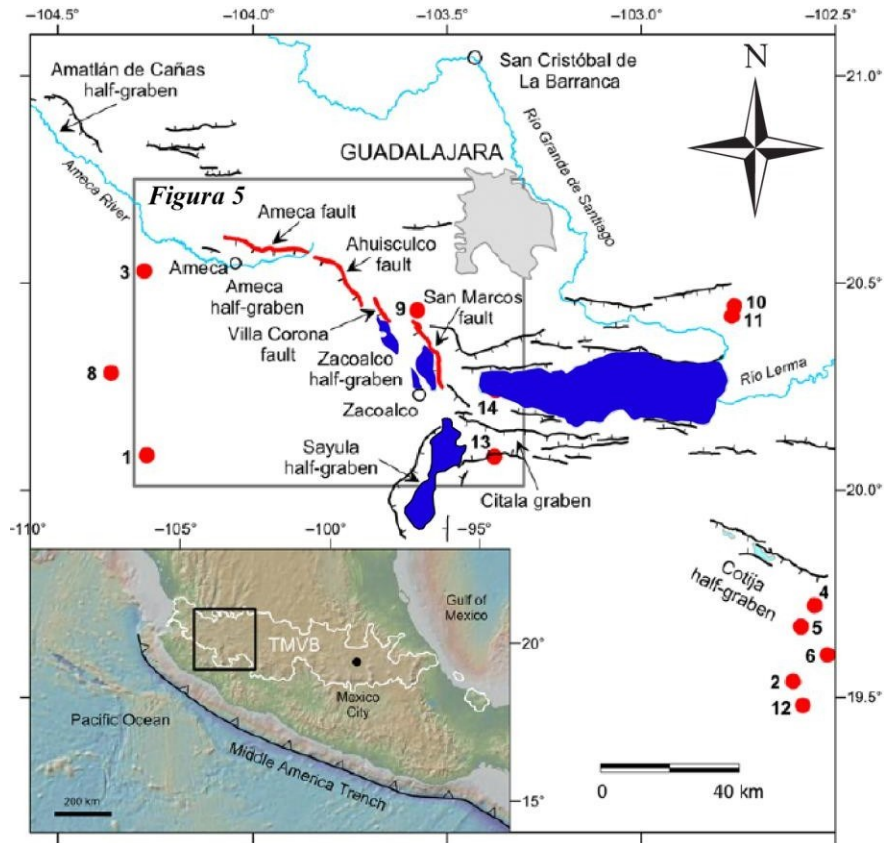


Figura 4. Localización del sistema de fallas Ameca – San Marcos, resaltando los sismos corticales recientes (círculos rojos) y las trazas de falla de los tres segmentos con actividad Plioceno – Cuaternaria. Tomado y modificado de Suter (2015).

El segmento occidental de este sistema es la Falla Ameca, descrita por Ferrari y Rosas-Elguera (2000), como una falla normal con 34 km de longitud y azimut de rumbo entre 80° y 110° . Así mismo, Suter (2015) define esta estructura como una falla normal con buzamiento entre 50° y 82° hacia el S-SW, y separación mínima vertical de 1400 metros aproximadamente. Al oeste, la Falla Ameca desplaza rocas plutónicas cretácicas (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), mientras que al este se encuentra afectando tobas soldadas de flujos de ceniza de edad Plioceno, expuesto en la Sierra de Ahuisculco (Rosas-Elguera et al., 1997). La Falla Ahuisculco es descrita por Rosas-Elguera et al. (1997) como una falla normal de 22 km de largo y una orientación que varía entre 145° y 155° . Esta falla presenta un desplazamiento vertical mínimo de 450 metros y constituye el límite oeste de la Sierra de Ahuisculco, donde corta ignimbritas riolíticas de 2.8 ma (Rosas-Elguera et al., 1997). La traza de la Falla Ameca se encuentra en la base sur de la Sierra Ameca, donde coincide con la localización de la superficie de ruptura responsable del terremoto de magnitud 7.2 en el año 1567 (Figura 5) (Suter, 2015). Este evento sísmico es el mayor evento

reportado dentro del CVTM con una ruptura superficial asociada (Suter, 2015).

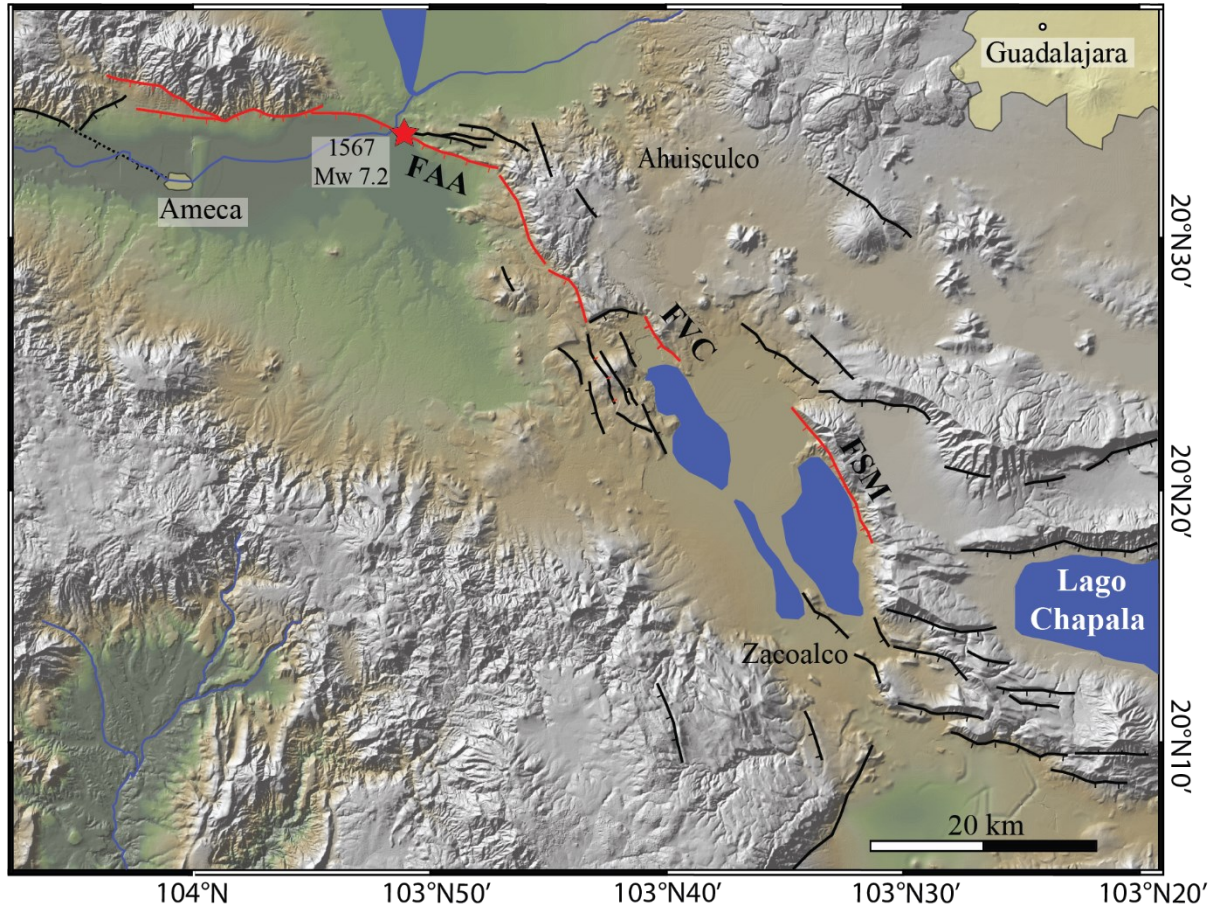


Figura 5. Localización del trazo de la Falla Ameca y la ruptura cosísmica del sismo de 1567 (estrella roja) según Suter (2015). Imagen realizada con el software GeoMapApp. FAA: Falla Ameca-Ahuisculco, FVC: Falla Villa Corona, FSM: Falla San Marcos.

Para la Falla Ameca en particular, no se cuenta con un registro de sismicidad instrumental, tan solo se tiene el registro histórico del terremoto de 1567 descrito con bastante precisión en el documento de la colonia llamado *Relación de Ameca* (2015, 2019).

2.4 Evento sísmico del 28 de diciembre de 1567.

La mayoría de la información disponible sobre este evento sísmico se encuentra en los reportes de daños de las iglesias franciscanas (Suárez et al., 1994). En particular se describe este evento como *El Gran Terremoto*, pero no hay un acuerdo en la fecha exacta del sismo (p. ej., diciembre 30 de 1567, diciembre 27 de 1567, diciembre 28 de 1568) (Suárez et al., 1994). Esta confusión nace a partir de los reportes escritos por Tello en 1652 cuando tenía 86 años (Suárez et al., 1994).

En el documento de la colonia llamado Relación de Ameca (Figura 6), se realiza una descripción cualitativa de los daños causados por este evento sísmico, como la destrucción total de muchos edificios (iglesias), y la muerte de sus habitantes bajo los escombros (Suter, 2015).

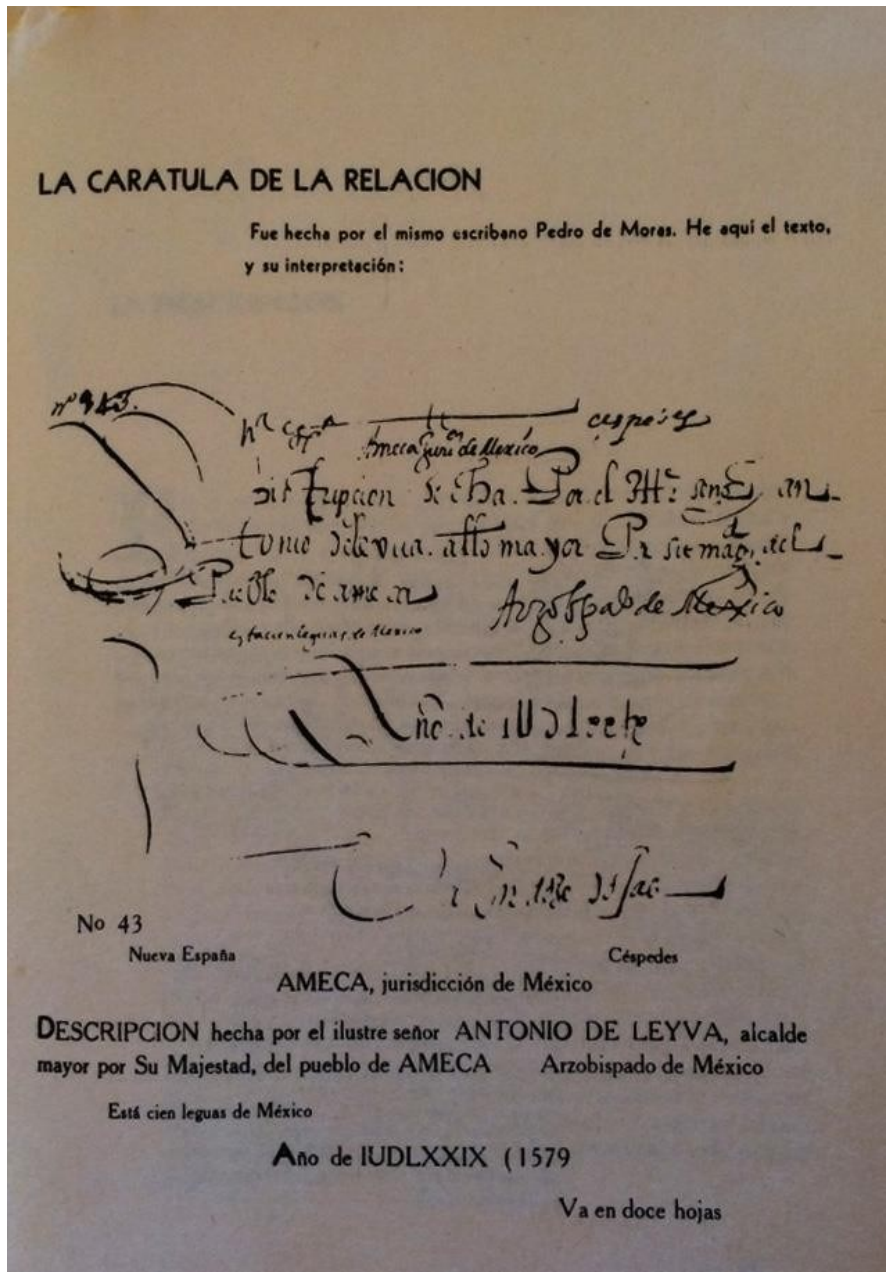


Figura 6. Portada del documento llamado *Relación de Ameca* donde se describen los daños generados por el terremoto de 1567.

El Río Ameca se vio afectado por un fuerte deslizamiento el cual lo obstruyó por 20 días mientras fue removido (Suárez et al., 1994; Suter, 2015). Este deslizamiento provocó una avalancha de lodo con olor sulfuroso y volvió turbia el agua del río, dejando sin suministro de agua para el consumo humano por 3 meses (Suter, 2015). Así mismo, se menciona una ruptura formada durante el terremoto a lo largo de la cadena montañosa, conocida hoy con el nombre

de Sierra de Ameca (Suter, 2015). Esta ruptura era continua por una distancia de 13 a 14 leguas (54-59 km) y con un escarpe cuya altura llegaba a 1 o 2 estados (1.67 a 3.34 m) (Suter, 2019).

Basados en los datos de la longitud de la ruptura y las dimensiones del escarpe generado por este terremoto, se estima una magnitud de momento de 7.2 ± 0.3 , lo cual hace de este evento, el terremoto cortical más fuerte conocido en México central (Suter, 2019). Se realizó una recopilación de documentos con algún tipo de registro sobre *El Gran Terremoto*, para observar su intensidad macro sísmica en toda el área. Se encontraron registros en documentos de Ameca, Cocula, Zacoalco, Amacueca, Atoyac, San Juan Cosalá, donde la mayor intensidad registrada es de 9 (Figura 7; Suter, 2015).

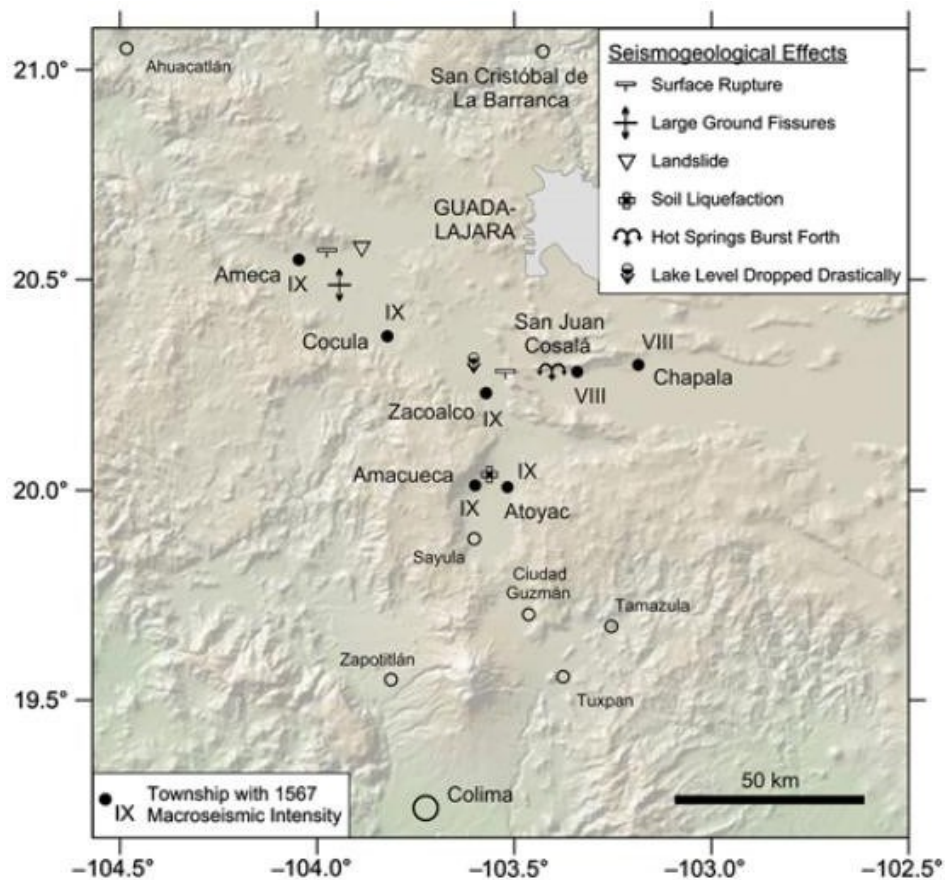


Figura 7. Mapa de las observaciones de intensidad macro sísmica compiladas, y sus efectos sísmológicos. Tomado de Suter (2015).

3. METODOLOGÍA

En este trabajo se utiliza una metodología clásica para estudios de neotectónica en fallas normales (McCalpin, 2009). Después de la recopilación y síntesis bibliográfica de los trabajos de tectónica, sismicidad, estratigrafía, geomorfología y tectónica activa disponibles para el área de estudio, se realizó un estudio geomorfológico con el propósito de caracterizar el potencial de actividad tectónica cuaternaria de la falla, e identificar los sitios óptimos para la realización de un estudio de paleosismología.

3.1 Geomorfología

Se realizó la cartografía geomorfológica de las fallas presentes en la zona de estudio a diferentes escalas. A escala del punto triple del bloque Jalisco, se identificaron las trazas morfológicas de las fallas que pertenecen a los sistemas de fallas Tepic – Zacoalco, del Graben de Colima y Chapala – Tula. A la escala de la Falla Ameca-Ahuisculco se buscó caracterizar los diferentes segmentos de falla y sus relaciones entre ellos. Además, se buscó caracterizar la longitud de la traza morfológica de falla, la evolución del tamaño de los escarpes y la identificación de sitios idóneos para la excavación de trincheras de paleosismología. Para esto, se recopilaron diferentes mapas topográficos y geológicos, se interpretaron modelos digitales de elevación con resolución de 12.5 metros, imágenes satelitales y fotografías aéreas en el software libre Quantum GIS. La visualización de los objetos a cartografiar se complementó con los softwares Google Earth y GeoMapApp (Figura 8).

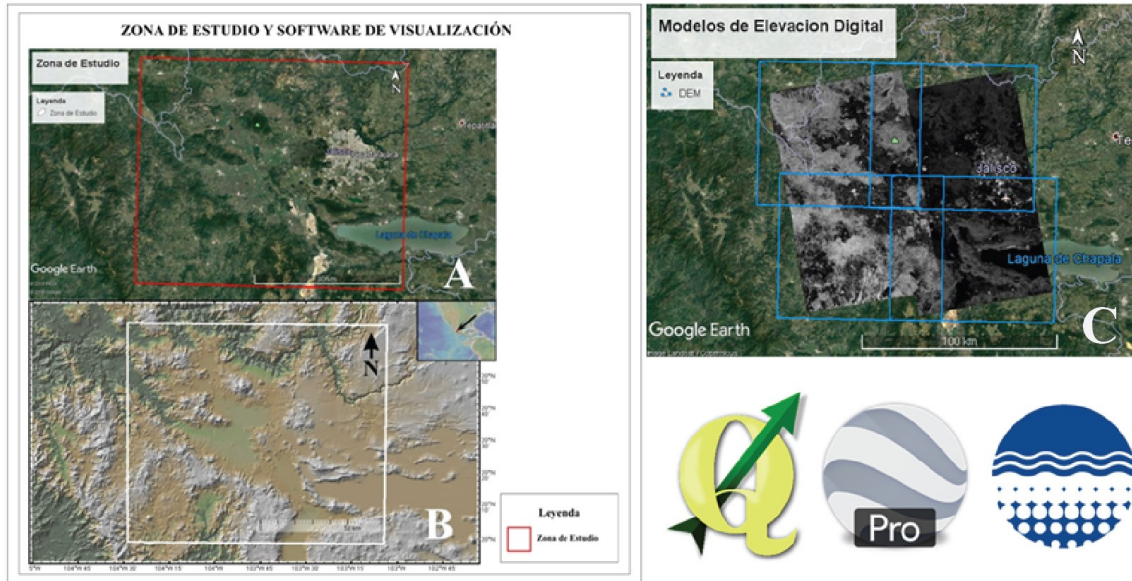


Figura 8. Software y herramientas de visualización usados para el análisis geomorfológico. A: imagen satelital tomada de Google Earth Pro, indicando la zona de estudio (Recuadro rojo). B: zona de estudio visualizada en el software GeoMapApp. C: Modelos digitales de elevación correspondientes a la zona de estudio visualizados sobre la imagen satelital de Google Earth Pro.

Una vez compilados los datos en el software, se cartografió con precisión y a escala regional los diferentes lineamientos que afectan la topografía. Con base en expresiones morfotectónicas como las facetas triangulares y los escarpes de falla bien definidos, se interpretaron los lineamientos correspondientes a fallas para caracterizar su potencial de actividad sísmica.

Para la Falla Ameca-Ahuiscalco, se realizó una cartografía más precisa de cada uno de sus segmentos, con énfasis en la sinuosidad y longitud. Para determinar la evolución del escarpe, se elaboraron perfiles topográficos transversales a los segmentos de falla definidos, teniendo en cuenta factores presentes en la zona de estudio, como la litología. Para esta misma falla se determinó el parámetro geomorfométrico del índice de sinuosidad (McCalpin, 2009).

Este trabajo de oficina se complementó con una campaña de campo para averiguar la pertinencia de los sitios de excavación elegidos, ya que para realizar una campaña de Paleosismología, necesitamos encontrar sitios donde: (1) se sepa con precisión por dónde pasa la traza de la falla, (2) el escarpe de falla sea suficientemente bajo para haber facilitado la preservación de sedimentos holocénicos en ambos lados de la falla, y (3) la tasa de sedimentación sea adecuada

para haber registrado los movimientos tectónicos de los últimos 10.000 años.

3.2 Paleosismología

Después del análisis geomorfológico y una fase de reconocimiento en campo donde se visitaron los sitios propuestos para la excavación, se estableció el lugar óptimo teniendo en cuenta factores como las vías de acceso, cultivos presentes y permisos de los dueños.

Se excavaron dos zanjas de 16 metros de longitud y profundidad variable entre 1.5 y 2 metros con la ayuda de una retroexcavadora, perpendiculares a la traza del segmento central de la Falla Ameca-Ahuiscalco (Figura 9). Una vez finalizado el trabajo de excavación, se estableció un margen de seguridad alrededor de la zanja, removiendo material para facilitar el trabajo e interpretación dentro de la misma. Posterior a esto, se limpiaron las paredes con rastrillos para eliminar las marcas generadas por la retroexcavadora y así facilitar la observación y estudio de las unidades. Una vez limpias las paredes de la trinchera, se instaló una cuadrícula de referencia debidamente nivelada, con celdas de 1 metro de ancho por 0.5 metros de alto. A cada celda se le asignó un código de identificación para su orden y georreferenciación (A0, A1, B1, A2, B2, etc.). Una vez colocada la cuadrícula de referencia, se analizaron a detalle las paredes de cada trinchera para identificar las diferentes unidades y estructuras de origen tectónico, delimitándolas con clavos de diferentes colores.



Figura 9. Ilustración de las diferentes fases en el proceso de apertura, adecuación e interpretación de las trincheras paleosismológicas.

Después de diferenciar las unidades, se describieron exhaustivamente cada una de ellas considerando su color, textura, composición mineralógica, antes de interpretar su proveniencia y origen. De la misma forma, cada una de las estructuras encontradas han sido descritas, medidas y se han caracterizado sus interacciones con las diferentes unidades. Una vez terminada esta etapa, se inició el proceso de dibujo a escala en papel milimétrico de cada pared de la trinchera, donde se resaltaron todos los materiales y estructuras observadas (unidades, fallas, cuñas coluviales, bloques). Posterior a esto se tomaron fotografías de cada pared, celda por celda, con

el objetivo de crear un fotomosaico “*fotolog*” con la ayuda del software Adobe Photoshop ©¹. Finalizando el trabajo dentro de las trincheras, se muestreó la materia orgánica encontrada en las unidades de mayor interés, para datar los paleo eventos a partir de edades de radio carbón. Las muestras colectadas fueron enviadas al laboratorio *LMC14-CEA Saclay laboratory, GIF sur Yvette, France*.

Una vez reunida toda la información de las trincheras, se realizó como fase final la interpretación paleosísmica, donde se determinan el número de eventos paleosísmicos registrados en cada trinchera, y se proponen posibles evoluciones tectono – sedimentarias para las unidades estudiadas.

¹: Copyright

4. RESULTADOS

4.1 Análisis geomorfológico

El estudio geomorfológico de la Falla Ameca-Ahuisculco mostrado a continuación, se centra en identificar los rasgos morfológicos de actividad tectónica en el área tales como, lineamientos estructurales y escarpes de falla. además, los segmentos de la Falla Ameca-Ahuisculco son caracterizados por su longitud e índice de sinuosidad. El escarpe de falla es analizado a través de perfiles topográficos que permiten observar su variación a lo largo de los diferentes segmentos de falla. con base en estos resultados, se entiende de mejor manera la actividad tectónica reciente en la zona de estudio, lo que permite identificar los sitios más adecuados para llevar a cabo un estudio paleosísmico que permita evaluar el potencial sismogénico de la Falla Ameca-Ahuisculco.

4.1.1 Lineamientos estructurales

Mediante el procesamiento de los modelos digitales de elevación con resolución de 12.5 metros (satélite ALOS PALSAR), se desarrollaron mapas de sombras con diferentes orientaciones de iluminación para la posterior interpretación de lineamientos estructurales y definición de las diferentes trazas de falla (Figura 10). Anteriormente, en la cartografía más precisa de la zona realizada en los años 90, se proponía que la traza de la Falla Ameca pasaba al sur de la Sierra de Ameca y terminaba al nivel del Río Ameca, al este de la sierra. A partir de ahí, otra falla nombrada Falla Ahuisculco, iniciaba en dirección E-SE delimitando la Sierra de Ahuisculco al este, de la depresión de Ameca al oeste. A través del estudio del modelo digital de elevación y el trabajo de campo, se pudo seguir el escarpe de falla y trazarlo con precisión en la llanura aluvial del Río Ameca (Figura 11). Con base en esto, no se observó una segmentación entre las dos fallas por lo que se propone en este trabajo que estas fallas corresponden en realidad a una misma estructura, nombrada aquí como la Falla Ameca-Ahuisculco. De esta falla se identifican tres segmentos principales (Figura 11, segmentos A, C y G) que varían de 14 a 23 km de longitud.

El segmento occidental de la Falla Ameca-Ahuisculco (FAAocc, Figura 11) está compuesto de dos trazas E-W a ESE-WNW (segmentos A y B, Figura 11). La rama norte (segmento A, Figura

11) se extiende por 20 km en la base de la Sierra Ameca y la rama sur, que se encuentra en el bloque de techo del segmento A, tiene 7 km de longitud.

El segmento central de la Falla Ameca-Ahualulco (FAAC, Figura 11) se compone de diferentes trazas con la misma orientación y el mismo buzamiento hacia el SSW (segmentos C, D, E y F, Figura 11). El segmento C de 17 km de largo es el principal mientras que los demás segmentos son secundarios y se ubican al norte de la traza del segmento C (Figura 11). Finalmente, el segmento sureste de la Falla Ameca-Ahualulco (segmento G, Figura 11) se extiende por 14 km, formando un ángulo de 40° con los segmentos anteriores.

En resumen, con esta cartografía se puede definir la Falla Ameca-Ahualulco como una falla normal de aproximadamente 55 km de longitud con una orientación que varía de ESE-WNW a SE-NW y buzamiento hacia el S-SW.

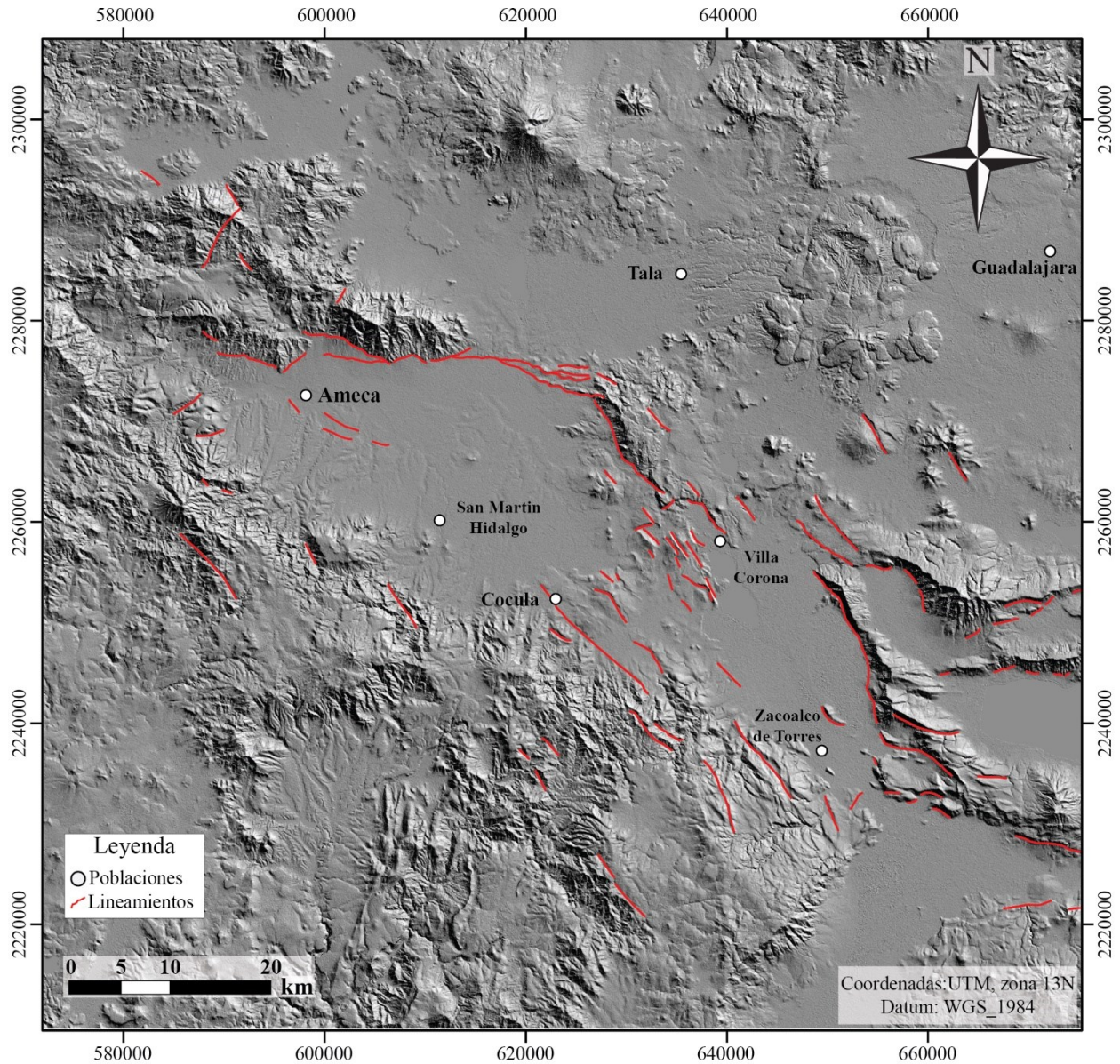


Figura 10. Lineamientos estructurales interpretados sobre un mapa de sombras con orientación de iluminación a 45°. Realizado con el software Quantum GIS

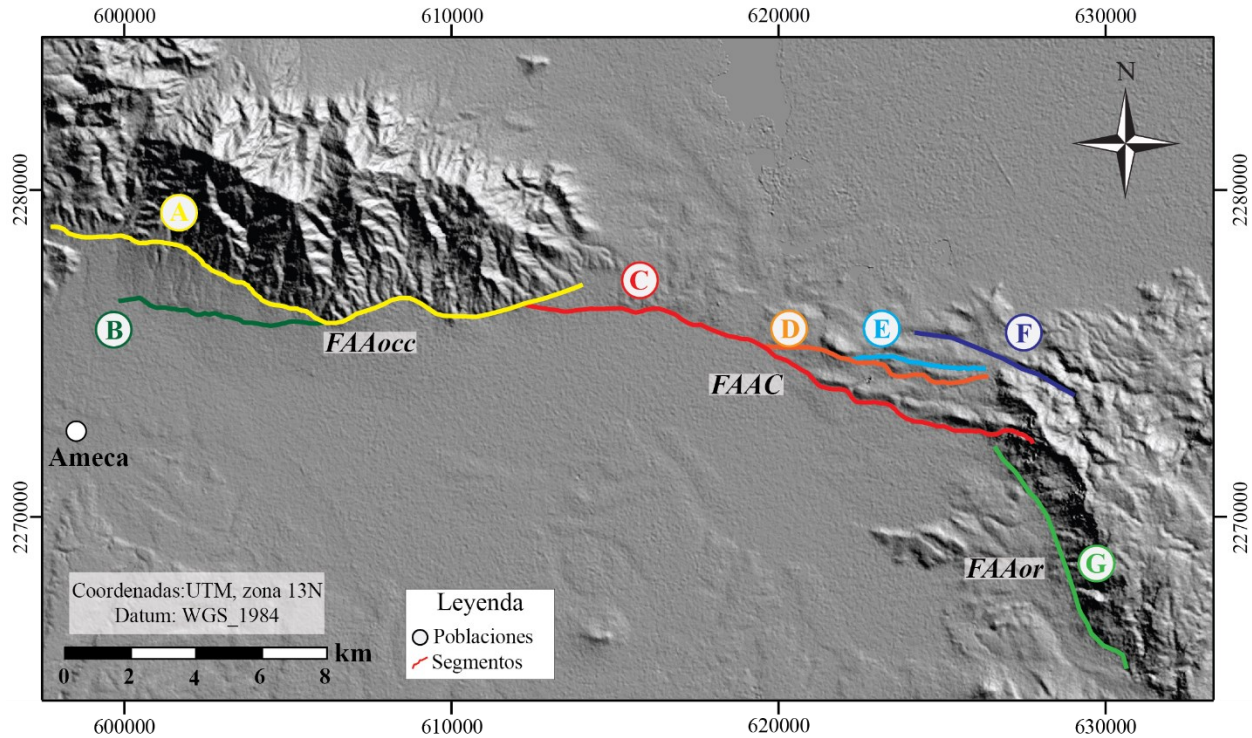


Figura 11. Cartografía de la Falla Ameca-Ahuiscalco. A, C y G corresponden a los segmentos principales de la falla. las trazas B, D, E y F son segmentos secundarios. Interpretación realizada en el software Quantum GIS.

4.1.2 Índice de sinuosidad (S)

El primer criterio de actividad tectónica analizado para la Falla Ameca-Ahuiscalco fue la sinuosidad del frente montañoso (S), a partir de la fórmula descrita en McCalpin (2009). Para esto, se calcula la relación de la longitud del frente de montaña (Lmf), entre la distancia en línea recta entre los puntos inicial y final del segmento de falla a estudiar (Ls). Los resultados obtenidos para el índice de sinuosidad (S) en los segmentos estudiados, se muestran en la Tabla 1. Estos valores presentan variaciones solamente del orden de centésimas. McCalpin (2009) define un rango de valores entre 1.0 y 1.4, el cual indica un frente montañoso activo. Los valores por encima de este rango se consideran representativos de frentes de montaña sin actividad tectónica reciente. Con base en los rangos ya establecidos, y en los valores de (S) obtenidos en este estudio, se identifica un frente montañoso activo en la zona de interés.

| Trazo | Lmf (km) Longitud del frente de montaña | Ls (km) Longitud lineal entre punto inicial y final | Índice de sinuosidad (S) |
|--------------|--|--|---|
| A | 18 | 16.845 | 1.068 |
| B | 6.589 | 6.341 | 1.039 |
| C | 16.708 | 15.922 | 1.049 |
| D | 10.709 | 9.984 | 1.072 |
| E | 4.12 | 4.053 | 1.016 |
| F | 3.180 | 3.107 | 1.023 |
| G | 14.970 | 14.230 | 1.052 |

Tabla 1. Valores de índice de sinuosidad (S) para los trazos de falla correspondientes a la Falla Ameca-Ahuiscalco.

4.1.3 Perfiles topográficos

Mediante el análisis de perfiles topográficos transversales a las trazas de falla (Figura 12-A, Ver perfiles en Anexo A), se puede observar la variación de la altura del escarpe a lo largo de la Falla Ameca-Ahuiscalco. En el segmento A (Figura 12-B), la altura del escarpe varía entre 40 y 90 metros, preservado en rocas intrusivas cretácicas y andesitas y flujos de lava basálticos del Oligoceno a Mioceno medio. La traza de falla correspondiente al segmento B (Figura 12-A) se encuentra en sedimentos cuaternarios producto de la erosión de la Sierra Ameca, y presenta escarpes de 2 a 5 metros de altura (Figura 12-B). El escarpe de falla relacionado con el segmento C (Figura 12-B y C) tiene alturas entre 2 y 6 metros hacia el oeste en sedimentos no consolidados de edad Cuaternario. Hacia el este, la altura del escarpe aumenta y varía entre 18 y 31 metros, en flujos de lava y flujos piroclásticos de 2.8 millones de años correspondientes a la Sierra de Ahuiscalco.

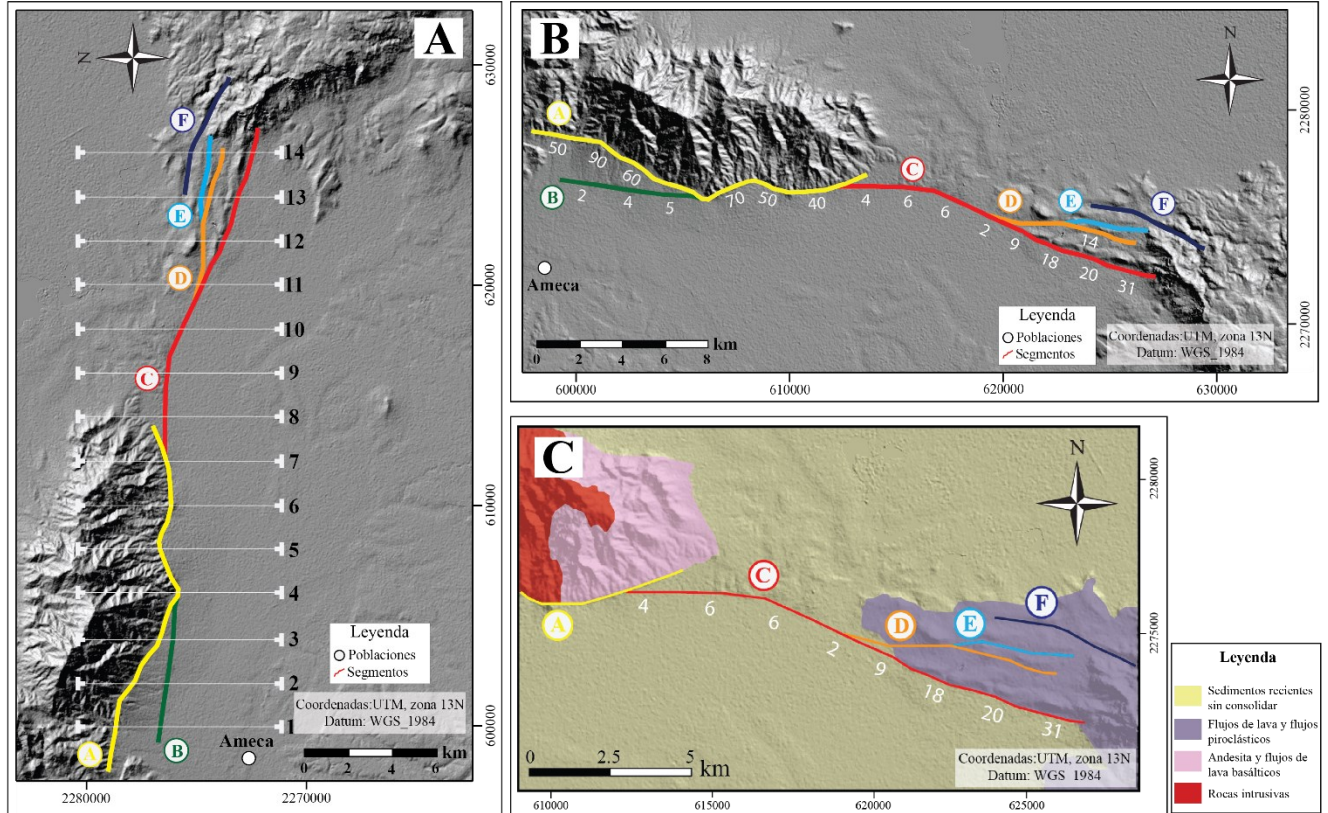


Figura 12. Variación de la altura del escarpe a lo largo los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuiscalco. A: vista en planta de las líneas de perfil trazadas cada 2 km a lo largo de los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuiscalco. Ver perfiles en Anexo A. B: valores en metros de la altura del escarpe a lo largo de los diferentes segmentos de falla. C: variación de la altura del escarpe en el segmento C, mostrando el tipo de litologías afectadas por la Falla Ameca-Ahuiscalco. Litologías tomadas de Ferrari et al. (2018). Imagen realizada con el software Quantum GIS.

4.2 Localización de las trincheras.

El estudio geomorfológico realizado arroja evidencias de actividad tectónica reciente en la zona de estudio, soportadas en el índice de sinuosidad calculado. Debido a la altura del escarpe calculada en el segmento A y la parte oriental del segmento C (Figura 12-B), estos sitios quedan descartados ya que es poco probable que se hayan preservado las unidades sedimentarias recientes afectadas por la falla. La parte oeste del segmento C (Figura 12-B y C) está en una zona relativamente plana entre las sierras de Ameca y Ahuiscalco. El escarpe de falla presenta una altura ideal que contribuye a la preservación de las unidades en ambos lados de la falla. Sin embargo, debido a la

antropización presente en esta zona, ha destruido los marcadores potenciales de actividad tectónica relacionada a la Falla Ameca-Ahuiscalco. En la parte central de este segmento (Figura 12- B y C), el escarpe de falla es relativamente bajo, no se encuentra afectado por actividad humana y se puede observar fácilmente. Así mismo, los cambios en la tonalidad de la vegetación permiten seguir la traza de la falla (Figura 13- D y E), lo cual brinda precisión a la hora de realizar las excavaciones correspondientes. Con base en las características expuestas anteriormente y en factores logísticos que facilitan el acceso, esta es la zona seleccionada para realizar el estudio paleosísmico.

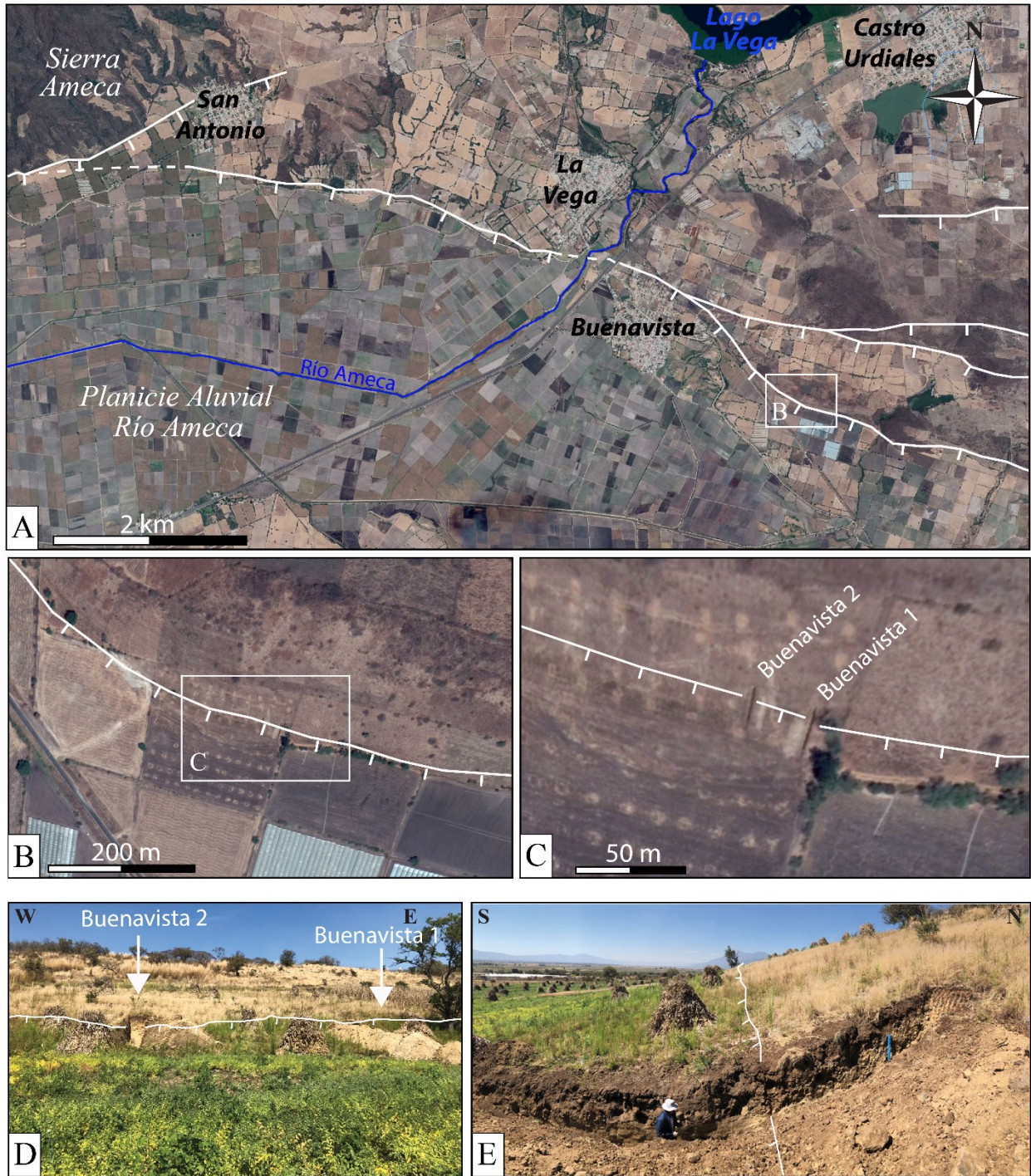


Figura 13. A y B: Fotografías aéreas del segmento central de la Falla Ameca-Ahuiculco cerca de Buenavista. C: zona del estudio paleosísmico donde se muestran las trincheras Buenavista 1 y 2. D y E: fotografías de campo de las trincheras mostrando la diferencia en la tonalidad de la vegetación en ambos lados de la falla.

4.3 Análisis Paleosismológico

Una vez localizado el sitio de excavación idóneo mediante el análisis geomorfológico de la zona, se realizó la excavación de las trincheras Buenavista 1 y 2 en el lugar seleccionado. A continuación, se muestran los resultados del trabajo de campo dentro de las trincheras, y el trabajo de oficina donde se procesa e interpreta toda la información recolectada.

4.3.1 Estratigrafía

En las dos trincheras excavadas se identificaron un total de 7 unidades estratigráficas, correlacionables entre las 4 paredes estudiadas. Cada una de las paredes fueron descritas mediante observaciones de campo y muestreo de unidades. Posterior a esto, el dibujo y las fotografías a escala de cada pared, permitieron reconstruir numéricamente cada una de ellas y caracterizar la geometría de cada unidad. La descripción litológica detallada de cada unidad se encuentra en la Tabla 2.2.

4.3.2 Trinchera Buenavista 1

La trinchera Buenavista 1 se excavó perpendicular al plano de falla con una dirección de N4°, y tiene dimensiones de 16 metros de largo, 1.5 metros de ancho y 2 metros de profundidad.

El bloque de piso está constituido únicamente por la unidad UG, que constituye el basamento de la trinchera, cubierto por la unidad UA, el suelo actual (Figura 15). Este bloque se encuentra más expuesto en la pared este, donde la matriz de la unidad UG presenta tonalidades más oscuras y el tamaño de los clastos varía desde los 3 hasta los 50 cm. En la pared oeste, la matriz de la unidad UG es más clara y se pueden observar clastos subangulares menores en cantidad y tamaño, alcanzando un máximo de 30 cm. Esta unidad se puede interpretar como un flujo piroclástico de bloques y cenizas de edad Plioceno tardío a Pleistoceno temprano (Ferrari et al., 2018).

En el bloque de techo se encuentran 6 unidades dispuestas de la siguiente manera: en la base del bloque se encuentra la unidad UF que corresponde a un depósito caótico interpretado como cuña coluvial (Tabla 2). Esta unidad no se puede apreciar en su totalidad debido al tamaño de los clastos que la componen, lo cual impidió aumentar la profundidad de la trinchera. Su espesor aparente en

la pared este (Figura 15) es de 40 cm mientras que en la pared oeste (Figura 15) es de 26 cm, donde se observan gran cantidad de clastos. La unidad UF se encuentra cubierta por la unidad UE interpretada como un depósito de cenizas con un espesor entre 35 y 62 cm, intercalado con un nivel de arcilla de 12 cm de espesor, correspondiente a un paleosuelo intermedio. En la pared este, esta unidad presenta laminación con inclinación de 15° (Figura 15). En el extremo sur de la pared oeste se observa un segundo nivel de arcillas, interpretado como otro paleosuelo.

Hacia la parte norte de la trinchera, en contacto con el plano de falla y depositada sobre la unidad UE se encuentra la unidad UD, interpretada como una segunda cuña coluvial (Figura 15). Este depósito caótico presenta clastos de más de un metro de diámetro en la pared oeste, donde su espesor alcanza 89 cm y se ve afectado por varias fallas. En la pared este, el espesor de la unidad UD en su parte más ancha es de 67 cm, donde la cantidad de clastos es menor alcanzando un tamaño máximo de 30 cm. Esta unidad tiene una extensión de 3 metros en la horizontal. En contacto difuso con la unidad UD y sobreyaciendo la unidad UE en la parte centro sur de la trinchera, se encuentra la unidad UC interpretada como un depósito coluvial con clastos de diferente tamaño variando entre 5 y 50 cm. Encima de este depósito coluvial, está la unidad UB correspondiente a depósitos de caída de ceniza con un espesor entre 18 y 67 cm en la pared este y un espesor entre 26 y 71 cm en la pared oeste. En ambas paredes se observan dos niveles intermedios de arcilla dentro de esta unidad que se interpretan como paleosuelos, los cuales están un poco más desarrollados en la pared oeste. Finalmente, en el tope de la trinchera se encuentra la unidad UA que corresponde al suelo actual con presencia de clastos centimétricos y algunas raíces vegetales.

4.3.3 Trinchera Buenavista 2

La trinchera Buenavista 2 se realizó con la misma orientación N4° que su similar Buenavista 1, de la cual difiere en su longitud ya que esta es de 12 metros. Las otras dimensiones (ancho y profundidad) son iguales para las dos trincheras que se encuentran separadas 22 metros.

Mediante la comparación de las dos trincheras, se define la misma disposición de las unidades que constituyen los bloques de la falla (bloque de techo y bloque de piso) (Figura 15), con algunas variaciones descritas a continuación: la unidad UG que constituye el bloque de piso de la falla, presenta mayor exposición que en la trinchera BV1. Esta unidad presenta un espesor mínimo de 1.2 metros, donde el 80% corresponde a clastos andesíticos con tonalidades violáceas subangulares a subredondeados (Figura 15). Estos clastos presentan mayor tamaño en la pared este de la trinchera BV2 con un diámetro máximo de 65 cm.

En la base del bloque de techo se encuentra la unidad UF correspondiente a un depósito de cuña coluvial, que presenta una mayor longitud respecto a lo observado en la trinchera BV1. Esta unidad se puede seguir por 6 metros a lo largo de la pared este (Figura 15), donde su espesor máximo es de 42 cm. La unidad UE presenta un espesor máximo de 76 cm en la pared oeste (Figura 15), mayor al espesor calculado en la trinchera BV1 (Figura 15). El nivel intermedio de arcilla en esta unidad e interpretado como un paleosuelo, se observa únicamente hacia el extremo sur de la trinchera. Este nivel característico aparece plegado en la pared oeste, posiblemente debido a la superficie del terreno en el momento de su depositación.

La unidad UD presenta espesores similares en ambas paredes de la trinchera BV2 respecto a los espesores observados en la trinchera BV1. Una diferencia notable dentro de esta unidad es la disminución de planos de falla, puesto que en esta trinchera solo se observa un plano auxiliar pequeño en la pared este (Figura 15), contrastando con lo observado en la trinchera anterior. Las principales diferencias relacionadas con la unidad UB en las dos trincheras, son la extensión total de la unidad y la ausencia del nivel intermedio de arcillas en la trinchera Buenavista 2 (Figura 15).

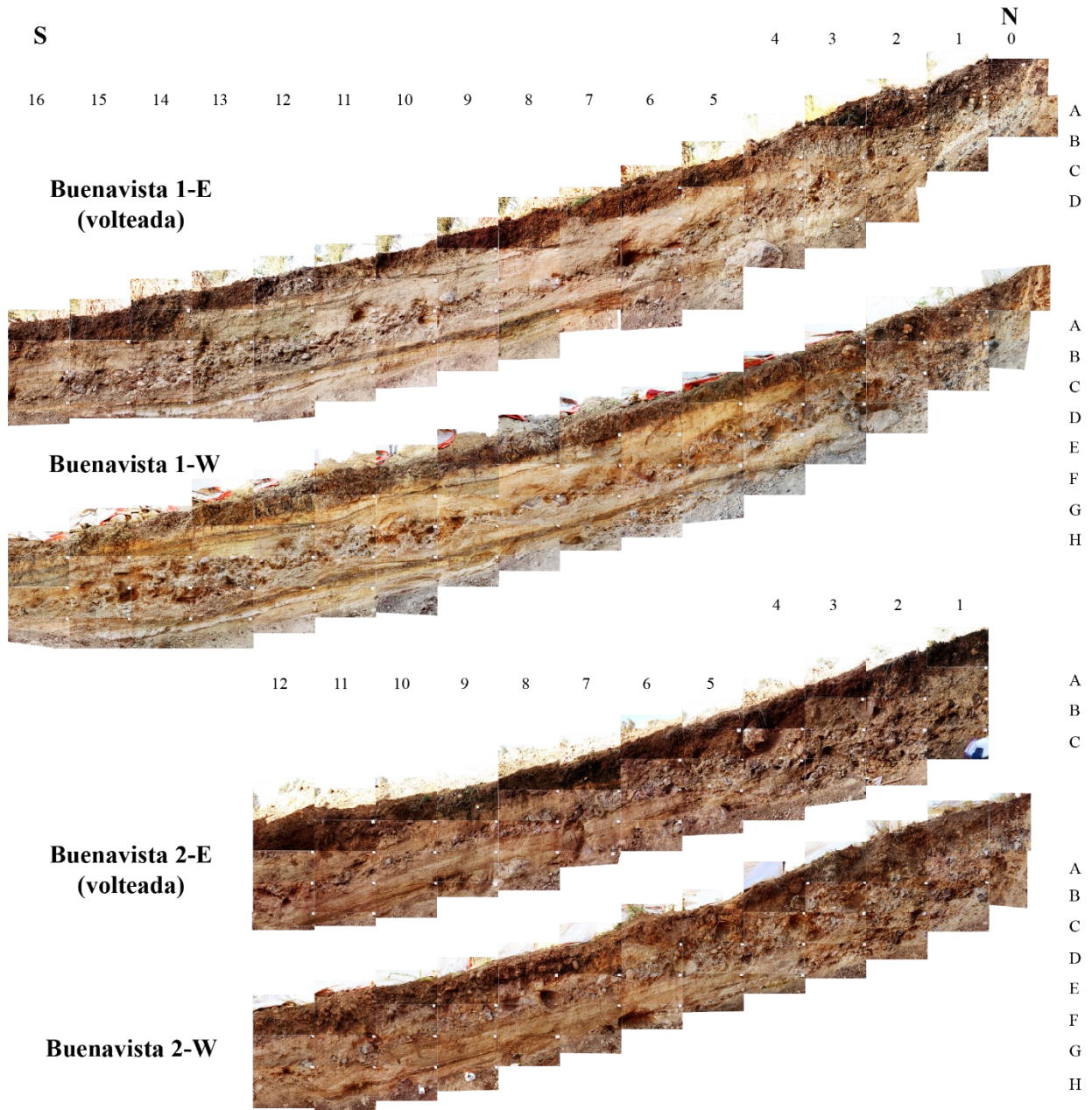
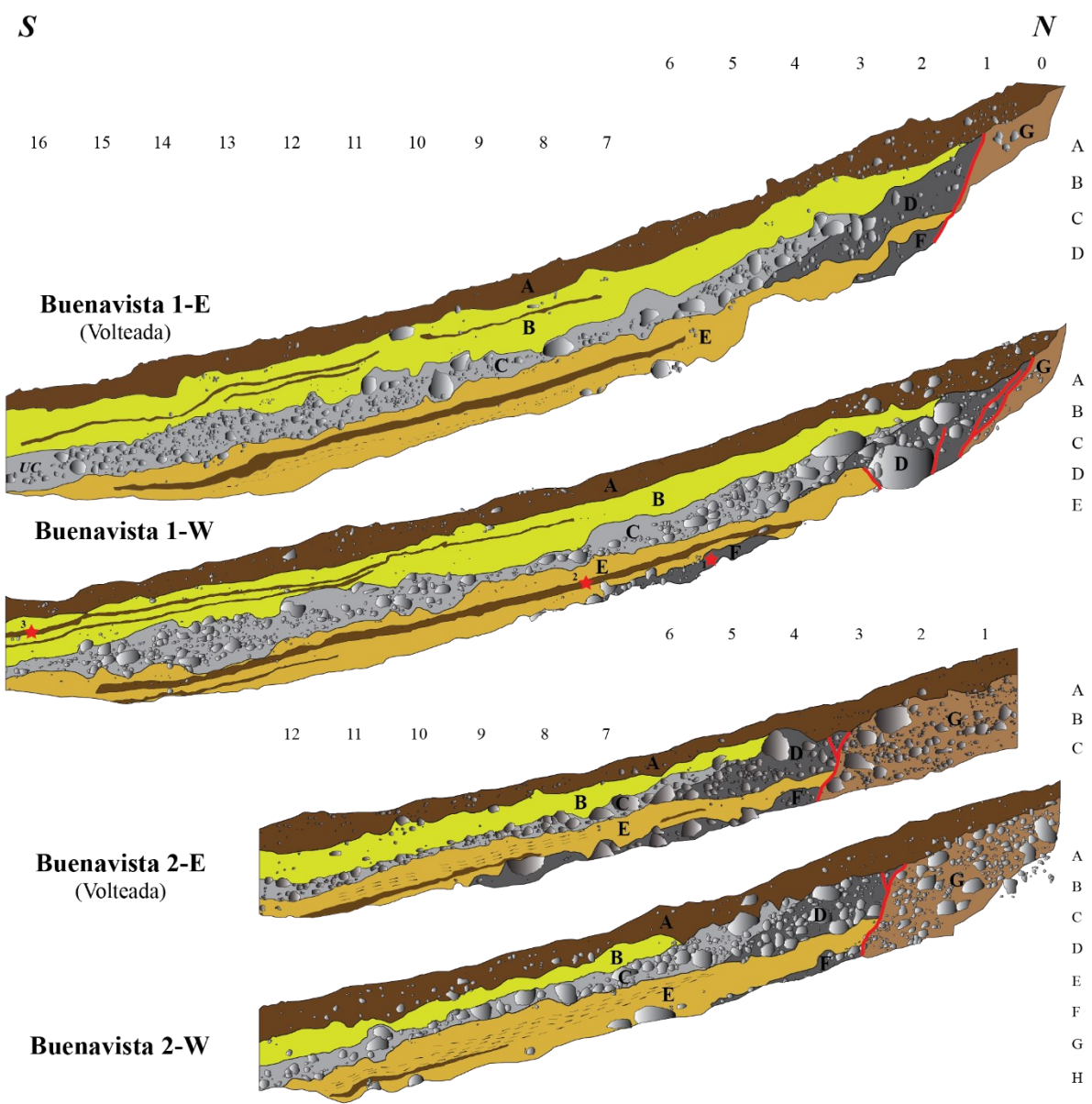


Figura 14. Fotomosaicos de las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2. Las paredes del este de las trincheras están volteadas para una mejor comparación.



Leyenda

| | |
|--|--|
| Unidad A: Suelo actual | Unidad E: Depósito de caída de cenizas con un paleosuelo intermedio |
| Unidad B: Depósito re - sedimentado de caída de cenizas intercalado con capas de paleosuelo | Unidad F: Cuña coluvial 1 |
| Unidad C: Depósitos de pendiente | Unidad G: Flujo piroclástico de bloques y ceniza |
| Unidad D: Cuña coluvial 2 | |

Figura 15. Logs de las trincheras Buenavista 1 y 2. Las paredes este se encuentran volteadas para una mejor comparación. Las estrellas rojas en la pared Buenavista 1-W corresponden a las muestras de suelo tomadas para datación. Las fallas están identificadas por las líneas de color rojo.

| UNIDAD | DESCRIPCIÓN | INTERPRETACIÓN |
|--------|---|--|
| UA | Arcilla de color café oscuro a negro con abundante materia orgánica. Su espesor varía entre los 40 y 53 cm. Se observan clastos andesíticos subredondeados a redondeados de algunos centímetros de diámetro sin alguna organización particular. | Suelo Actual |
| UB | 38 a 80 cm de alternancia de capas de ceniza con tonalidades cafés y naranjas, con capas oscuras de arcilla. Las capas de ceniza presentan líticos con alto grado de meteorización y minerales arcillosos producto de la alteración de las plagioclasas. Estos líticos son subredondeados a subangulares con tamaños que van desde 7 mm hasta 6 cm. Los óxidos de hierro y minerales máficos se encuentran en menor proporción. Las capas de arcilla más oscuras son ricas en carbono y alcanzan los 8 cm de espesor. | Depósito re – sedimentado de caída de cenizas intercalado con capas de paleosuelo. |
| UC | Compuesta predominantemente por clastos de composición andesítica con diferentes grados de alteración por oxidación. Estos clastos subangulares a subredondeados, con mala clasificación y un tamaño variable entre 2 y 60 cm, se encuentran dentro de una matriz afanítica arcillosa oscura. Se puede distinguir una débil orientación horizontal de los clastos de mayor tamaño. El espesor de esta unidad varía entre los 12 y 52 cm. | Depósitos de pendiente |
| UD | 70% de esta unidad son clastos andesíticos subangulares sin alguna dirección preferencial. Es un depósito caótico en contacto con el plano de falla, con una matriz arenosa de tamaño muy fino a fino, producto de la erosión de la unidad E (UE). | Cuña Coluvial 2 |
| UE | Capas de ceniza amarillas que se alternan con capas oscuras de arcilla. Dentro de las cenizas se observan clastos máficos milimétricos a centimétricos. Además, destaca la presencia de obsidias que corresponden a cenizas volcánicas distales. Los clastos y las obsidias presentan mayor tamaño hacia la base de esta unidad y disminuyen hacia el tope. La capa de arcilla tiene 14 cm de espesor. Esta unidad presenta un espesor que varía entre 22 y 75 cm. | Depósito de caída de cenizas con un paleosuelo intermedio. |
| UF | Localizada en la base de la trinchera. Esta unidad presenta clastos de composición andesítica angulares, mal clasificados, con disposición caótica y con tonalidades violetas producto de oxidación. La matriz de esta unidad presenta un color naranja sin orientación preferencial aparente y extrema dureza ya que la maquinaria empleada para la excavación no logro romperla. El espesor expuesto de esta unidad en las paredes de las trincheras varía de 4 a 32 cm. | Cuña Coluvial 1 |
| UG | Ubicada en el bloque de piso de la falla en las dos trincheras estudiadas y es la única unidad que lo constituye. Bloques andesíticos a dacíticos embebidos en una matriz de color amarillo | |

| | | |
|--|--|---|
| | oscuro a naranja, endurecida y meteorizada, rica en cuarzo y en productos de alteración de las plagioclasas, los cuales aumentan al acercarse al plano de falla. | Flujo piroclástico de bloques y ceniza. |
|--|--|---|

Tabla 2. Descripción sedimentológica e interpretación de las unidades observadas en las trincheras Buenavista 1 y 2.

4.3.4 Fallamiento

La zona de falla en las trincheras Buenavista 1 y 2 se encuentran en el extremo norte, donde se pueden observar grandes diferencias entre las paredes este y oeste.

Para la trinchera Buenavista 1, en la pared este (Figura 16, a y b), se observa un plano principal F1 con dirección de rumbo de 101° respecto al norte, e inclinación de 70° . Esta falla afecta a las unidades UC - UF, colocando en contacto a la unidad UG al norte con la unidad UD al sur. Dentro de la cuña coluvial UD se observa un plano auxiliar a F1 con inclinación de 90° . Los dos planos terminan en la base de la unidad UA.

En la pared oeste de esta trinchera (Figura 16, c y d) se observa una zona de falla más grande, con 2.25 metros de ancho. Dentro de esta pared se reconocen 4 planos de falla diferentes, iniciando con el plano norte que corresponde al plano principal F1, el cual presenta una inclinación de 52° hacia el sur, que contrasta con lo expuesto en la pared este. De este plano se desprende un plano sintético auxiliar F2, con una inclinación de 45° hacia el sur que afecta a la unidad UD sin llegar al techo de esta. Dentro de la zona de falla se reconoce un plano central F3 de menor longitud e inclinación de 71° hacia el sur. Este plano presenta la misma cinemática que F1 y se observa con facilidad desde la base de la cuña coluvial UD hasta su parte media. El cuarto plano de falla identificado (F4) es el límite sur de la zona de falla y presenta una inclinación de 47° hacia el norte, contraria a la inclinación de los otros planos observados en la pared oeste. Este plano F4 constituye una falla antitética a las otras fallas y pone en contacto a la unidad UE con la cuña coluvial UD.

En las paredes de la trinchera Buenavista 2 (Figura 17), se observa el plano de falla principal F1 con inclinación de 60° hacia el sur. Esta falla afecta a las unidades UC-UF. En la pared este se observa un plano antitético F2 que se desprende de F1 dentro de la cuña coluvial UD, con una inclinación de 65° hacia el norte.

En las trincheras Buenavista 1 y 2 se interpretan dos a tres paleo rupturas. La primera de ella está relacionada a la unidad UF y, se considera incierta debido a que la totalidad de esta unidad no está expuesta en las trincheras. La unidad UF podría ser interpretada como una unidad de depósito coluvial sin relación alguna con movimientos tectónicos. Sin embargo, su composición caótica y la semejanza con la unidad UD permite considerarla como una unidad potencialmente asociada a un evento paleosísmico. McCalpin (2009), expone una regla para calcular desplazamientos a partir del espesor de cuñas coluviales. Esta regla menciona que el espesor máximo coluvial es equivalente a la altura inicial del escarpe antes de su erosión. Con base en esto, junto con la interpretación de la unidad UF como una cuña coluvial y considerando su espesor máximo observado de 40 cm, se puede calcular un desplazamiento mínimo de 80 cm para el primer evento.

La segunda paleoruptura es sin ambigüedad ilustrada por la presencia de la cuña coluvial UD. Siguiendo la regla de McCalpin (2009) mencionada anteriormente, el desplazamiento estimado generado por este evento varía entre los 130 y 180 cm.

La tercera paleoruptura está relacionada con el fallamiento que afecta la cuña coluvial de la unidad UD, lo cual implica un evento posterior a la formación de la cuña coluvial UD. Debido a la mala preservación de las unidades en ambos lados de la falla es imposible cuantificar el desplazamiento asociado a este último evento. En cuanto a la edad de este evento, se puede estimar que ocurre entre el depósito de las unidades UD y UB, ya que esta última no parece estar afectada.

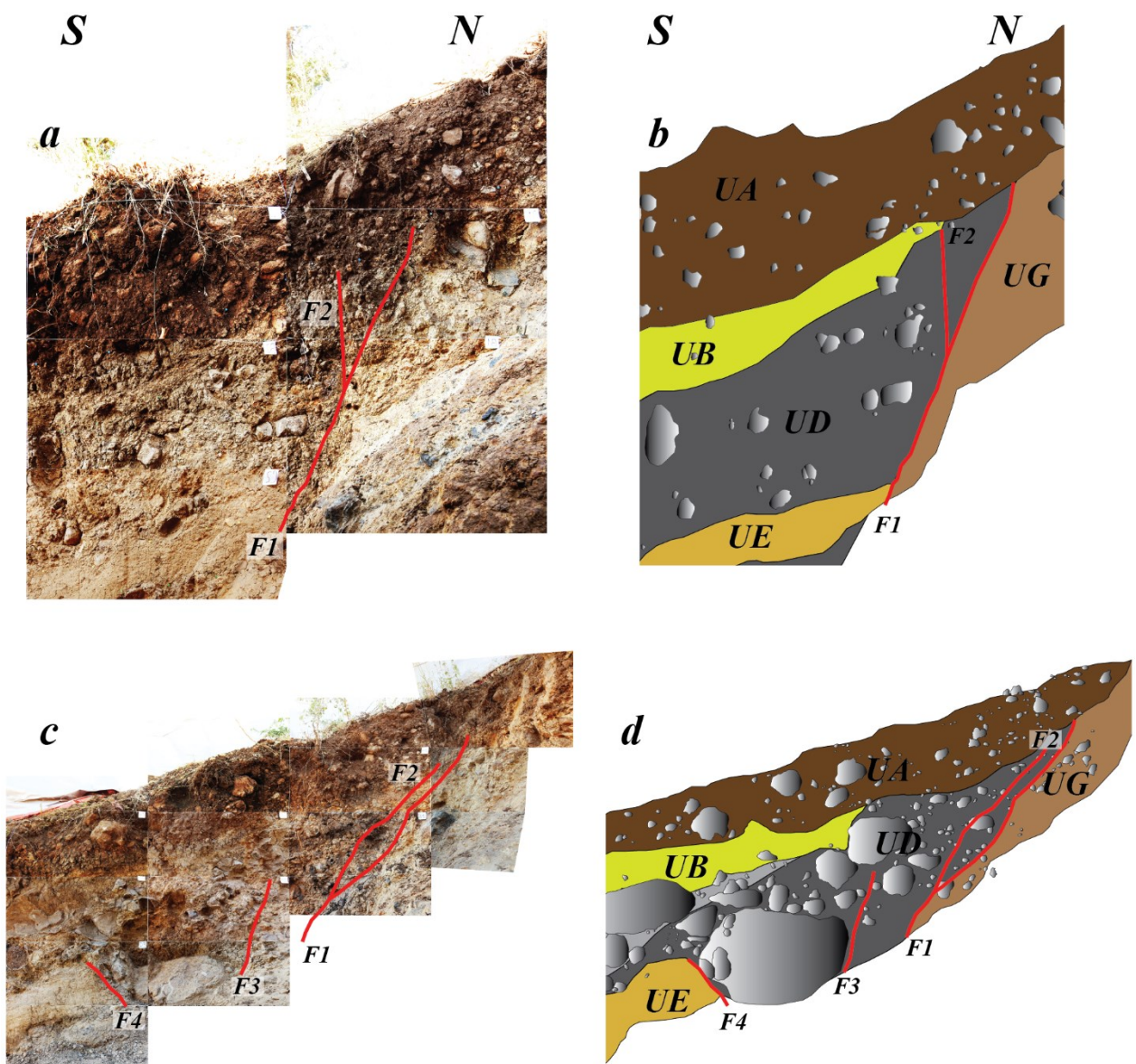


Figura 16. Zona de falla en la trinchera Buenavista 1. a) Fotomosaico reflejado de la zona de falla en la pared este resaltando los planos F1 y F2 observados. b) interpretación de la zona de falla en la pared este. c) Fotomosaico correspondiente a la zona de falla en la pared oeste de la trinchera BV1. d) interpretación de la zona de falla mostrada en c), destacando la cuña coluvial UD y los planos de falla observados dentro.

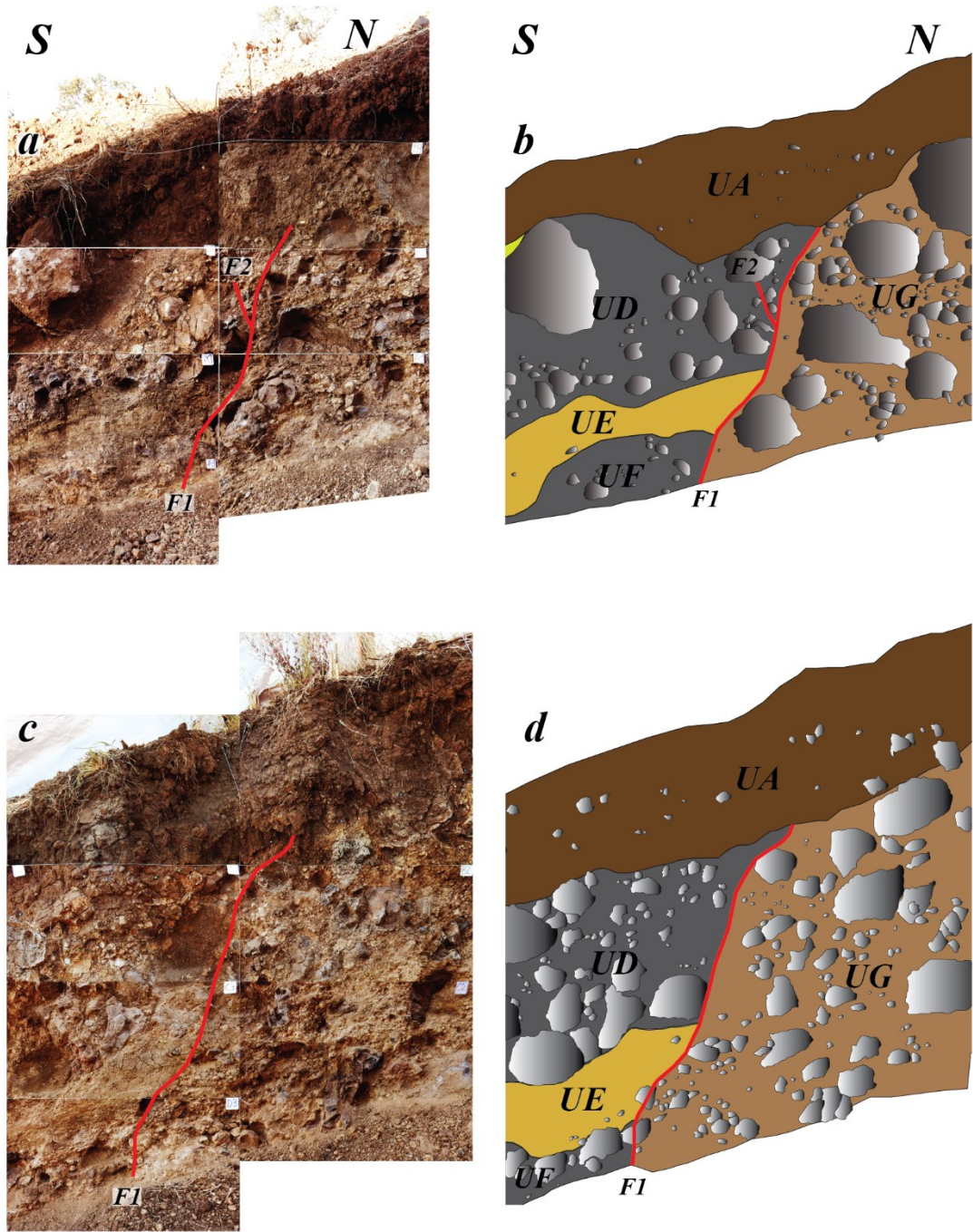


Figura 17. Zona de falla en la trinchera Buenavista 2. a) fotomosaico reflejado de la zona de falla en la pared este, donde se resalta el plano de falla principal F1 y el plano antitético F2. b) interpretación de la zona de falla en a. c) fotomosaico de la zona de falla en la pared oeste. d) interpretación de la zona de falla mostrada en c.

4.3.5 Análisis por retrodeformación

El análisis por retrodeformación es una herramienta usada en paleosismología, que permite mostrar de forma esquemática (Figura 18) los estados más relevantes dentro de la secuencia estratigráfica estudiada, haciendo énfasis en los momentos donde ocurren sismos con ruptura superficial. A continuación, se describe la evolución del registro estratigráfico encontrado en las trincheras Buenavista 1 y 2:

- A.** Debido a la dureza de las unidades en la base de las trincheras, la cual no permitió aumentar la profundidad de la excavación, el análisis por retrodeformación tiene como estado inicial la caída de cenizas que conforman la unidad UE, posterior a la primera ruptura inferida, que causa el depósito de la cuña coluvial correspondiente a la unidad UF en las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2.
- B.** Se produce el segundo evento sísmico con ruptura superficial, creando un escarpe de 180 cm aproximadamente, desplazando un flujo piroclástico con bloques andesíticos correspondiente a la unidad UG, y el depósito de caída de cenizas que conforma la unidad UE.
- C.** Se deposita una cuña coluvial producto del evento anterior en la base del escarpe generado. La composición de este depósito es una mezcla de las unidades UG y UE. La cuña coluvial corresponde a la unidad UD.
- D.** Ocurre el tercer evento sísmico registrado en las trincheras Buenavista 1 y 2 en forma de fracturas dentro de la unidad UD.
- E.** Depósito coluvial que rellena la depresión generada en el bloque de techo (unidad UC).
- F.** Depositación de las unidades UB y UA que cubren las demás unidades en su totalidad y conforman la topografía actual. Estas unidades corresponden a un depósito de caída de cenizas con desarrollo de paleosuelos (UB), y el suelo actual rico en materia orgánica (UA).

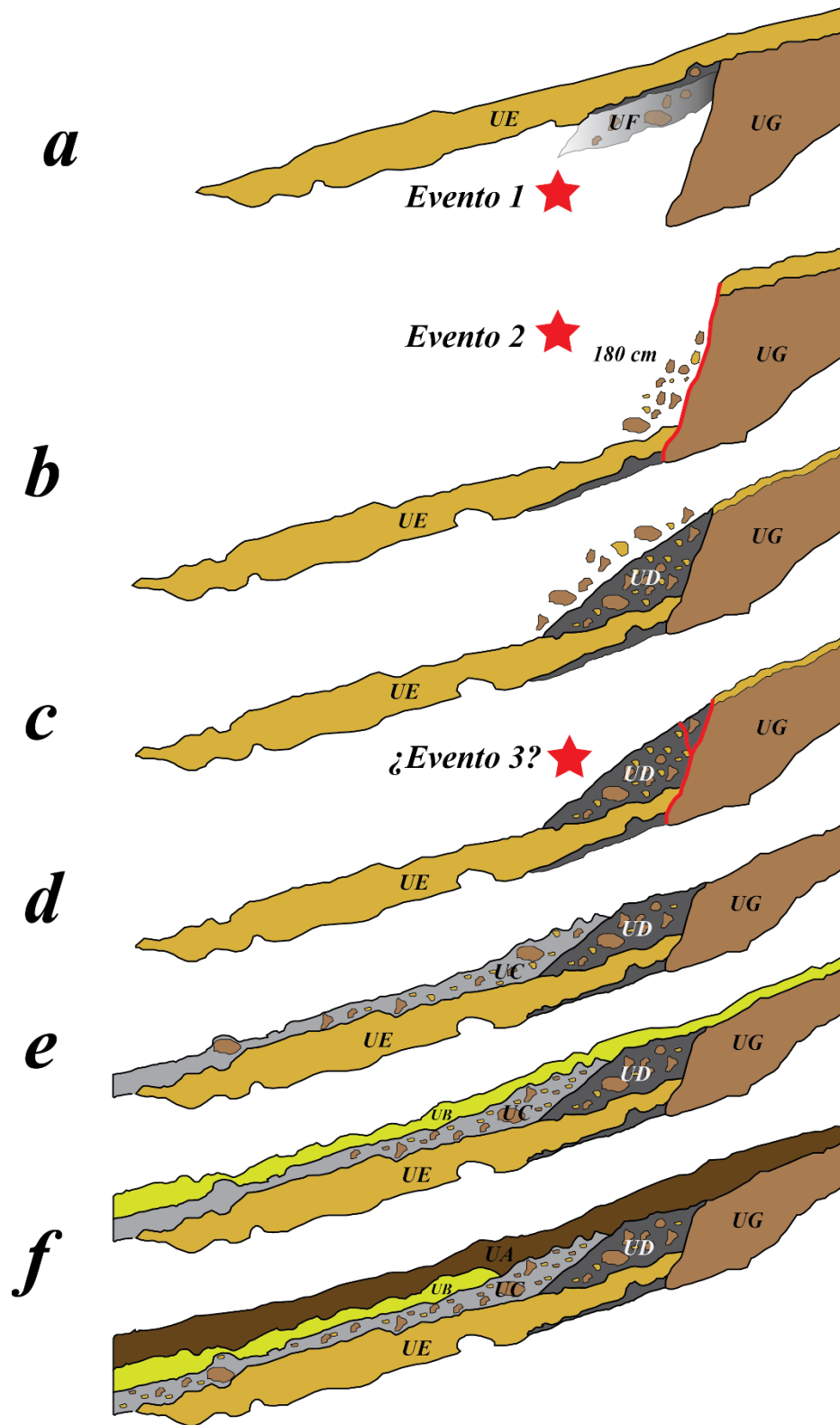


Figura 18. Esquema del análisis por retrodeformación de la pared oeste de la trinchera Buenavista 2. Las estrellas de color rojo indican el momento en el que ocurren los eventos 2 y 3 interpretados en este estudio.

5. DISCUSIÓN

El análisis geomorfológico y paleosismológico realizado en este trabajo, permite caracterizar a la Falla Ameca-Ahuiscalco como una estructura sismogénica con actividad reciente, la cual no había sido demostrada con observaciones geológicas hasta la fecha. Evidencia de lo anterior son los paleoeventos preservados en el registro estratigráfico de las trincheras estudiadas. Las edades de estos eventos serán definidas mediante dataciones de C14 proporcionadas por el laboratorio certificado *LMC14-CEA Saclay laboratory, GIF sur Yvette, France*. Las muestras de carbono colectadas para obtener estos datos, han sido enviadas para su datación, pero los resultados no han sido entregados debido a la epidemia de Covid-19 en Europa, por lo que al momento de la redacción de este capítulo no se tienen las edades.

A partir de los resultados obtenidos se definen parámetros útiles para evaluar el potencial sismogénico de la Falla Ameca, como lo son la longitud de sus segmentos y el desplazamiento vertical asociado a cada evento.

5.1 Estimación de Paleomagnitudes.

La magnitud de un paleoterremoto destaca entre los parámetros a considerar para estimar el potencial sismogénico de una falla. Para realizar su cálculo existen diferentes fórmulas o relaciones empíricas, las cuales usan parámetros como la longitud de la ruptura o el desplazamiento vertical. En este estudio solo se ha podido calcular el desplazamiento relacionado al segundo evento identificado en las trincheras. El desplazamiento promedio estimado fue de 165 cm, y el desplazamiento máximo de 180 cm. Para los otros dos eventos, la mala preservación de las unidades no permitió calcular/estimar los desplazamientos asociados.

Dos fórmulas se usan para realizar el cálculo de las paleomagnitudes en este trabajo. La primera de ellas es la fórmula propuesta por Wells y Coppersmith (1994), usada aquí para comparar los resultados con otros trabajos. A partir de algunas características de la zona de estudio como: el tipo de fallamiento (normal) y el espesor cortical de la capa sismogénica (15 km) calculado a partir de la profundidad máxima de hipocentros en regiones del CVTM (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017), una de las fórmulas más adecuada para el cálculo de paleomagnitudes en esta zona, es la propuesta por Wesnousky (2008).

5.1.1 Wells & Coppersmith (1994)

Estos autores proponen dos relaciones empíricas diferentes para fallas normales, basadas en la longitud de ruptura de la falla (SRL) y el desplazamiento cosísmico vertical máximo (Dmax). Para el cálculo de las paleomagnitudes de los eventos observados en las trincheras Buenavista 1 y 2, no se tiene información sobre la longitud de la ruptura, por lo que se plantean los siguientes escenarios (Figura 19): (a) la ruptura involucra los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuisculco (Figura 19 -A; SRL= 35 km), (b) la ruptura abarca la totalidad de la Falla Ameca-Ahuisculco (Figura 19-B; SRL= 55 km), (c) la longitud de ruptura corresponde a las fallas Ameca-Ahuisculco, Villa Corona y San Marcos (Figura 19-C; SRL= 70 km).

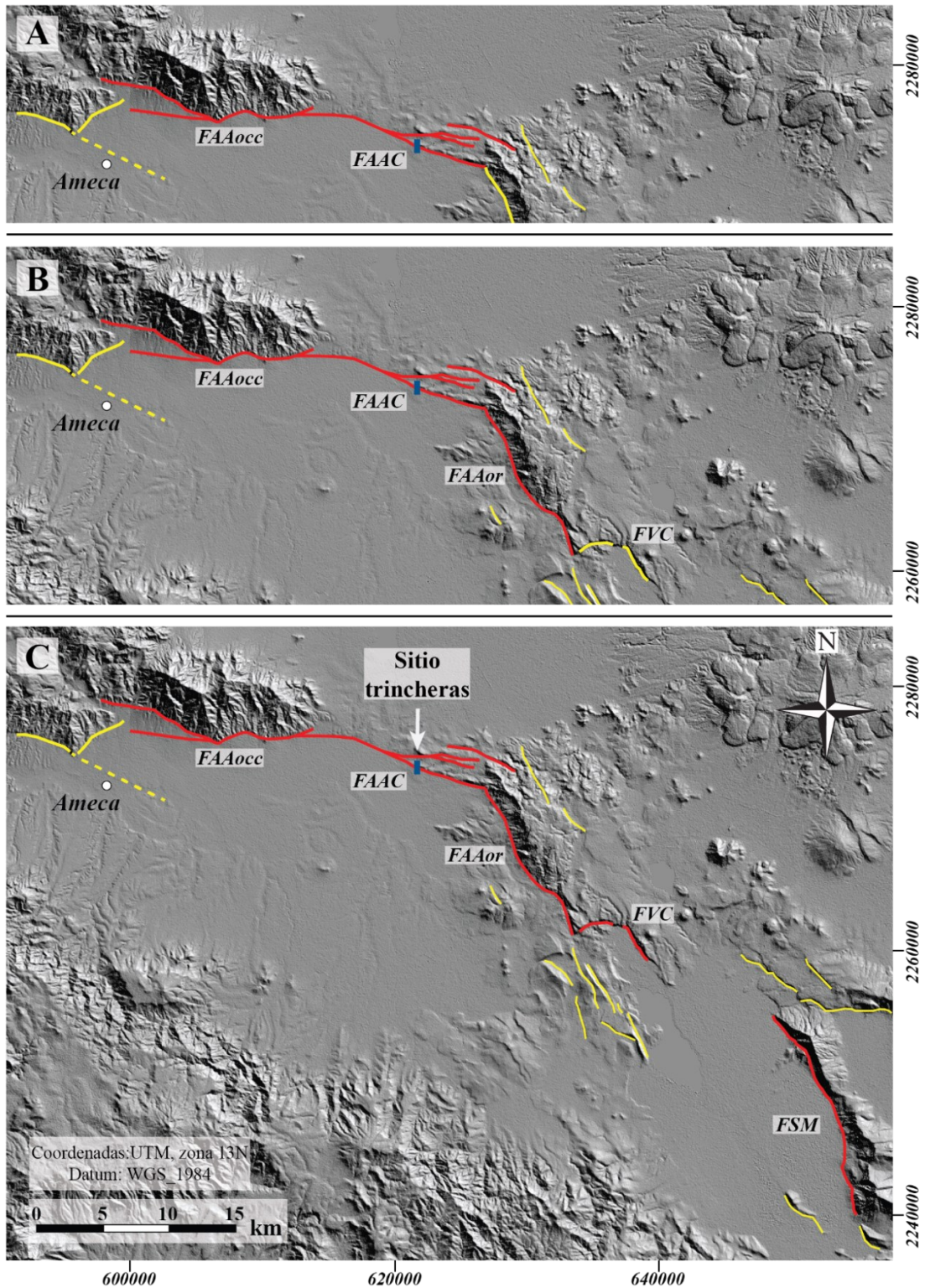


Figura 19. Escenarios propuestos para el cálculo de la paleomagnitud del evento 2 a partir de la longitud de ruptura (SRL). FAAocc: segmento occidental Falla Ameca-Ahuisculco, FAAC: segmento central Falla Ameca-Ahuisculco, FAAor: segmento oriental Falla Ameca-Ahuisculco; FVC: Falla Villa Corona; FSM: Falla San Marcos. Los segmentos en rojo son los segmentos involucrados en la ruptura.

A continuación, se presenta la relación empírica planteada por Wells y Coppersmith (1994) para el cálculo de la paleomagnitud con base en la longitud de ruptura del evento, y los resultados según los escenarios anteriormente planteados:

$$M_w = 5.08 + 1.16 * \text{Log} (SRL)$$

Donde M_w es la magnitud de momento sísmico y SRL es la longitud de la ruptura en superficie por sus siglas en inglés (*Surface Rupture Length*).

- a) **SRL** = 35 km, **M_w** = 6.87 ± 0.2
- b) **SRL** = 55 km, **M_w** = 7.1 ± 0.2
- c) **SRL** = 70 km, **M_w** = 7.2 ± 0.2

La segunda relación usa el desplazamiento cosísmico vertical máximo (D_{max}) observado en las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2. Como se mencionó antes, solamente para el evento 2 se pudo estimar el desplazamiento máximo. Estos resultados son resumidos en la Tabla 3.

| TRINCHERA | PARED | DESPLAZAMIENTO ESTIMADO (cm) |
|--------------|------------|------------------------------|
| Buenavista 1 | Este | 140 |
| | Oeste | 180 |
| Buenavista 2 | Este | 175 |
| | Oeste | 170 |
| | D_{prom} | 165 |

Tabla 3. Desplazamientos verticales máximos y desplazamiento promedio, estimados en las paredes de las trincheras Buenavista 1 y 2.

En la pared oeste de la trinchera Buenavista 1 se estimó un desplazamiento de 180 cm, que corresponde al desplazamiento cosísmico vertical máximo (D_{max}). Utilizando la relación propuesta por Wells & Coppersmith (1994) resulta:

$$M_w = 6.69 + 0.74 * \text{Log} (D_{max})$$

D_{max} = 1.80 m, con lo que se obtiene: **M_w** = 6.9 ± 0.1

5.1.2 Wesnousky (2008)

La relación empírica formulada por este autor consiste en una ecuación logarítmica que se ajusta al contexto geológico del “*Basin and Range*”, una zona cortical delgada que se encuentra afectada por fallas normales. La ecuación propuesta es:

$$M_w = 6.12 + 0.47 * \text{Log} (\text{SRL}) \pm 0.27$$

Donde SRL corresponde a la longitud de la ruptura en superficie. Para un mejor uso de esta relación empírica, los cálculos se realizan con los mismos escenarios de ruptura planteados para la relación propuesta por Wells & Coppersmith (1994):

- a) **SRL = 35 km, Mw = 6.84 ± 0.27**
- b) **SRL = 55 km, Mw = 6.9 ± 0.27**
- c) **SRL = 70 km, Mw = 7.0 ± 0.27**

Los resultados obtenidos con las diferentes relaciones son resumidos en la Tabla 4. Las fórmulas propuestas por Wells & Coppersmith (1994) son unas de las más usadas para el cálculo de paleomagnitudes. Sin embargo, Stirling et al., (2013) realizan una recopilación de las regresiones propuestas a nivel mundial, y hacen una preselección de primer orden de acuerdo a su relevancia en un régimen tectónico determinado (arreglo de placas tectónicas y tipo de falla), en donde se descartan las regresiones formuladas por Wells y Coppersmith (1994). Esto se debe a que son relativamente antiguas y según Stirling et al., (2013) han sido reemplazadas por regresiones más modernas y relevantes. Por lo tanto, las paleomagnitudes estimadas con las fórmulas de Wells & Coppersmith (1994) se presentan en este estudio solo para realizar una comparación con otros trabajos de paleosismología.

| ESCENARIO | SRL (km) | D _{max} (m) | D _{prom} (m) | Wells & Coppersmith (1994) | | Wesnousky (2008) |
|-----------|----------|----------------------|-----------------------|----------------------------|------------------------|------------------|
| | | | | Mw (SRL) | Mw (D _{max}) | Mw (SRL) |
| A | 35 | 1.80 | 1.65 | 6.87 ± 0.2 | 6.9 ± 0.1 | 6.84 ± 0.27 |
| B | 55 | | | 7.1 ± 0.2 | | 6.9 ± 0.27 |
| C | 70 | | | 7.2 ± 0.2 | | 7.0 ± 0.27 |

Tabla 4. Magnitudes calculadas con las relaciones empíricas de Wells & Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008).

5.2 Comparación de las paleomagnitudes

Este primer estudio de paleosismología realizado en la Falla Ameca-Ahuisculco aporta los primeros datos paleosísmicos sobre una de las fallas que afecta el sector occidental del CVTM. En particular, en este trabajo se han podido estimar las magnitudes que pueden alcanzar los sismos en la Falla Ameca-Ahuisculco. Sin embargo, un solo estudio no permite conocer todos los parámetros necesarios para realizar una buena estimación de las magnitudes máximas esperadas en esta falla.

Las dos fórmulas utilizadas en este trabajo arrojan resultados consistentes para los diferentes escenarios considerados. Las magnitudes calculadas a partir de la longitud de ruptura (SRL) para el evento 2 van de 6.8 a 6.9 para el escenario “a”, 6.9 a 7.1 para el escenario “b”, 7.0 a 7.2 para el escenario “c”, mientras que la paleomagnitud calculada a partir del desplazamiento cosísmico vertical máximo encontrado en las trincheras es de 6.9. De forma general, estos resultados están en el rango entre 6.8 a 7.0, según la relación propuesta por Wesnousky (2008), lo cual refleja un evento potencialmente muy destructivo en una de las zonas más pobladas de México.

A través del estudio geomorfológico realizado en la zona de estudio, se han identificado y cartografiado diferentes trazos de fallas pertenecientes al sistema de fallas Ameca – San Marcos. Estos diferentes segmentos pueden romper durante un mismo evento, por lo que parámetros como la longitud de ruptura o el desplazamiento cosísmico pueden ser subestimados en nuestros cálculos. Un ejemplo de este tipo de rupturas en múltiples segmentos de falla, es el terremoto El Mayor-Cucapah (EMC) de magnitud M_w 7.2, ocurrido en 2010 en Baja California, México. Autores como Wei et al. (2011), Rymer et al. (2011), Oskin et al. (2012) y Fletcher et al. (2014), identifican esta ruptura en al menos 7 fallas dentro de una zona de 120 km aproximadamente, comprendida entre el Golfo de California y la frontera entre Estados Unidos y México. Una manera de explicar la ruptura múltiple en fallas con diferentes orientaciones y activadas por un solo evento sísmico, es a través de la hipótesis llamada “*Keystone Faults*” propuesta por Fletcher et al. (2016). Esta hipótesis menciona que hay fallas “maestras” que interactúan con otras fallas de forma cinemática a través de intersecciones dentro de una red compleja. Esto permite mantener la estabilidad de las fallas dentro de la red y así mismo soportar una mayor carga tectónica. Sin embargo, cuando el esfuerzo regional es suficientemente alto para cargar la falla maestra, inicia el deslizamiento en esta falla y se propaga a otras fallas de la red, las cuales alcanzaron previamente su esfuerzo crítico con base en su orientación y propiedades de fricción. Un solo estudio de

paleosismología no proporciona información suficiente relacionada a la longitud de ruptura durante un evento sísmico. Para acotar de una mejor manera este parámetro es necesario realizar más estudios paleosismológicos mediante trincheras en otros segmentos del sistema de fallas Ameca – San Marcos. En cuanto al desplazamiento cosísmico vertical máximo calculado existe gran incertidumbre, ya que el desplazamiento encontrado en las trincheras no es necesariamente el desplazamiento total máximo. La deformación producto de este tipo de eventos se puede distribuir en varios segmentos principales y secundarios del sistema de fallas.

5.2.1 El sismo de 1567

Basado en la interpretación de las descripciones encontradas en la “Relación de Ameca”, Suter (2015) calcula una paleomagnitud de 7.2 ± 0.3 para el terremoto de Ameca de 1567, mediante la fórmula de Wells & Coppersmith (1994) que involucra la longitud de ruptura SRL. Para llegar a este resultado Suter (2015) usa valores de SRL entre 54 y 59 km, y un desplazamiento vertical máximo de 3.34 metros.

Con base en los desplazamientos cosísmicos calculados a partir de las observaciones realizadas en las trincheras y utilizando la misma relación empírica, se calcula una paleomagnitud de 6.9 ± 0.1 compatible con los cálculos realizados por Suter (2015). Diferentes hipótesis tienen que ser consideradas para explicar la diferencia entre el desplazamiento vertical máximo calculado a partir de las observaciones realizadas en las trincheras y el desplazamiento vertical máximo descrito en los documentos históricos y recopilados por Suter (2015):

- (1) La ruptura del evento sísmico de 1567 no afectó el segmento de falla donde se han realizado las trincheras. Los paleoeventos encontrados en el registro sedimentario corresponden a otros eventos de magnitud inferior.
- (2) El segmento de la Falla Ameca-Ahuisculco estudiado aquí, está involucrado en el terremoto de 1567. Sin embargo, la deformación producida es localmente distribuida sobre los diferentes planos de falla sintéticos descritos en el análisis geomorfológico. En este contexto, el desplazamiento cosísmico registrado en las trincheras corresponde a solo una parte del desplazamiento total, por lo que no se tiene registro de la deformación máxima producida y

la magnitud calculada es entonces subestimada.

- (3) Las descripciones contenidas en la “Relación de Ameca” son erróneas, por lo que la ruptura del terremoto de Ameca de 1567 ocurrió en otro sistema de fallas o con un desplazamiento cosísmico inferior.

En cuanto a las paleomagnitudes estimadas a partir de la longitud de ruptura, en este estudio se calcula una magnitud máxima de 7.2 ± 0.2 , mismo resultado al que llega Suter (2015), usando la relación empírica de Wells & Coppersmith (1994), pero menor longitud que la utilizada en este trabajo. Se tienen algunas diferencias con las longitudes de las fallas calculadas por Suter (2015), principalmente por las características de los insumos utilizados para estos cálculos. En este estudio se usaron modelos digitales de elevación del satélite ALOS-PALSAR con resolución de 12.5 metros de la Agencia Espacial Japonesa, mientras que Suter (2015) traza sus estructuras sobre una imagen Landsat con resolución de 14 metros. A pesar de la notable diferencia en cuanto a la longitud de ruptura usada para el cálculo de paleomagnitud, el resultado es el mismo en ambos estudios, lo que refleja falencias en la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994).

Parte de estas hipótesis podrán ser confirmadas o refutadas por la datación de las diferentes unidades mediante C14. Sin embargo, globalmente existen limitaciones en los estudios de paleosismología lo cual, sumado a la escasez de información en los documentos históricos, hacen que solo mediante la multiplicación de estos estudios en los diferentes segmentos del sistema de fallas, se pueda estimar con exactitud el potencial sísmico de la falla y obtener más detalles sobre la ruptura de 1567. Es de particular importancia realizar más estudios a lo largo del sistema de fallas Ameca – San Marcos para corroborar la posibilidad de rupturas múltiples en el CVTM. La Falla Venta de Bravo, con una longitud de 51 km, es la falla más larga dentro del CVTM (Lacan et al., 2018). Si se analizara cada falla del CVTM por separado, la magnitud máxima que se esperaría según la longitud de ruptura sería de M_w 7.0 en la Falla Venta de Bravo. Contrario a esto, si se contempla la posibilidad de que existan rupturas múltiples en los diferentes sistemas de fallas, la magnitud máxima que podría esperarse sería mucho mayor, colocando en alto riesgo al 50% de la población mexicana que vive dentro del CVTM. La posibilidad de ruptura múltiple parece ser confirmada por los sismos históricos de Acambay de 1912 y Ameca de 1567, lo que tiene que ser caracterizado mediante la multiplicación de estudios de paleosismología

5.3 Peligro sísmico asociado a la Falla Ameca

El estudio de la Falla Ameca-Ahuisculco permite evidenciar esta estructura como una falla con actividad tectónica reciente, que ha generado por lo menos dos eventos sísmicos importantes probablemente de edad Holoceno, con magnitudes superiores a 6 y probablemente cercanas a 7.0. Esta falla tiene la suficiente capacidad para generar terremotos destructivos con ruptura en superficie, por lo que se sugiere considerar a la Falla Ameca-Ahuisculco dentro del catálogo de fallas activas del CVTM.

De acuerdo con los datos suministrados por el Instituto de Información Estadística y Geográfica (IIEG) del gobierno de México, a finales del 2017 el área metropolitana de Guadalajara superaba los cinco millones de habitantes. Con base en la distancia entre la Falla Ameca-Ahuisculco y los principales centros poblados (< 45 km), y teniendo en cuenta el crecimiento exponencial de la población desde el 2017 a la actualidad, la hipótesis de un terremoto con magnitud cercana a 7 ($M_w = 7$), tendría consecuencias catastróficas en cuanto a pérdidas humanas y materiales. La deficiente planificación urbana y la vulnerabilidad de las estructuras, aumentaría el impacto del evento sísmico.

5.4 Estudios a futuro

El estudio realizado durante esta maestría, aunque preliminar, permite confirmar la persistencia de sismos corticales en esta falla, lo que significa un peligro sísmico importante para la población dada la longitud de la Falla Ameca-Ahuisculco, la posibilidad de una ruptura múltiple junto con otras fallas de la región, y su cercanía a los centros poblados. Sin embargo, con base en las incertidumbres existentes es necesario complementar este trabajo con más estudios paleosismológicos en otros segmentos de la Falla Ameca-Ahuisculco, y expandir estos trabajos al sistema de fallas Ameca – San Marcos. Estudios geomorfológicos con imágenes satelitales, fotografías aéreas o modelos de terreno de alta resolución a lo largo de este sistema de fallas, serían de gran utilidad para mejorar la cartografía de las diferentes trazas de falla. Así mismo, es importante analizar las interacciones entre el sistema de fallas Ameca – San Marcos y más globalmente el sistema de fallas Tepic - Zacoalco, con los diferentes sistemas que integran el

punto triple de Guadalajara. Estos análisis pueden estar soportados en métodos geofísicos, magnetotélúricos, sismología instrumental, geología estructural, cartografía y sensores remotos.

6. CONCLUSIONES

Con el análisis geomorfológico realizado a lo largo de la Falla Ameca-Ahuisculco, se identificaron evidencias de actividad tectónica reciente en el área, mediante el reconocimiento y la cartografía de los diferentes segmentos de falla y el índice de sinuosidad del frente montañoso. Con base en la mejora de la cartografía de la Falla Ameca-Ahuisculco, se describen tres segmentos principales y varios segmentos secundarios. A partir de este estudio, se identifica a la Falla Ameca-Ahuisculco como una estructura tectónicamente activa con dirección ESE-WNW a SE-NW, con una longitud de 55 km y escarpes de más de 80 metros de altura hacia la base sur de la Sierra de Ameca. En el segmento central donde se desarrolla el análisis paleosísmico el escarpe de falla varía entre 4 y 31 metros.

Se desarrolló un estudio de paleosismología en el segmento central de la Falla Ameca-Ahuisculco, el cual permitió caracterizar esta falla como una estructura sismogénica. Mediante la interpretación de dos trincheras paleosismológicas transversales al trazo de la falla, se identificaron claramente dos paleoeventos sísmicos y un tercer evento es inferido. El segundo evento encontrado en el registro tectonosedimentario generó una cuña coluvial que se pudo observar en las trincheras Buenavista 1 y 2, con un espesor máximo de 90 cm, lo que indica un desplazamiento cosísmico de 180 cm aproximadamente. Se infiere que este evento es de edad Holoceno pero la edad por radiocarbono, en proceso, tendrá que confirmar esta hipótesis.

Para realizar los cálculos de la paleomagnitud correspondiente al segundo evento encontrado en las trincheras, se usaron las relaciones propuestas por Wells & Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008). Se establecieron diferentes escenarios de longitud de ruptura, considerando la ruptura de los segmentos occidental y central de la Falla Ameca-Ahuisculco (35 km), la Falla Ameca-Ahuisculco en su totalidad (55 km), o todo el sistema de fallas Ameca-San Marcos (70 km). Las paleomagnitudes calculadas se encuentran en el rango de 6.8 a 7.2 Mw, valores importantes para un evento sísmico cortical, que de repetirse sería catastrófico tomando en cuenta la alta densidad de población actual (> 5 millones) en un radio de 50 km a la falla. Estos resultados se completarán con la posterior datación mediante C14 en el laboratorio certificado *LMC14-CEA Saclay*

laboratory, GIF sur Yvette, France, ya que al momento de redactar ese trabajo los resultados están retrasados debido a la epidemia de Covid-19 en Europa.

Se plantean diferentes hipótesis para explicar las diferencias entre los desplazamientos cosísmicos calculados a partir de las observaciones realizadas en las trincheras Buenavista 1 y 2, y el desplazamiento cosísmico descrito en los documentos históricos sobre el terremoto de Ameca de 1567. No se encontraron evidencias del evento sísmico de 1567 dentro de las trincheras Buenavista 1 y 2 probablemente debido a: 1) el desplazamiento asociado al sismo de Ameca de 1567 es localmente muy bajo porque la deformación producida se ha distribuido a lo largo de los diferentes segmentos sintéticos descritos en el estudio geomorfológico; 2) la ruptura del evento sísmico de 1567 no afectó en absoluto al segmento de falla estudiado con el análisis paleosismológico; 3) el terremoto de Ameca de 1567 no tiene lugar en esta falla y las descripciones contenidas en la “Relación de Ameca” son erróneas. .

Estas diferentes hipótesis se podrán confirmar o refutar con la implementación de más estudios multidisciplinarios a lo largo del sistema de fallas Ameca – San Marcos. Estos estudios deberán involucrar análisis geomorfológicos, estructurales, geofísicos y paleosismológicos. Mediante estos trabajos posteriores se podrá acotar mejor los parámetros necesarios para el cálculo de magnitudes relacionadas a los paleoeventos (longitud máxima de ruptura y Desplazamiento cosísmico vertical máximo), se podrán correlacionar más estudios para evaluar la posibilidad de rupturas múltiples a lo largo de los diferentes sistemas de fallas, y se mejorará considerablemente la evaluación del peligro sísmico en la parte oeste del CVTM.

Finalmente, este primer estudio de paleosismología llevado a cabo en el Bloque Jalisco, permite confirmar la presencia de sismos corticales en el área y, aporta información relevante para las estimaciones del peligro sísmico alrededor de la segunda ciudad más poblada de México. Aquí se presentan datos suficientes para que la Falla Ameca sea considerada dentro del catálogo de fallas activas del CVTM.

REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación Post-Eocénica del centro de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12–29.
- Allan, J.F., (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 473- 485.
- Calmus, T., Poupeau, G., Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., and Bourgois, J., (1995). Apatite fission- track ages of plutonic rocks sampled along the active margin off Manzanillo and in the Puerto Vallarta batholith, Mexico: *Geos (Boletín Union Geofísica Mexicana)*, 15-2, 63–64.
- Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., Castillo, D., & Romero, F. (1994). Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional*, 33(1), 139–151.
- Ferrari, L., & Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334, 41–63.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- Ferrari, L., Orozco Esquivel, T., Navarro, M., López-Quiroz, P., & Luna, L. (2018). Digital Geologic Cartography and Geochronologic Database of the Trans-Mexican Volcanic Belt and Adjoining Areas. *Terra Digitalis*, 2(1), 1–8.
- Fletcher, J. M., Teran, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., ... González-García, J. (2014). Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah (Mexico) Mw

7.2 earthquake. *Geosphere*, 10(4), 797–827.

- Fletcher, J. M., Oskin, M. E., & Teran, O. J. (2016). The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor-Cucapah earthquake rupture. *Nature Geoscience*, 9(4).
- García Acosta, V., and G. Suárez Reynoso (1996). *Los sismos en la historia de México*, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social and Fondo de Cultura Económica, México City, 718 pp. (in Spanish).
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., and Ferrari, L., (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo: Tomo LVII, 3. 227–283.
- Grajales-Nishimura, M., and López-Infanzón, M., (1983). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco, Proyecto C-1160: Instituto Mexicano del Petróleo Open File Report.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2010, Censo de Población y Vivienda (2010) (en línea), <
<http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/ccpv/2010/>>, acceso marzo, 2020
- Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, S., Aguirre-Díaz, G., Zúñiga, F.R., (2018). Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico): *Sedimentary Geology* 365, 62-77.
- McCalpin, J.P. (ed), (2009). *Paleoseismology* (second edition): Amsterdam, Academic Press-Elsevier, 848p.
- Michaud, F., Mercier de Lepinay, B., Saint-Marc, P., Sosson, M., Villeneuve, M., Bourgois, J., and Calmus, T., (1995). Neogene subsidence event along the Acapulco trench off Manzanillo, (Mexico 18–198N): *Eos* (Transactions, American Geophysical Union), 76-46, 535.
- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., (1992). Liric faulting and continental rifting in western Mexico—a paleomagnetic and

structural study. *Tectonophysics* 208, 365–376.

- Oskin, M. E., Arrowsmith, J. R., Corona, A. H., Elliott, A. J., Fletcher, J. M., Fielding, E. J., ... Teran, O. J. (2012). Near-field deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335(6069), 702–705.
- Pardo, M. and Suarez, G., (1993). Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in western Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391- 2394.
- Pardo, M., and Suárez, G., (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Rodríguez-Pascua, M.A; Pérez-López, R; Garduño-Monroy, V.H; Perucha, M.A; Israde-Alcántara, I. (2017). Estimation of the epicentral area of the 1912 Acambay earthquake (M 6.9, Mexico) determined from the earthquake archaeological effects (EAE) and the ESI07 macroseismic scale.
- Rodríguez-Pérez, Q., & Zúñiga, F. R. (2017). Seismicity characterization of the Maravatío-Acambay and Actopan regions, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 264–275.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921–924.
- Rosas-Elgukra, J., Ferrari, L., Martinez, M. L., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the guadalajara region and triple-junction area, western mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125–140.
- Rymer, M.J., Treiman, J.A., Kendrick, K.J., Lienkaemper, J.J., Weldon, R.J., Bilham, R., Wei, M., Fielding, E.J., Hernandez, J.L., Olson, B.P.E., Irvine, P.J., Knepprath, N., Sickler, R.R., Tong, .X., and Siem, M.E., (2011). Triggered surface slips in southern California associated with the 2010 El Mayor-Cucapah, Baja California, Mexico, earthquake: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010–1333 and California Geological Survey Special Report 221, 62 p., available at <https://pubs.usgs.gov/of/2010/1333/>.

- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14 (6), 1339–1350.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., & Litchfield, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(6), 2993–3011. <https://doi.org/10.1785/0120130052>
- Stock, J. M., and Hodges, K. V., (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8, 99–115.
- Suárez, G. and L. Ponce, (1986). Intraplate seismicity and crustal deformation in central Mexico [abs.]: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 67
- Suarez, G., (1992). El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sismol.*, 42: 3-15.
- Suárez, G., García-Acosta, V., & Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, 234(1–2), 117–127.
- Suárez, G., Caballero-Jiménez, G. V., & Novelo-Casanova, D. A. (2019). Active Crustal Deformation in the Trans-Mexican Volcanic Belt as Evidenced by Historical Earthquakes During the Last 450 Years. *Tectonics*.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., (1995a). The Aljibes halfgraben— active extension at the boundary between the trans- Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 107, 627–641
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Ferrar, E., (1995b). The Acambay graben: active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonics* 14, 1245–1262.

- Suter, M. (2015). The AD 1567 Mw 7.2 Ameca, Jalisco, Earthquake (Western Trans-Mexican Volcanic Belt): Surface Rupture Parameters, Seismogeological Effects, and Macroseismic Intensities from Historical Sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(2A), 646-656.
- Suter, M. (2019). The 1563 M i 8 Puerto de la Navidad subduction-zone and 1567 M W 7.2 Ameca Crustal earthquakes (Western Mexico): New insights from sixteenth-century sources. *Seismological Research Letters*, 90(1), 366–375.
- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J. P., Helmberger, D., ... Briggs, R. (2011). Superficial simplicity of the 2010 El Mayorg-Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. *Nature Geoscience*, 4(9), 615–618. <https://doi.org/10.1038/ngeo1213>
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wesnousky, S.G., (2008). Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Rupture. *Seismological Society of America Bulletin* 98 (4), 1609-1632.
- Zúñiga, F. R., Lacan, P., Rodríguez-Pérez, Q., & Márquez-Ramírez, V. H. (2019). Temporal and spatial evolution of instrumented seismicity in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, (October), 102390. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102390>.