

**Zona de cizalla Contreras, al sur de la Sierra de las Cruces: un ejemplo de la reactivación de fallas. Sector oriental del Cinturón Volcánico**

Alberto Vásquez Serrano<sup>\*1</sup>; Elizabeth Rangel Granados<sup>3</sup>; José Luis Arce Saldaña<sup>1</sup>; Lydia Valeria Santiago Figueroa<sup>2</sup>; Claudia Arango Galván<sup>4</sup>.

<sup>1</sup>Departamento de Procesos Litosféricos, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México

<sup>2</sup>División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, C.P. 04360, México

<sup>3</sup>Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México.

<sup>4</sup>Departamento de Geomagnetismo y Exploración Geofísica. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México.

**\*Autor de correspondencia:** [avasquez@geologia.unam.mx](mailto:avasquez@geologia.unam.mx)

ORCID de autores:

Alberto Vásquez Serrano (<https://orcid.org/0000-0002-5862-6781>)

26 Elizabeth Rangel Granados (<https://orcid.org/0009-0007-0002-2436>)

27 José Luis Arce Saldaña (<https://orcid.org/0000-0002-6879-6725>)

28 Lydia Valeria Santiago Figueroa (No tiene)

29 Claudia Arnago Galván (<https://orcid.org/0000-0002-2988-5303>)

30

31

## 32 **Resumen**

33 La Sierra de las Cruces (SC) es una cadena montañosa de origen volcánico ubicada  
34 en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano. Esta sierra tiene una  
35 orientación NNW-SSE y está constituida por estratovolcanes y domos de lava de  
36 composición dacítica y andesítica del Plioceno-Pleistoceno. A pesar de que la SC es  
37 cortada por un complejo conjunto de fallas y que ha presentado actividad sísmica  
38 reciente, aún se desconocen aspectos relacionados con la cinemática, geometría,  
39 arreglo e historia de deformación de dichas fallas. En este trabajo se analizan las  
40 fallas con orientación NE-SW, poniendo énfasis en la zona de cizalla Contreras.

41 Nuestros resultados revelan la existencia de tres familias de fallas en la SC, con  
42 orientaciones NNW-SSE, ~E-W y NE-SW. Las fallas ~ E-W presentan cinemática  
43 normal, mientras que las fallas NNW-SSE y NE-SW muestran cinemática oblicua con  
44 una componente normal dominante. Los análisis de Suma Normalizada de  
45 Correlación (SNC) indican que las fallas en la SC tienen un arreglo agrupado asociado  
46 con la reactivación de estructuras previas. La zona de cizalla Contreras presenta un  
47 rumbo NE-SW y tiene una longitud expuesta de 35 km y un ancho de 10 km.  
48 Asimismo, está formada por un pilar tectónico limitado por fallas normales con una  
49 ligera componente lateral izquierda. Las direcciones de los esfuerzos principales en  
50 esta zona de cizalla tienen orientaciones de 175/60, 078/04 y 345/29 para  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ,

respectivamente. De acuerdo con nuestros resultados, se propone que la zona de cizalla Contreras es producto de la reactivación de estructuras previas en condiciones de deformación tridimensional.

*Palabras clave:* Zona de cizalla Contreras, cinemática, reactivación de fallas, Sierra de las Cruces, cuenca de México.

## **Abstract**

The Sierra de las Cruces (SC) is a mountain range of volcanic origin located in the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. This range has an NNW-SSE trend and is composed of stratovolcanoes and lava domes of dacitic and andesitic composition of Pliocene-Pleistocene age. Although the SC is cut by a complex set of faults and has experienced recent seismic activity, aspects related to the kinematics, geometry, arrangement, and deformation history of these faults remain unknown. In this work, we analyze the NE-SW-trending faults, with emphasis on the Contreras Shear Zone. Our results reveal the existence of three families of faults in the SC, with NNW-SSE, ~E-W, and NE-SW trends. The ~E-W faults exhibit normal kinematics, while the NNW-SSE and NE-SW faults exhibit oblique kinematics with a dominant normal component. Normalized Correlation Sum (NCS) analyses indicate that faults in the CS have a clumped arrangement associated with the reactivation of previous structures. The Contreras shear zone has a NE-SW trend and has an exposed length of 35 km and a width of 10 km. It is also formed by a horst bounded by normal faults with a left-lateral component. The principal stress directions in this shear zone are 175/60, 078/04, and 345/29 for  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$ , respectively. Based on our results, we

propose that the Contreras Shear Zone is the product of the reactivation of previous structures under three-dimensional deformation behavior.

**Keywords:** Contreras shear zone, kinematics, fault reactivation, Sierra de las Cruces, Mexico basin.

## 1. Introducción

La cuenca de México es una depresión continental limitada por cuatro serranías: al norte por la Sierra de Pachuca, al oriente por la Sierra Nevada, al sur por la Sierra de Chichinautzin y al poniente por la Sierra de Las Cruces (Figura 1. Arce *et al.*, 2019). Esta última sierra corresponde a una cadena volcánica que tiene una orientación preferencial NNW-SSE, la cual está constituida por domos y flujos de lava, estratovolcanes y complejos volcánicos formados durante el Plioceno-Pleistoceno y cuyas rocas son principalmente dacitas y andesitas (Figura 2; Arce *et al.*, 2019). Con base en las edades radiométricas (K-Ar y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ) y variaciones en las polaridades paleomagnéticas, se ha sugerido que la actividad volcánica ha migrado de norte (3.7 Ma) a sur (0.9 Ma) (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Mejía *et al.*, 2005; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006; Arce *et al.*, 2008). Las partes altas de la Sierra de Las Cruces están constituidas principalmente por lavas, mientras que sus laderas están conformadas por depósitos volcanoclásticos (lahares y flujos de escombros), piroclásticos (flujos piroclásticos y depósitos de caída) y fluviales. Todos estos depósitos se intercalan con sedimentos lacustres en las partes más bajas (Arce *et al.*, 2019).

La Sierra de Las Cruces está afectada por un conjunto de fallas geológicas con al menos tres orientaciones preferenciales: NNW-SSE, NE-SW y E-W (Figura 2. Mooser, 1992; García-Palomo *et al.*, 2008). Aunque desde mediados del siglo XX se han descrito algunas de estas fallas, aún se desconocen la cinemática y la geometría de la mayoría de éstas. Asimismo, la relación entre los distintos sistemas de fallas es poco conocida, a pesar de que aparentemente han estado activas de manera simultánea desde el Pleistoceno tardío. Además, existe un lapso de más de 16 años en el que no se han realizado estudios estructurales detallados dentro de dicha sierra. Aunado a lo anterior, en los últimos años, la zona poniente de la Ciudad de México ha llamado la atención debido al fenómeno de los llamados “microsisimos”. Esta actividad sísmica, caracterizada por eventos de magnitud menor a 3.3 y profundidades de entre 3 y 0.8 km y relacionados con fallas (Servicio Sismológico Nacional, 2026), representa un peligro potencial para la población del poniente de la ciudad. Este fenómeno aceleró la necesidad de conocer con detalle la ubicación, cinemática e historia de actividad de las fallas geológicas localizadas en el sector occidental de la Ciudad de México, particularmente en la ladera oriental de la Sierra de Las Cruces.

La zona de cizalla Contreras, la cual se define por primera vez en este trabajo, constituye una estructura importante dentro del sector centro-sur de la Sierra de Las Cruces. Su prolongación hacia el noreste, dentro de la zona lacustre, intercepta la región donde se han registrado los microsisimos. En este trabajo se analiza la cinemática, geometría e historia de actividad de esta zona de cizalla.

## 2. Marco Geológico

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico activo desde el Mioceno (Ferrari *et al.*, 2012), originado por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Figura 1). Tiene una longitud de más de 1000 km y un ancho variable de entre 90 y 250 km en promedio. A diferencia de otros arcos volcánicos, el CVTM no es paralelo a la trinchera debido a la subducción plana de la placa de Cocos, lo que le confiere una orientación preferencial E-W y provoca que, en su sector oriental, el arco esté muy alejado de la trinchera (Figura 1) (Ferrari *et al.*, 2012; Manea *et al.*, 2013).

Dentro del sector oriental del CVTM, se encuentra la cuenca de México (Figura 1). Esta cuenca está limitada por serranías de origen volcánico, las cuales se formaron en distintos periodos de actividad volcánica (Fries, 1960; Bloomfield, 1975; Alba-Aldave *et al.*, 1996; García-Palomo *et al.*, 2000; Osete *et al.*, 2000; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Siebe *et al.*, 2004a; Mejía *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2008, 2013, 2015; Lenhardt *et al.*, 2010; Cadoux *et al.*, 2011; Macias *et al.*, 2012; Jaimes-Viera *et al.*, 2018). Asimismo, la cuenca de México también es el resultado de la actividad de fallas geológicas, las cuales han estado activas desde el Oligoceno, como es el caso de la falla Mixhuca (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Otros grupos de fallas que moldean a la cuenca son el sistema de fallas Tenochtitlan NE-SW (De Cserna *et al.*, 1988; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022), el sistema Apan NE-SW (García-Palomo *et al.*, 2018) y el sistema La Pera E-W (Delgado-Granados *et al.*, 1995).

### **2.1. Estratigrafía del sector centro-sur de la cuenca de México**

Las rocas más antiguas dentro de la cuenca de México pertenecen al basamento sedimentario del Cretácico (Figura 1). Estas rocas son principalmente calcáreas y se

agrupan dentro de las formaciones Morelos (rocas de plataforma), Cuautla (rocas de talud) y Mezcala (turbiditas de la cuenca de antepaís del Cretácico tardío). Las rocas calcáreas del basamento no afloran dentro de la cuenca; sin embargo, han sido cortadas por pozos a 1.5 y 2 km de profundidad (pozos Mixhuca y Tulyehualco respectivamente) y se exponen en el cañón de Lobos al oriente de Cuernavaca, Morelos (Figura 1. Fríes, 1960; Pérez-Cruz, 1998; Arce *et al.*, 2019).

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas calcáreas del Cretácico, se encuentra la formación Balsas del Eoceno (Figura 1), la cual se caracteriza por una intercalación de conglomerados, con clastos principalmente de calizas, depósitos volcanoclásticos, lacustres y fluviales (Fries, 1960). La formación Balsas no aflora dentro de la cuenca de México, pero ha sido descrita en pozos profundos (pozo Texcoco) y en el área de Cuernavaca (Fries, 1960; Arce *et al.*, 2019). Cubriendo a la Formación Balsas se encuentra un grupo de rocas volcánicas de la formación Tilzapotla de edad Oligoceno (Figura 1). Dentro de la cuenca de México, estas rocas se han encontrado en los pozos profundos Texcoco, Mixhuca y Roma a profundidades de entre 950 y 2200 m (Pérez-Cruz, 1988; Arce *et al.*, 2019). Sobreyaciendo a las rocas volcánicas del Oligoceno se encuentra la formación Tepoztlán del Mioceno. Esta formación está constituida por una intercalación de lavas (andesitas y dacitas), depósitos piroclásticos, volcanosedimentarios y fluviales (Lenhardt *et al.*, 2010). Las rocas de esta formación se han ubicado en varios pozos profundos (Mixhuca, Texcoco, Copilco, Tulyehualco y San Lorenzo Tezonco), así como en la Sierra de Guadalupe, lo cual sugiere que está ampliamente distribuida dentro de la cuenca de México (Pérez-Cruz, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Arce *et al.*, 2013, 2015, 2019, 2020).

174 En la región centro-sur de la cuenca de México, sobre la formación Tepoztlán, existen  
175 depósitos principalmente volcánicos del Plioceno-Holoceno, relacionados con la  
176 actividad volcánica de las sierras: Nevada, Chichinautzin y Las Cruces (Figuras 1 y  
177 2). La Sierra de las Cruces, con una orientación preferencial NNW-SSE y una longitud  
178 de ~80 km, está conformada por domos y flujos de lava, estratovolcanes y complejos  
179 volcánicos entre los que destacan La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar,  
180 San Miguel, Ajusco, La Corona y Zempoala (Figura 2). Estas estructuras volcánicas  
181 tienen un rango de edad de entre 3 y 0.4 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*,  
182 2000; Mejía *et al.*, 2005; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006; Arce *et al.*, 2008), y composiciones  
183 de andesita y dacita principalmente (Figura 2). Aunque, Arce *et al.* (2019) reportan  
184 una edad de 37 ka para un depósito de caída asociado al estratovolcán San Miguel,  
185 ubicado en el centro-sur de la sierra. Por su parte, la Sierra Nevada, con una  
186 orientación N-S y una longitud de ~70 km, incluye a los estratovolcanes Tláloc,  
187 Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Figura 1). No existe un patrón en la variación de  
188 la edad de las estructuras volcánicas, pero es probable que el volcán Tláloc sea el  
189 más antiguo (1.8 Ma), mientras que el volcán más joven es el Popocatepetl,  
190 actualmente activo (Siebe y Macias, 2006; Espinaza Pereña y Martin Del Pozzo.  
191 2006; Cadoux *et al.*, 2011; Macias *et al.*, 2012; Rueda *et al.*, 2013; Sosa-Ceballos *et*  
192 *al.*, 2015). La composición química de los productos volcánicos de la Sierra Nevada  
193 varía de andesitas a dacitas en los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, y de  
194 andesitas a riolitas en los volcanes Tláloc y Telapón (Nixon, 1989; Straub y Martin Del  
195 Pozzo, 2001; Martin Del Pozzo *et al.*, 2008; Macias *et al.*, 2012; Sosa-Ceballos *et al.*,  
196 2015; Siebe *et al.*, 2017). La Sierra de Chichinautzin, con una orientación E-W y una  
197 longitud de ~85 km, está conformada por al menos 220 volcanes monogenéticos con  
198 edades que van de 1.2 a 0.0016 Ma (Bloomfield, 1975). Con base en su edad, la sierra



de Santa Catarina, los volcanes Cerro de La Estrella y Peñón del Marqués, y el flujo de lava Papayo, también se agrupan dentro de la actividad de la Sierra de Chichinautzin (Macias *et al.*, 2012; Jaimes-Viera *et al.*, 2018, Arce *et al.*, 2019). Las composiciones químicas de los productos volcánicos asociados a esta sierra varían desde basaltos hasta dacitas (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999; Siebe, *et al.*, 2004b, 2005; Meriggi, *et al.*, 2008; Guilbaud *et al.*, 2009; Arce *et al.*, 2013, 2015, 2024; Nieto-Torres *et al.*, 2023; Sandoval-García *et al.*, 2024). Finalmente, intercalando y cubriendo los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Plioceno-Holoceno, se encuentra un paquete de sedimentos lacustres. Estos sedimentos tienen edades que van desde 1 Ma hasta el Holoceno y han sido descritos en algunos pozos profundos como en el San Lorenzo Tezonco y Tulyehualco (Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Brown *et al.*, 2012; Arce *et al.*, 2013; Lozano-García *et al.*, 2017).

## **2.2. Estructuras en el sector centro-sur de la cuenca de México**

La cuenca de México es una depresión, cuya geometría se debe a la presencia de fallas geológicas, las cuales controlan aspectos como su sedimentación, vulcanismo, sismicidad y subsidencia. Dentro de la cuenca se han identificado al menos tres sistemas de fallas principales que tienen orientaciones NNW-SSE, NE-SW y E-W. Aunque la relación temporal entre los distintos sistemas de fallas no es del todo clara, se ha propuesto que las fallas NNW-SSE y NE-SW registran actividad previa al Plioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2002, 2008, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). En contraste, las fallas E-W presentan un único registro de actividad dentro de la cuenca de México y podrían haberse originado bajo

las condiciones tectónicas de extensión ~N-S en el sector oriental del CVTM (Figura 1. Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998; 2002; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). No obstante, cabe mencionar que algunos estudios sugieren que las fallas E-W tuvieron actividad durante el Mioceno tardío (García-Palomo *et al.*, 2002).

Por otro lado, dentro de la cuenca de México destacan fallas kilométricas, como la falla Mixhuca con orientación NNW-SSE, la cual constituye el límite oriental de la fosa tectónica Roma (Figura 1. Pérez-Cruz, 1988). Otra falla kilométrica importante es la falla Agrícola Oriental, con orientación NE-SW (Figura 1), que representa el límite norte de la fosa Agrícola Oriental y forma parte del sistema de fallas Tenochtitlan (De Cserna *et al.*, 1988; Vásquez-Serrano *et al.*, 2019; Arce *et al.*, 2019). En cuanto a las fallas kilométricas con orientación E-W, se ha reportado la presencia de las fallas Xochimilco, Tenango y La Pera (Figura 1). Todas estas fallas se ubican dentro de la Sierra de Chichinautzin al sur de la cuenca de México y se agrupan dentro del sistema de fallas La Pera (Delgado-Granados *et al.*, 2000; Norini *et al.*, 2006; Lenhardt *et al.* 2010; Campos-Enríquez *et al.*, 2015). La actividad sísmica registrada en la cuenca de México sugiere que todos estos sistemas de fallas (NNW-SSE, NE-SW y E-W) son activos bajo el régimen extensional actual del CVTM (Campos-Enríquez *et al.*, 2015; Bello-Segura *et al.*, 2025; Servicio Sismológico Nacional, 2026).

### **2.3. Fallas geológicas en la Sierra de las Cruces**

La Sierra de las Cruces está afectada por una serie de fallas geológicas pertenecientes a los tres sistemas reconocidos en la cuenca de México (García-Palomo *et al.*, 2008). Los pocos estudios existentes sobre esta temática son de carácter geológico-estructural, pero éstos no han logrado definir con precisión la

geometría, cinemática, cantidad de desplazamiento ni la historia de actividad de muchas de estas fallas. En el trabajo de García-Palomo *et al.* (2008) se integró información de las fallas de toda la sierra y se identificaron algunas fallas kilométricas que dan una idea sobre la compleja deformación extensional dentro de la sierra (Figura 2). En general, estos autores describen tres sistemas de fallas con cinemática principalmente normal y orientaciones NNW-SSW, NE-SW y E-W. Entre las fallas NNW-SSE se encuentran la zona de falla Tula-Mixhuca y las fallas Ayotuzco; entre las fallas NE-SW destacan la zona de falla Catedral, la falla Río Hondo, la falla Satélite, la falla Contreras y la falla Chalma. Finalmente, las fallas E-W identificadas en la sierra son las fallas Ixtlahuaca-Otomí-Barrientos y las fallas Tenango-La Pera (Figura 2). Todos estos sistemas de fallas cortan la sucesión volcánica del Plioceno-Pleistoceno, lo cual sugiere que su actividad es principalmente holocénica.

### 3. Metodología

La metodología empleada en este estudio incluyó trabajo de campo en sitios estratégicos a lo largo de la traza de la zona de cizalla Contreras (Lomas de Tarango y Los Dinamos; ver figura 3). Durante el trabajo de campo se midió la orientación de las fracturas y fallas, se tomaron datos de estrías y se identificaron indicadores cinemáticos (p. ej., escalones, fibras de crecimiento, medias lunas y fracturas Riedel) con el objetivo de determinar la dirección de desplazamiento y el tipo de movimiento de las fallas. Asimismo, se realizó una descripción detallada de la zona de daño asociada a la falla Contreras (Figuras 3 y 4). Con los datos medidos en campo y tomando información previa de otros trabajos (Salinas-Garcés, 2014), se elaboró un mapa geológico-estructural de la parte centro-sur de la Sierra de las Cruces, que

incluye los volcanes San Miguel y El Ajusco. Adicionalmente, se construyó una sección geológica-estructural que muestra la geometría de la zona de cizalla Contreras.

El presente trabajo, también incluye la elaboración de un mapa de lineamientos morfológicos de la Sierra de las Cruces, tomando como referencia los trabajos de García-Palomo *et al.* (2008) y Vásquez-Serrano *et al.* (2022). Con este mapa se realizó un análisis de la distribución del tamaño de los lineamientos, así como de su arreglo, enfocándose principalmente en aquellos con orientación NE-SW. El arreglo de los lineamientos morfológicos y de las fracturas medidas en el campo se determinó mediante el código de Matlab CorrCount de Marrett *et al.* (2018), mientras que el análisis de estrías de falla, con el fin de obtener las direcciones de los esfuerzos principales y de extensión, se hizo con ayuda de los programas WinTensor (Delvaux y Sperner, 2003) y Faultkin (Allmendinger, 2025).

### **3.1. Arreglo de fracturas y distribución del tamaño**

Para analizar el arreglo de las fracturas a escala kilométrica y mesoscópica, se midió su espaciamiento utilizando líneas de muestreo perpendiculares al rumbo de las estructuras (Figura 5). Para el caso de la escala kilométrica, con ayuda del mapa de lineamientos, se midió el espaciamiento entre lineamientos morfológicos a lo largo de toda la Sierra de las Cruces, mientras que, para la escala mesoscópica, se realizaron mediciones en campo dentro de la zona de daño de la falla Contreras (Figura 4), empleando cinta métrica y el comparador de Ortega *et al.* (2006). Los datos de espaciamiento fueron analizados en el código CorrCount de Marrett *et al.*, (2018), el cual compara el patrón de distribución espacial de las fracturas en una dimensión con

patrones asociados con arreglos agrupados (distribución fractal), regularmente espaciados o aleatorios. Cada tipo de arreglo de fracturas puede estar relacionado con procesos de neoformación, reactivación y/o herencia de fracturas (Marrett *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2019; Vásquez-Serrano *et al.*, 2024).

Asimismo, se determinó la distribución del tamaño de las fracturas mediante la longitud (para los lineamientos morfológicos) y la apertura (a escala mesoscópica). Con estos datos se elaboraron diagramas de frecuencia-tamaño, a los cuales se les ajustaron tres funciones: ley de potencia, logarítmica y exponencial, utilizando una hoja de cálculo (Microsoft Excel®). De acuerdo con la literatura sobre análisis de fracturas, se ha sugerido que estas suelen mostrar un comportamiento fractal (Barton y LaPointe 1995), por lo que su relación frecuencia-tamaño se ajusta a una función de ley de potencia,  $y = x^n$ , donde el exponente  $n$  es la dimensión fractal. En este trabajo, el ajuste en los diagramas frecuencia-tamaño se realizó considerando únicamente la parte central, donde los datos tienden a dibujar una recta. Los tramos que muestran tendencia a la horizontalidad (tamaños pequeños) o a la verticalidad (tamaños grandes) no fueron considerados para calcular  $n$ , dado que se ha sugerido que reflejan efectos de censura en la medición de los datos, lo cual acarrea un error en la estimación de  $n$  (Barton y LaPointe, 1995).

## 4. Resultados

### 4.1. Definición de la zona de cizalla Contreras

La zona de cizalla Contreras se ubica en la región centro-sur de la Sierra de las Cruces, donde corta la parte central del estratovolcán San Miguel (Figura 2). Esta

zona de cizalla tiene un ancho de aproximadamente 15 km y está definida por un conjunto de discontinuidades kilométricas, segmentadas, anastomosadas y, en algunos casos, escalonadas, con rumbo preferencial NE-SW y algunas con rumbo ENE-WSW. Las discontinuidades con rumbo NE-SW presentan una cinemática oblicua con una componente menor lateral izquierda, y delimitan un pilar tectónico, denominado en este trabajo como “pilar Contreras”. El límite sur de este pilar está representado por la falla Contreras (Mooser, 1992), mientras que el límite norte está representado por la falla Desierto de los Leones (Figuras 2 y 3; García-Palomo et al., 2008).

En la falla Contreras, algunos de sus segmentos son cóncavos hacia el SE y se trenzan a lo largo de una zona de alrededor de 2 km de ancho, mientras que en la falla Desierto de los Leones existen segmentos cóncavos hacia el NW, aunque los de mayor longitud suelen ser rectos (Figura 3). Dentro de la zona de cizalla Contreras, los segmentos de falla varían entre 0.5 y 10 km de longitud, y tienden a agruparse y a ser más numerosos en los límites del pilar Contreras, mientras que en la parte central del pilar son escasos o ausentes (Figura 3). Además, a lo largo de la traza de las fallas, en particular de la falla Contreras, se localizan algunas estructuras volcánicas de la Sierra de las Cruces y de la Sierra de Chichinautzin, como los domos de lava Cerro del Judío y Las Palmas, así como el cono de escorias Cerro Cajete (Figura 3). En la región de Los Dinamos es posible observar el escarpe de la falla Contreras, donde corta a rocas dacíticas del volcán San Miguel (Figura 4). En esta región el núcleo de la falla tiene un espesor de ~20 m, y una zona de daño caracterizada por una serie de fracturas de cizalla paralelas a la falla principal y fracturas extensionales con orientaciones ~E-W y ~N-S.

La zona de cizalla Contreras también incluye un grupo de fallas kilométricas que tiene un arreglo en mosaico, las cuales se ubican en el sector NE de dicha zona de cizalla (Figura 3). Las fallas tienen también una orientación NE-SW y ENE-WSW, y afectan a depósitos volcanoclásticos, piroclásticos y aluviales en la zona de piedemonte de la Sierra de Las Cruces (Zona de Lomas) (Figura 3). En trabajos previos (Aguilar - Velázquez *et al.*, 2025), se han definido dos fallas con cinemática normal pertenecientes a este grupo, las cuales se han nombrado como: falla Mixcoac y falla Barranca del Muerto (Figura 3).

#### **4.2. Lineamientos morfológicos en la Sierra de las Cruces**

Dentro de la Sierra de las Cruces existe un conjunto de lineamientos morfológicos que tienen orientaciones preferenciales NNW-SSE, E-W y NE-SW. Esta última orientación es la más frecuente, mientras que la NNW-SSE es la menos común (Figura 5). Los lineamientos NE-SW están ampliamente distribuidos dentro de la sierra y tienden a formar agrupaciones incipientes, especialmente en zonas cercanas a las fallas kilométricas (Figuras 2 y 5). Por otro lado, los lineamientos NNW-SSE y E-W forman grupos mejor definidos, los cuales están localizados a lo largo de grandes zonas de cizalla (p. ej., zona de cizalla Ayotuzco o zona de cizalla Ixtlahuaca-Otomí; Figura 2). Tomando en cuenta la longitud de los lineamientos morfológicos para cada familia (NE-SW, NNW-SSE y E-W) y representándolos en gráficos de frecuencia acumulada contra su longitud, se observa que las tres familias de lineamientos, así como todos los lineamientos (sin distinción de orientación), se ajustan a una función exponencial en la relación frecuencia-tamaño (Figura 6). No obstante, al eliminar las porciones horizontales y verticales de los gráficos de la figura 6, las cuales se han interpretado

como resultado del sesgo en la definición de los lineamientos, los datos se ajustan mejor a una función de ley de potencia  $y=x^n$ . El exponente  $n$  obtenido para los lineamientos NE-SW es de -1.61, mientras que para los lineamientos E-W y NNW-SSE los valores son -1.45 y -1.55, respectivamente (Figura 6). Considerando el conjunto total de lineamientos, sin distinción de la orientación, se obtiene un valor de  $n = -1.47$ .

En el mapa de lineamientos de la figura 5 se trazaron tres líneas de muestreo perpendiculares al rumbo de las tres principales tendencias de lineamientos, donde se midieron datos de espaciamiento y longitud. Con estos datos se realizaron gráficos que muestran la variación de la longitud de los lineamientos en función de la distancia (Figura 7). Los lineamientos NE-SW presentan una distribución relativamente homogénea, con una incipiente tendencia a la formación de grupos. Su longitud máxima es de 25 km y la mínima de 800 m. En contraste, los lineamientos E-W forman grupos mejor definidos, particularmente dos: uno al norte y otro al sur de la Sierra de las Cruces. Asimismo, su longitud máxima es de 30 km y la mínima de 2 km. Por su parte, los lineamientos NNW-SSE forman un patrón interesante en su distribución a lo largo de la línea de muestreo E-W, donde muestran una tendencia a aumentar en su longitud hacia la parte central de la Sierra de las Cruces, donde se registra la máxima longitud (20 km). Las longitudes mínimas se encuentran en los extremos de la línea de muestreo, tanto al oriente como al poniente de la Sierra de las Cruces. A diferencia de las otras familias de lineamientos, en este caso no se observa una definición clara de grupos (Figura 7).

Aplicando el método de Suma Normalizada de Correlación (SNC) (Marrett *et al.*, 2018) a los datos de espaciamiento entre lineamientos, se observa que las tres familias de lineamientos (NNW-SSE, E-W y NE-SW) presentan un arreglo característico de



individuos agrupados (véase Figura 12e en Marrett *et al.*, 2018). Los grupos de lineamientos NE-SW tienen un ancho promedio de 8.7 km, mientras que en los grupos de lineamientos E-W y NNW-SSE los anchos son de 10 y 5 km, respectivamente. En todos los casos, la variación del SNC con respecto a la escala despliega un patrón de plataforma y cuenca (Figura 7). Estos patrones se definieron con mayor claridad en el código CorrCount al emplear un valor de 100 para “*number of lags*” y 50 para “*windowing*”.

#### **4.3. Fracturas mesoscópicas en la zona de cizalla Contreras**

Las fracturas mesoscópicas en la zona de cizalla Contreras son principalmente extensionales, de cizalla e híbridas. A escala mesoscópica, estas fracturas cortan a lavas dacíticas del estratovolcán San Miguel (Figura 4b), mientras que, en el piedemonte oriental de la sierra, dichas estructuras cortan a depósitos volcaniclásticos, piroclásticos y paleosuelos (Figura 3 y 4). Las fracturas presentan tres orientaciones preferenciales: NNW-SSE, E-W y NE-SW (Figura 3). En la región del piedemonte se observa que las tres familias de fracturas son principalmente extensionales e híbridas.

En el cañón de Los Dinamos, a lo largo de la traza de la falla Contreras (Figura 3), se identificó el conjunto de fracturas de Riedel (Riedel, 1929), las fracturas NNW-SSE son extensionales (T en el modelo de Riedel), mientras que las fracturas NE-SW y ESE-WNW son de cizalla. Las fracturas NE-SW son paralelas a la falla Contreras y representan a las fracturas tipo X, mientras que las fracturas ESE-WNW estarían asociadas con las discontinuidades tipo P. Dentro de la zona de daño de la falla Contreras se midió el espaciamiento y la apertura (espesor en el caso de las fracturas

de cizalla) de las fracturas extensionales (T) y de cizalla (X) en dos líneas de muestreo. Con estos datos se analizó la relación frecuencia-tamaño, la distribución de las fracturas a escala mesoscópica y se determinó su arreglo. Los gráficos de frecuencia acumulada contra el tamaño muestran que la variación del tamaño (espesor) de las fracturas de cizalla se ajusta mejor a una función logarítmica cuando se consideran todos los datos (Figura 8). No obstante, al eliminar el sesgo, la función que mejor describe la variación del tamaño es una ley de potencia, con un exponente  $n$  de -0.77 (Figura 8a). En el caso de las fracturas extensionales, los datos definen claramente dos pendientes en el gráfico frecuencia acumulada contra la apertura (Figura 9b), ambas ajustadas a una ley de potencia. Para las fracturas de mayor apertura (entre 0.3 y 0.8 cm), el exponente  $n$  tiene un valor de -2.37, mientras que para las fracturas de menor apertura (entre 0.008 y 0.2) el exponente  $n$  es de -0.37 (Figura 8b).

La distribución de las fracturas de cizalla define ciertos grupos, los cuales incluyen a fracturas de diferente espesor (apertura) en un rango que va desde 0.01 a 4 cm (Figura 8c). Las fracturas extensionales también tienden a agruparse, aunque es notable la formación de dos patrones: uno asociado con un rango menor en la apertura (0.1 a 0.8 cm) y otro relacionado con un rango más amplio (0.008-0.8 cm) (Figura 8d). Utilizando el método de SCN (Marrett *et al.*, 2018), es posible apreciar que las fracturas extensionales y de cizalla presentan arreglos distintos (Figuras 8e y f). En las fracturas de cizalla, el arreglo corresponde a grupos fractales (véase Figura 12f en Marrett *et al.*, 2018), en donde el ancho de los grupos es de 2 m. En las fracturas extensionales, en cambio, se observa un arreglo combinado: a escalas pequeñas (<60 cm) el patrón de individuos agrupados define mejor su arreglo, mientras que a escalas mayores (entre 60 cm y 2 m) predominan grupos fractales

(Figura 8f). El ancho de los grupos en escalas pequeñas es de 55 cm, mientras que en escalas grandes es de 2 m (Figuras 8e y f).

#### **4.4. Análisis cinemático de la zona de cizalla Contreras**

A lo largo de la zona de cizalla Contreras se midió la orientación, el vector de desplazamiento y el tipo de movimiento de varios planos de fallas mesoscópicas, con orientaciones NE-SW, NNW-SSE y E-W. Estos datos fueron analizados mediante el método de Bingham, utilizando el programa Faultkin (Allmendinger, 2025), con el objetivo de determinar la orientación de las extensiones principales ( $\epsilon_1$ ,  $\epsilon_2$ , y  $\epsilon_3$ ). Se obtuvieron valores (rumbo/echado) de 342.2/19, 074/7.2, y 184.5/69.5 para  $\epsilon_1$ ,  $\epsilon_2$ , y  $\epsilon_3$ , respectivamente. Estas orientaciones se asocian con una extensión NNW-SSW ligada con la zona de cizalla Contreras en el sector centro-sur de la Sierra de las Cruces. Asimismo, la pelota de playa obtenida a partir de los datos sugiere un mecanismo de falla de tipo normal con una ligera componente lateral izquierda, mientras que el diagrama de polos de los planos de fallas no describe sistemas conjugados (Figura 9a).

Por otro lado, con datos de orientación medidos en fracturas Riedel identificadas a lo largo de la falla Contreras (Figuras 3 y 9b), se determinó la forma del elipsoide de esfuerzos y la orientación de los esfuerzos principales, siguiendo la metodología de Angelier (1989) y utilizando el programa WinTensor. El proceso de inversión de datos se realizó mediante el método del *Right Dihedron*, obteniéndose una orientación (rumbo/echado) de 169/52, 264/04 y 357/38 para  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ , respectivamente, mientras que R (relación de aspecto del elipsoide de esfuerzo) tuvo un valor de 0.41 (Figura 9b). Asimismo, el eje principal de acortamiento máximo presenta una

orientación NW-SE en la parte central de la falla Contreras (Figura 9b). Esta orientación coincide con las relaciones angulares entre las fracturas del conjunto Riedel, donde se observa que las fracturas extensionales (T) forman un ángulo mayor a 45° con respecto a las fracturas X, lo que sugiere un régimen local de transpresión en una falla oblicua con una componente lateral izquierda (Figuras 3 y 9b).

Ahora bien, si se toman en cuenta las fallas mesoscópicas dentro de la zona de cizalla Contreras y se aplica un proceso de inversión con el programa WinTensor, considerando el método de *Right Dihedron*, es posible observar en el gráfico de Hoeppener que existen grupos de datos que tienen diferentes direcciones de extensión (Figura 10a). Por otro lado, la orientación de los esfuerzos principales obtenida muestra que  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$  tienen valores de 175/60, 078/04 y 345/29, respectivamente, y que el valor de R es de 0.33. Asociada con la orientación y la dirección de desplazamiento de las fallas mesoscópicas en la zona de cizalla Contreras, la extensión en el sector centro-sur de la Sierra de las Cruces tiene una orientación NW-SE, aunque también existe una extensión menos intensa en la dirección NE-SW (Figura 10b).

## 5. Discusión

### 5.1. La zona de cizalla Contreras y el sistema de fallas NE-SW en la Sierra de las Cruces

La zona de cizalla Contreras pertenece a un grupo de fallas con orientación NE-SW y está formada por un pilar tectónico (pilar Contreras) delimitado por dos fallas normales: falla Desierto de los Leones y falla Contreras (Figura 3). Las fallas NE-SW

aparece a partir del flanco sur del volcán Iturbide y se extiende hasta el volcán Zempoala en el sur (Figura 2). En la Sierra de Las Cruces, el grupo de fallas NE-SW tiene un ancho de 60 km y se correlaciona con el sistema de fallas Tenochtitlan, que se extiende desde las costas del Pacífico, en el estado de Guerrero, hasta la región de Apan, Hidalgo (De Cserna *et al.*, 1998; García-Palomo *et al.*, 2000, 2002, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022).

Mooser (1992) y García-Palomo *et al.* (2008) definieron a la falla Contreras como un trazo continuo, de cinemática normal, que corta a rocas del Plioceno-Pleistoceno del volcán San Miguel. Según estos autores, el plano de la falla se inclina hacia el NW, con el bloque de techo desplazado en esa misma dirección. Sin embargo, en este trabajo se determinó que la falla Contreras es una estructura segmentada que corta a las rocas del volcán San Miguel (Figura 3) y que estos segmentos son cóncavos hacia el SE a escala kilométrica, lo cual sugiere que el bloque de techo se encuentra en el SE y no en el NW como se había propuesto previamente (García-Palomo *et al.*, 2008). Esta cinemática se confirma con los datos medidos en el campo, donde además se determinó que las fallas tienen una componente lateral izquierda (Figuras 3 y 9b). Así mismo, la geometría y cinemática normal de la falla Contreras es congruente con lo que sugiere Jaimes-Viera *et al.* (2025), aunque no se reportan datos estructurales que demuestren dicha cinemática como se hace en este trabajo.

En conjunto con la falla Contreras, existe una falla NE-SW llamada Desierto de los Leones (Figura 3). Esta falla corta rocas del flanco NW del volcán San Miguel y representa el límite noroeste del pilar tectónico Contreras (Figuras 2 y 3).

En la zona de piedemonte, hacia la prolongación noreste del pilar tectónico Contreras, existe un conjunto de fallas secundarias con orientaciones NNE-SSW y ENE-WSW que cortan una sucesión de depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Pleistoceno

(Figura 3). En conjunto, estas fallas conforman un arreglo de mosaico, el cual es característico de regiones donde interactúan fallas kilométricas con rumbo similar, debido a procesos de coalescencia (Ramsay, 1967; Cladouhos y Marrett, 1996; Fossen, 2016). En estas regiones suelen formarse estructuras de cola de caballo, asociadas con el desarrollo de la conexión entre estructuras mayores con cinemática lateral (Witt *et al.*, 2012; Nevitt *et al.*, 2023)). La presencia del mosaico de fallas puede sugerir que estas estructuras pudieron formarse en alguna etapa previa al Pleistoceno, ya que la cinemática más reciente para las fallas NE-SW es principalmente normal.

Dentro del cañón de Los Dinamos, al poniente de la Ciudad de México, se expone tanto el núcleo como la zona de daño de la falla Contreras (Figuras 3 y 4). El núcleo está constituido por material pulverizado (salbanda) de tonalidades blanquecinas y rojizas hacia el centro, y por una brecha con clastos angulosos de lavas dacíticas en los bordes. El espesor expuesto del núcleo es de 20 m. Estas características se pueden asociar con fallas con ángulos de fricción y cohesión muy bajos, cercanos a cero, lo que las hace susceptibles a desplazarse en condiciones de un esfuerzo diferencial menor en comparación con fallas cuyo núcleo está conformado por rocas más cohesivas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2000). Rodeando al núcleo existe una zona de daño de 1 km de espesor dominada por fracturas de cizalla, híbridas y extensionales. Las fracturas de cizalla tienen un arreglo agrupado en donde dominan las fracturas con espesor pequeño (Figura 8). Las fracturas extensionales por su parte presentan un arreglo agrupado caracterizado por dos patrones (Figura 8): individuos agrupados a escalas menores de 50 cm, probablemente generados por herencia o reactivación, y un patrón fractal a escalas mayores a 50 cm (Figura 8f). La existencia de los dos grupos de fracturas extensionales se confirma con la formación de dos pendientes en

el gráfico de frecuencia acumulada contra la apertura, donde se observan dos grupos de fracturas con distinta distribución del tamaño (Figura 8b). Estos patrones en el arreglo y distribución del tamaño pueden ser el efecto de la sobreposición de fracturas, como se ha sugerido en Brogi (2011) y en Vásquez-Serrano *et al.* (2022).

Tomando en cuenta el espesor del núcleo de la falla Contreras (20 m) y el espesor de la zona de daño (1000 m), es posible conocer el valor de  $F_m$  ( $F_m$ =espesor de la zona de daño/espesor total de la zona de falla), el cual caracteriza la arquitectura de la falla y su permeabilidad a través del modelo conceptual de Caine *et al.* (1996). El valor de  $F_m$  para la falla Contreras es de 0.98, lo que sugiere un deslizamiento distribuido acomodado por fracturas de cizalla discretas y redes de fracturas, indicando que la falla actúa como conducto distribuido (Caine *et al.*, 1996).

Otro aspecto importante observado en este trabajo es la relación angular que existe entre las fracturas dentro de la zona de daño de la falla Contreras (Figuras 3 y 9b). Según el modelo de Riedel, la relación angular entre las fracturas X y T (mayor a 45 grados) indica que la zona de falla en el área de Los Dinamos se encuentra bajo un régimen de transpresión (Fossen y Cavalcante, 2017). Este régimen es posible gracias a la componente lateral que tiene la falla Contreras. En fallas con cinemática oblicua es común que se presenten sitios de transpresión y transtensión a lo largo de su traza (Ramsay, 1967; Fossen, 2016; Fossen y Cavalcante, 2017).

## **5.2. Deformación en el sector centro-sur de la Sierra de las Cruces**

De las tres familias de fallas descritas en la Sierra de las Cruces, solo las fallas E-W son compatibles con la dirección de extensión NNE-SSW propuesta para el Cinturón Volcánico Transmexicano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; García-Palomo *et al.*, 2008;

Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). La actividad de las otras dos familias de fallas no puede explicarse mediante un modelo de neoformación bajo las condiciones de extensión actuales. En el sector centro-sur de la Sierra de las Cruces, estas tres familias de fallas se intersectan y afectan rocas que tienen un rango de edad de entre 2.29 y 0.39 Ma (Figura 2), lo que sugiere que su actividad inició en el Pleistoceno tardío. Además, la actividad sísmica registrada dentro de la Sierra de las Cruces indica que estas fallas han continuado su actividad hasta la actualidad (Quintanar *et al.*, 2024; Bello-Segura *et al.*, 2025; Aguilar-Velázquez *et al.*, 2025).

Un aspecto relevante de las tres familias de fallas es el registro de su actividad durante el Mioceno. En la cuenca de México y sus alrededores, particularmente en las regiones de Malinalco, Sierra de Guadalupe y Tizayuca-Chignahuapan, se ha documentado que estas fallas estuvieron activas durante el Mioceno medio-tardío con una cinemática lateral (Figura 11. García-Palomo *et al.*, 2000, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). La familia de fallas E-W, en la región de Malinalco, afecta a las rocas de la Formación Tepoztlán y registra un movimiento lateral derecho (García-Palomo *et al.*, 2000). En contraste, en depósitos volcánicos del Pleistoceno de la Sierra de Chichinautzin, estas fallas muestran una cinemática predominantemente normal (Campos-Enríquez *et al.*, 2015; Lenhardt *et al.*, 2015). Aunque, aún queda la duda sobre su cinemática actual, ya que se ha reportado actividad holocénica de tipo lateral izquierda (Norini *et al.*, 2007), la cual es congruente con los mecanismos focales de algunos sismos en la región centro-sur de la Sierra de las Cruces y en la Sierra de Chichinautzin reportados por Campos-Enríquez *et al.*, 2015. Por otro lado, las fallas NNW-SSE, en la región de Malinalco y Sierra de Guadalupe, han registrado actividad durante el Mioceno medio-tardío con una cinemática lateral izquierda (García-Palomo *et al.*, 2000; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). Asimismo, en la región de Malinalco se



ha observado una cinemática normal para estas fallas en rocas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno (García-Palomo *et al.*, 2000). Esta última cinemática coincide con lo registrado en la región centro-sur de la Sierra de las Cruces, donde las fallas NNW-SSE son normales y forman fosas tectónicas, como en la zona de cizalla Ayotuxco (Figura 2). Esto es congruente con algunos mecanismos focales de sismos ocurridos en el flanco oriental de la Sierra de las Cruces, que sugieren igualmente una cinemática normal para estas fallas (Figura 12; Quintanar *et al.*, 2024). No obstante, en el centro de la cuenca de México, se han reportado mecanismos focales que se relacionan con fallas NNW-SSE que tienen movimiento principalmente lateral (Bello-Segura *et al.*, 2025), lo que deja abierta la interrogante sobre cuál es su cinemática de las fallas NNW-SSE en el centro de la Sierra de las Cruces.

En cuanto a las fallas NE-SW, se ha registrado actividad de tipo lateral derecho en la Sierra de Guadalupe, y las regiones de Tizayuca-Chignahuapan y Malinalco (García-Palomo *et al.*, 2000, 2002, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). Este movimiento se observa en rocas del Mioceno de la formación Tepoztlán en la región de Malinalco, y en lavas andesíticas y dacíticas de la Sierra de Guadalupe (García-Palomo *et al.*, 2000; Arce *et al.*, 2019; 2021; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). Por otro lado, en la zona de cizalla Contreras y en otras fallas NE-SW de la Sierra de las Cruces, se observa una cinemática principalmente normal (Figuras 2, 3 y 11), la cual se restringe al Pleistoceno-Holoceno. Este movimiento es congruente con algunos mecanismos focales de sismos ocurridos en la región del piedemonte oriental de la Sierra de las Cruces (Figura 12. Bello-Segura *et al.*, 2025). Asimismo, la ubicación de los domos Cerro del Judío y Las Palmas a lo largo de la falla Contreras, así como la orientación de la sierra de Santa Catarina demuestra el control estructural que tienen las fallas

622 NE-SW en la localización y distribución de las estructuras volcánicas durante el  
623 Pleistoceno (Figuras 1 y 3).

624 En general, las fallas NNW-SSE, E-W y NE-SW han registrado dos periodos de  
625 actividad con distinta cinemática desde el Mioceno (Figura 11). Durante el Mioceno  
626 medio-tardío, estas fallas mostraron un movimiento principalmente lateral (Figura  
627 11a), asociado a un régimen de acortamiento de la corteza probablemente  
628 relacionado con la dinámica de la subducción en el sector oriental del Cinturón  
629 Volcánico Transmexicano (Vásquez-Serrano *et al.*, 2022, 2025). Posteriormente, a  
630 partir del Plioceno-Pleistoceno, las condiciones tectónicas cambiaron y se reactivaron  
631 las fallas NNW-SSW, NE-SW y E-W, pero ahora con una cinemática de tipo normal  
632 (Figura 11b). El movimiento simultáneo de fallas con distinta orientación y direcciones  
633 de extensión puede explicarse mediante un modelo de deformación tridimensional  
634 (Reches, 1978; Reches y Dieterich, 1983; Reches, 1983), con la reactivación de  
635 estructuras previas, como se ha propuesto para la Mesa Central en el centro de  
636 México (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1995, 1997; Del Pilar-Martínez *et al.*,  
637 2020a, 2020b). En este contexto, el esfuerzo necesario para reactivar una falla previa  
638 suele ser mucho menor que para generar una nueva (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998,  
639 2002). En casos donde existe una deformación tridimensional con la reactivación de  
640 estructuras previas, es posible observar una distribución de polos de planos de fallas  
641 que no es romboédrica (Marrett y Allmendinger, 1990; Nieto-Samaniego y Alaniz-  
642 Álvarez, 1997), como se aprecia en el diagrama de polos de planos de fallas  
643 mesoscópicas medidas en la zona de cizalla Contreras (Figura 9a). En el diagrama  
644 de Hoeppener (Figura 10a) las flechas indican un flujo de material hacia las  
645 direcciones de  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , lo cual soporta la idea de una deformación tridimensional (Del  
646 Pilar-Martínez *et al.*, 2020). Asimismo, la distribución de polos de planos de los

mecanismos focales para la cuenca de México reportados por Bello-Segura *et al.* (2025), también sugiere actividad simultánea de fallas con distinto rumbo bajo condiciones de deformación tridimensional (Figura 10c; Reches, 1983).

Con base en los datos estructurales obtenidos en este trabajo, el eje de extensión mayor tiene una dirección NNW-SSE en la región centro-sur de la Sierra de las Cruces (Figuras 11b). Esta misma dirección de extensión, se ha reportado para la Sierra de Guadalupe, y las regiones de Tizayuca-Chignahuapan y Malinalco para el Plioceno-Pleistoceno (Figura 11; García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022). Asimismo, las direcciones de extensión obtenidas por Bello-Segura *et al.*, (2025) para algunas zonas de la cuenca de México (direcciones N-S, y NNW-SSE) son similares con las obtenidas en este trabajo.

Un aspecto interesante que ha sido poco explorado en regiones con actividad simultánea de fallas con distinta orientación es la cantidad de deformación que acomoda cada familia de fallas. En el caso de la Sierra de las Cruces, las tres familias de fallas reconocidas (NNW-SSE, E-W y NE-SW) probablemente acomodan distinta cantidad de deformación. Una primera aproximación para explorar cómo se distribuye la deformación consiste en evaluar la relación frecuencia-tamaño de las estructuras y su intensidad (Cladouhos y Marrett, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). Si se toma en cuenta el mapa de lineamientos de la figura 5, se puede calcular la intensidad de fracturas o discontinuidades para cada familia de fallas. La intensidad de fracturas (P21) se define como la longitud total de las trazas de fractura por unidad de área (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), y en este trabajo se obtuvo con la suma de las longitudes de los lineamientos entre el área que delinea la Sierra de las Cruces con base al mapa geológico de Arce *et al.* (2019) (aproximadamente 2 millones de metros cuadrados). La intensidad de fracturas puede

672 ser considerada como una aproximación de la cantidad de deformación frágil que  
673 acomodan las rocas (Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). Asimismo, la longitud tiene una  
674 relación de potencia con el desplazamiento que acomodan las fallas, lo cual refleja la  
675 cantidad de deformación (Cladouhos y Marrett, 1991). Las fallas NNW-SSE, E-W y  
676 NE-SW presentan valores de intensidad de 0.33, 0.57 y 0.78, respectivamente. Estos  
677 valores sugieren que las fallas NE-SW acomodan la mayor deformación, mientras que  
678 las fallas NNW-SSE registran la menor deformación (Figura 10d). Esta distribución de  
679 la deformación apoya la idea de Alaniz-Álvarez *et al.* (1998), quienes sugieren que las  
680 fallas NNW-SSE acomodan la menor tasa de extensión en comparación con las otras  
681 familias de fallas (NE-SW y E-W). Otro aspecto interesante es la poca variación del  
682 exponente  $n$  (exponente de frecuencia acumulada) en función de la intensidad de  
683 fracturas. Dicho patrón desafía al modelo de desarrollo de fallas por crecimiento y  
684 coalescencia propuesto por Cladouhos y Marrett (1996) (Figura 10d). Este modelo  
685 plantea que las fallas se originan a partir de la formación, crecimiento y unión, lo que  
686 resulta en una disminución gradual del valor del exponente  $n$  a medida que las fallas  
687 alcanzan mayores longitudes. Los valores de  $n$  más bajos son indicativos de fallas  
688 que acomodan mayor deformación (Cladouhos y Marrett, 1996). Sin embargo, la poca  
689 variación de  $n$  observada para los tres sistemas de fallas podría explicarse mediante  
690 el modelo de desarrollo de poblaciones de fallas (Cladouhos y Marrett, 1996), que  
691 sugiere que las fallas no nacen ni mueren. Este modelo es congruente con la  
692 reactivación de estructuras previas, como es el caso de la Sierra de las Cruces. La  
693 hipótesis sobre el desarrollo de las fallas y la cantidad de deformación asociada a  
694 cada familia de fallas en la Sierra de las Cruces aún requiere ser probada con más  
695 datos estructurales, como tasas de extensión, número de fracturas a escala  
696 mesoscópica y los desplazamientos (horizontal y vertical). Por ello, resulta necesario

un estudio detallado de las fallas NNW-SSE y E-W, así como de una recopilación mayor de datos estructurales a diferentes escalas dentro de la Sierra de las Cruces y en otras regiones de la cuenca de México.

### **5.3. Implicaciones sismotectónicas del sector oriental de la Sierra de las Cruces**

El conocimiento detallado de la geometría (largo y ancho), cinemática, e historia de deformación de las fallas, así como el tipo de roca en su núcleo y medio circundante, es fundamental para conocer el potencial sísmico de una falla dentro de una región tectónicamente activa (Ovsyuchenko *et al.*, 2009). Estas variables suelen usarse en la generación de modelos de velocidad de ondas sísmicas, y estimar el tamaño de los sismos que pueden ocurrir en una falla (McCalpin y Nelson, 1996; Lee *et al.*, 2015; Singh *et al.*, 2020). Este trabajo contribuye con información importante sobre las características estructurales de la zona de cizalla Contreras, la cual registra una actividad principalmente de tipo normal durante el Pleistoceno-Holoceno. Tomando como referencia la base de datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) para sismos corticales (de menos de 1 a 15 km de profundidad) registrados desde el 1 de enero de 1900, hasta el 22 de febrero del 2026, es posible observar que la región centro-sur de la Sierra de las Cruces ha registrado actividad sísmica en los últimos 100 años (Material Suplementario 1 y Figura 12). Particularmente, a lo largo de la zona de cizalla Contreras, tanto en sus límites (fallas Desierto de Los Leones y Contreras), como a su interior existe actividad sísmica, sobre todo en su sector nororiental, en la zona de piedemonte (zona de Lomas) de la Sierra de las Cruces (Figura 12). Algunos de los mecanismos focales publicados por Bello-Segura *et al.*

(2025) son congruentes con la cinemática de las fallas observada en este trabajo, los cuales sugieren un movimiento de tipo normal y con un rumbo NE-SW (Tabla 1 y 2. Figura 12).

En la región de piedemonte y su transición hacia la zona lacustre existe un grupo de fallas secundarias con un arreglo de mosaico que conecta a las fallas kilométricas Desierto de Los Leones y Contreras (Figuras 3 y 12). Hipotetizamos que posiblemente sean producto de la reactivación de estructuras de conexión entre dos fallas laterales previas, activas durante el Mioceno medio-tardío como lo sugiere la cinemática reportada en rocas miocénicas (Figura 11; García-Palomo *et al.*, 2000; Vásquez Serrano *et al.*, 2022). Patrones de fallas secundarias como la observada dentro de la zona de cizalla Contreras es común en sistemas de fallas laterales (Fossen, 2016) como es el caso de la Provincia de Fallas Laterales de Chiapas (Witt *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2024), o la zona de cizalla de la Falla de San Andrés (Nevitt *et al.*, 2023). Dentro de este arreglo de mosaico de fallas han ocurrido los llamados microsismos, los cuales se han relacionado con estructuras que tienen una cinemática principalmente normal (Figura 12. Quintanar *et al.*, 2024; Aguilar-Velázquez *et al.*, 2025; Bello-Segura *et al.*, 2025). Dos de estas estructuras secundarias (fallas de menor tamaño), dentro de la zona de cizalla Contreras, han sido caracterizadas por Aguilar-Velázquez *et al.* (2025), quienes las nombran como: falla Barranca del Muerto y falla Mixcoac (Tabla 3 y Figura 12). Estas fallas presentan un movimiento normal, congruente con fracturas mesoscópicas dentro de la zona de piedemonte observadas en este trabajo (Figura 3).

La profundidad (0.8 a 3 km) a la cual ocurren algunos microsismos (Material suplementario 1) es la misma a la que se encuentran los depósitos del Mioceno en la zona de piedemonte (Arce *et al.*, 2019), lo cual apoyaría la hipótesis de que el lugar

en donde ocurre sismicidad corresponde a profundidades donde existen rocas previamente fracturadas (García-Palomo *et al.*, 2000; Vásquez Serrano *et al.*, 2022). Estudios realizados en núcleos recuperados de pozos profundos en el centro de la cuenca de México (ej. pozo Agrícola Oriental; Figura 1), han reportado zonas de falla con una orientación NE-SW y cinemática normal a profundidades de ~1.5 km, cortando rocas del Mioceno (Vásquez-Serrano *et al.*, 2019). Los núcleos recuperados de otros pozos dentro de la cuenca de México, pueden ser la clave para entender las condiciones bajo las cuales ocurren los microsismos, debido a que son una muestra directa de las rocas en donde ocurren estos movimientos. Así mismo, se puede obtener información valiosa en vetas de calcita y cuarzo sobre variaciones en la saturación de fluido en las zonas de falla, con lo cual se puede corroborar la hipótesis sugerida por Aguilar-Velázquez *et al.* (2025) para la variación mecánica en el poniente de la ciudad de México. Es importante que en el futuro se realicen estudios detallados de las estructuras en rocas del Mioceno o más antiguas en los alrededores de la Ciudad de México y en pozos profundos, con el fin de conocer sus propiedades mecánicas y estructurales, ya que son un análogo de las rocas donde ocurren los llamados microsismos.

## 6. Conclusiones

La zona de cizalla Contreras al poniente de la Ciudad de México, representa una estructura que ha tenido actividad entre el Pleistoceno-Holoceno. La zona de cizalla presenta una estructura compleja, formada por dos fallas normales principales con orientación NE-SW (fallas Contreras y Desierto de Los Leones), las cuales representan los límites de un pilar tectónico que corta a rocas del volcán San Miguel.

En la porción NE de la zona de cizalla existe un conjunto de fracturas, principalmente de cizalla, que forman un arreglo de mosaico. Estas fracturas tienen orientaciones NE-SW y ENE-WSW. Asimismo, dentro de la región centro-sur de la Sierra de las Cruces coexisten otras dos familias de fallas normales con orientaciones NNW-SSE y E-W, activas durante el Pleistoceno-Holoceno. El registro de actividad con cinemática lateral para las fallas NE-SW, NNW-SSE y E-W en el Mioceno medio-tardío reportada en trabajos previos, así como la actividad simultánea de estas familias de fallas durante el Plioceno-Holoceno, sugiere que la región centro-sur de la Sierra de las Cruces está afectada por deformación tridimensional, la cual reactiva a estructuras previas y probablemente son las responsables de los microsismos que han ocurrido en años recientes, con diferentes mecanismos focales.

## 7. Agradecimientos

Agradecemos el apoyo financiero, para el desarrollo de este trabajo, del proyecto SECTEI 176/2023 titulado: Estudio geofísico-geológico del poniente de la Ciudad de México: implicaciones en el origen de los microsismos. Dicho proyecto es dirigido por la Dra. Claudia Arango Galván. Elizabeth Rangel Granados también agradece a la SECIHTI por la beca posdoctoral otorgada.

## 8. Referencias bibliográficas

Aguilar-Velázquez, M. J., Miranda-García, P., Cruz-Atienza, V. M., Solano-Rojas, D., Tago, J., Domínguez, L. A., ... & Pertou, M. (2025). Interplay of slow-slip faults beneath Mexico City induces intense seismicity over months. *Tectonophysics*, 902, 230659. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.230659>



797

798 Aguirre-Díaz, G. J., Carranza-Castañeda, O. (2000). Las grandes cuencas del Oligo-  
799 Mioceno del centro de México (abstract). Reunión Anual de la Unión Geofísica  
800 Mexicana, Puerto Vallarta, Jal., México. Geos, v. 20, 301.

801

802 Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L. (1998). Effect of strain rate  
803 in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican  
804 volcanic belt. Geology, 26(7), 591-594.

805 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0571:EOSRIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0571:EOSRIT>2.3.CO;2)

806

807 Alaniz-Alvarez, S. A., Tolson, G., Nieto-Samaniego, A.F. (2000). Assessing fault  
808 reactivation with the ReActiva program: Journal of Geosciences Education, 40, 506-  
809 512.

810 <https://doi.org/10.5408/1089-9995-48.5.651>

811

812 Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F.,  
813 Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la  
814 deformación post-eocénica del centro de México. Boletín de la Sociedad Geológica  
815 Mexicana, 55(1), 12-29.

816

817 Alba-Aldave, L. A. , Reyes-Salas, M. A. , Morán-Zenteno, D. J. , Angeles-García, S.,  
818 Corona-Esquivel, R. (1996). Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la  
819 región de Taxco-Huautla: Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica. San  
820 Luis Potosí, Actas, Instituto Nacional de Geoquímica , 2 , 39–44

821

822 Allmendinger, R. W. (2025). FaultKin: A Program for Analyzing Fault Slip Data.  
823 FaultKin Manual.  
824  
825 Angelier, J., Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des  
826 contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie : la  
827 methode des diedres droits. Bulletin de la Societe Geologique de France, 7(19), 1309-  
828 1318.  
829 <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>  
830  
831 Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations  
832 using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11(1-2), 37-50.  
833 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90034-5)  
834  
835 Arce, J. L. , Macías, R. , García-Palomo, A. , Capra, L. , Macías, J. L. , Layer, P. , &  
836 Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central  
837 Mexico) and the role of fault reactivation. Journal of Volcanology and Geothermal  
838 Research , 177 , 944–958.  
839 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.015>  
840  
841 Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J., Benowitz, J. A., Macías, J. L., Ramírez-Espinosa,  
842 J. (2013). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary  
843 Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion  
844 rate, and distribution of the volcanism. Bulletin of Volcanology , 75 (74).  
845 <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0774-6>  
846

- 847 Arce, J. L., Layer, P. W., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. C., Morales-  
848 Casique, E. J., ... Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San  
849 Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. Boletín de la  
850 Sociedad Geológica Mexicana , 67 , 123–143.  
851 [https://doi: 10.18268/BSGM2015v67n2a1](https://doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a1)  
852  
853 Arce, J.L., Ferrari, L., Morales-Casique, E., Vasquez-Serrano, A., Arroyo, S.M., Layer,  
854 P. W., ... & López-Martínez, M. (2020). Early Miocene arc volcanism in the Mexico City  
855 Basin: inception of the Trans-Mexican volcanic belt. Journal of Volcanology and  
856 Geothermal Research, 408, 107104.  
857 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107104>  
858  
859 Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A.,  
860 Jiménez-Domínguez, F. J., ... Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy  
861 of the Mexico basin (Mexico city), central Trans-Mexican volcanic Belt. Journal of  
862 Maps, 15(2), 320-332.  
863 <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>  
864  
865 Arce, J. L., Valdez, G., Schaaf, P., Macías-Romo, M. C., Vasquez-Serrano, A.,  
866 Ramírez-Espinosa, J. (2024). Heterogeneous dacitic magmas and the role of crustal  
867 assimilation in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, central Mexico: a perspective  
868 from crustal xenoliths. International Geology Review, 66(18), 3185-3205.  
869 <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2324301>  
870

- 871 Barton, C. C., La Pointe P. R., (Eds.). (1995). Fractals in the earth sciences (Vol. 53).  
872 New York: Plenum Press.  
873
- 874 Bello Segura, D. I., Quintanar Robles, L., Krishna Singh, S. (2025). Focal mechanisms  
875 and tectonic stress field in the Valley of Mexico from local seismicity. *Geofísica*  
876 *Internacional*, 64(3), 1593-1609.  
877 <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2025.64.3.1853>  
878
- 879 Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico.  
880 *Geologische Rundschau* , 64 , 476–497.  
881 [https://doi: 10.1007/BF01820679](https://doi.org/10.1007/BF01820679)  
882
- 883 Brogi, A. (2011). Variation in fracture patterns in damage zones related to strike-slip  
884 faults interfering with pre-existing fractures in sandstone (Calcione area, southern  
885 Tuscany, Italy). *Journal of Structural Geology*, 33(4), 644-661.  
886 <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2010.12.008>  
887
- 888 Brown, E. T., Werne, J. P., Lozano-García, M. S., Caballero-Miranda, M., Ortega-  
889 Guerrero, B., Cabral-Cano, E., ... Arciniega-Ceballos, A. (2012). Scientific drilling in  
890 the basin of Mexico to evaluate climate history, hydrological resources, and seismic  
891 and volcanic Hazards. *Scientific Drilling* , 14 , 72–75.  
892 [https://doi: 10.5194/sd-14-72-2012](https://doi.org/10.5194/sd-14-72-2012)  
893
- 894 Caballero-Miranda, M., Ortega-Guerrero, B. (1998). Lake levels since about 40,000  
895 years ago at lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* , 50 , 69–79.

896 <https://doi: 10.1006/qres.1998.1969>

897

898 Cadoux, A., Missenard, Y., Martinez-Serrano, R. G. , Guillou, H. (2011). Trenchward  
899 Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: The case of  
900 the Sierra Nevada range. Geological Magazine , 148 , 492–506.

901 <https://doi: 10.1017/S0016756810000993>

902

903 Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and  
904 permeability structure. Geology, 24(11), 1025-1028.

905 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)

906

907 Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J. F., Antayhua-Vera, Y. T., Chavacán,  
908 M., Ramón-Márquez, V. M. (2015). The Aztlán Fault System: control on the  
909 emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico.  
910 Seismic and gravity characterization. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,  
911 67(2), 315-335.

912 <http://dx.doi.org/10.18268/>

913

914 Cladouhos, T. T., Marrett, R. (1996). Are fault growth and linkage models consistent  
915 with power-law distributions of fault lengths?. Journal of Structural Geology, 18(2-3),  
916 281-293.

917 [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)80050-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80050-2)

918

- 919 De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J. J., Mitre-Salazar, L. M. (1988). Estructura geológica,  
920 gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México.  
921 Boletín del Instituto de Geología , UNAM, México, 104 , 1–71.  
922
- 923 Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Angeles-  
924 Moreno, E. (2020a). Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the  
925 beginning of a polymodal fault system. Journal of maps, 16(2), 199-211.  
926 <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1719911>  
927
- 928 Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Alvarez, S. A. (2020b).  
929 Development of a brittle triaxial deformation zone in the upper crust: The case of the  
930 southern mesa central of Mexico. Tectonics, 39(11), e2020TC006166.  
931 <https://doi.org/10.1029/2020TC006166>  
932
- 933 Delgado-Granados, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C.,  
934 Arellano-Gil, J., Lermo-Samaniego, J. T., Rodríguez-González, M. (1995). La Pera  
935 detachment fault system. Active faulting south of Mexico city (II): Geological evidence  
936 (resumen). Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco,  
937 México: Geos, 15, 64.  
938
- 939 Delvaux, D., Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with  
940 reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special  
941 Publications. V. 212, 75 – 100.  
942 <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>  
943

- 944 Espinasa-Pereña, R., Martín-Del Pozzo, A. L. (2006). Morphostratigraphic evolution  
945 of Popocatepetl volcano, México. Neogene-Quaternary Continental Margin  
946 Volcanism: A perspective from México. Editor(s) [Claus Siebe](#); [José Luis Macías](#);  
947 [Gerardo J. Aguirre-Díaz](#) The Geological Society of America. 115-137.  
948 <https://doi.org/10.1130/SPE402>  
949
- 950 Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of  
951 the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics,  
952 522, 122-149.  
953 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>  
954
- 955 Fossen, H. (2016). Structural geology. Cambridge university press.  
956
- 957 Fossen, H., Cavalcante, G. C. G. (2017). Shear zones—A review. Earth-Science  
958 Reviews, 171, 434-455.  
959 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>  
960
- 961 Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México  
962 y Guerrero. Región central meridional de México. Boletín del Instituto de Geología,  
963 UNAM , 60 , 234.  
964
- 965 García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V. H. (2000). Miocene to recent structural  
966 evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico. Tectonophysics ,  
967 318 , 281–302.  
968 [https://doi: 10.1016/S0040-1951\(99\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00316-9)

969

970 García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C. (2002). Volcanic  
971 stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the  
972 Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150.  
973 <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.282>

974

975 García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-  
976 Valerio, V., Ortega, R., Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra  
977 de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158-  
978 178.

979

980 García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez,  
981 J. M., ... Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE pliocene-quaternary extension in the  
982 Apan-Acocolco region, eastern trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Volcanology*  
983 *and Geothermal Research*, 349, 240-255.  
984 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.005>

985

986 Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J. (2009). Eruptive style of the young high-  
987 Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone southeast of México City. *Bulletin of*  
988 *Volcanology*, 71, 859–880.  
989 [https://doi: 10.1007/s00445-009-0271-0](https://doi.org/10.1007/s00445-009-0271-0)

990

991 Jaimes-Viera, M. C., Martin Del Pozzo, A. L., Layer, P. W., Benowitz, J. A., Nieto-  
992 Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra  
993 Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.



- 994 <https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- 995
- 996 Jaimes-Viera, C., Nieto-Torres, A., Del Pozzo, A. L. M., Germa, A., Connor, C., Ort,
- 997 M. H., ... & Benowitz, J. (2025). Spatio-temporal evolution of distributed volcanic fields,
- 998 case studies—Sierra Chichinautzin and Michoacán-Guanajuato, México (No. 1890-I).
- 999 US Geological Survey.
- 1000 <https://doi.org/10.3133/pp1890I>
- 1001
- 1002 Havskov, J. and S. K. Singh (1978). Shallow crustal structure below Mexico City,
- 1003 Geofísica Internacional. 17(2), 223-229.
- 1004 <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1978.17.2.935>
- 1005
- 1006 Krishna Singh, S., Quintanar-Robles, L., Arroyo, D., Cruz-Atienza, V. M., Espíndola,
- 1007 V. H., Bello-Segura, D. I., Ordaz, M. (2020). Lessons from a small local earthquake (M
- 1008 w 3.2) that produced the highest acceleration ever recorded in Mexico City.
- 1009 Seismological Society of America, 91(6), 3391-3406.
- 1010 <https://doi.org/10.1785/0220200123>
- 1011
- 1012 Martin-Del Pozzo, A. L., González-Morán, T., Espinasa-Pereña, R., Butron, M. A., &
- 1013 Reyes, M. (2008). Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl
- 1014 Volcano, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 170(1-2), 61-75.
- 1015 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.004>
- 1016
- 1017 Lee, S. J., Yeh, T. Y., Lin, T. C., Lin, Y. Y., Song, T. R. A., Huang, B. S. (2016). Two-
- 1018 stage composite megathrust rupture of the 2015 Mw8. 4 Illapel, Chile, earthquake

- 1019 identified by spectral-element inversion of teleseismic waves. *Geophysical Research*  
1020 *Letters*, 43(10), 4979-4985.  
1021 <https://doi.org/10.1002/2016GL068843>  
1022
- 1023 Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K. , Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., Hinderer,  
1024 M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene  
1025 volcanoclastic Tepoztán formation: Implications for the initiation of the Transmexican  
1026 Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology* , 72 , 817–832.  
1027 [https://doi: 10.1007/s00445-010-0361-z](https://doi.org/10.1007/s00445-010-0361-z)  
1028
- 1029 Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B. (1998). Late quaternary environmental  
1030 changes of the central part of the Basin of Mexico. Correlation between Texcoco and  
1031 Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology* , 99 , 77–93.  
1032 [https://doi: 10.1016/S0034-6667\(97\)00046-8](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00046-8)  
1033
- 1034 Lozano-Garcia, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J.  
1035 , ... Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: Reporte  
1036 técnico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* , 69 , 299–311.  
1037 [https://doi: 10.18268/BSGM2017v69n2a2](https://doi.org/10.18268/BSGM2017v69n2a2)  
1038
- 1039 Macias, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H. , Reyes-Agustin,  
1040 G., ... Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl,  
1041 and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In J. J. Aranda-Gómez ,  
1042 G. Tolson , & R. S. Molina-Garza (Eds.), *The southern cordillera and beyond: Field*  
1043 *guide* 25 (pp. 163–193). Querétaro, Mexico: Geological Society of America.

1044

1045 Manea, V. C., Manea, M., Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the  
1046 subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America.  
1047 Tectonophysics, 609, 56-81.

1048 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>

1049

1050 Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J. L. (1999). Tectonics  
1051 and volcanism of Sierra Chichinautzin: Extension at the front of the central Trans-  
1052 Mexican Volcanic Belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research , 93 , 125–  
1053 150.

1054 [https://doi: 10.1016/S0377-0273\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00085-2)

1055

1056 Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. Journal  
1057 of Structural Geology, 12(8), 973-986.

1058

1059 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)

1060 Marrett, R., Gale, J. F., Gómez, L. A., Laubach, S. E. (2018). Correlation analysis of  
1061 fracture arrangement in space. Journal of Structural Geology, 108, 16-33.

1062 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.06.012>

1063

1064 Matin Del Pozzo, A. (1982). Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico.  
1065 *Bulletin Volcanologique*, 45(1), 9-24.

1066 <https://doi.org/10.1007/BF02600386>

1067

- 1068 McCalpin, J. P., Nelson, A. R. (1996). Introduction to paleoseismology. International  
1069 Geophysics, 62, 1-32.  
1070
- 1071 Mejia, V., Böhnel, H., Opdyke, N. D., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K. W., Aranda-  
1072 Gomez, J. J. (2005). Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late  
1073 Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. Geochemistry, Geophysics, Geosystems  
1074 , 6 , 1–19.  
1075 [https://doi: 10.1029/2004GC000871](https://doi.org/10.1029/2004GC000871)  
1076
- 1077 Meriggi, L., Macias, J. L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S. (2008).  
1078 Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central  
1079 Mexico): The role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes.  
1080 Revista Mexicana de Ciencias Geológicas , 25 , 197–2016.  
1081
- 1082 Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S. (1991).  
1083 Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Basin of Mexico:  
1084 A preliminar K-Ar dating and paleomagnetic study. Geofisica Internacional , 30 , 61–  
1085 70.  
1086 <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1991.30.2.1134>  
1087
- 1088 Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriando, A. (2004). A major  
1089 resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla  
1090 ignimbrite. Journal of Volcanology and Geothermal Research , 136 , 97–119.  
1091 [https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.04.002](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.04.002)  
1092

- 1093 Mooser, F., (1992). Nuevo mapa geológico del sur-poniente del valle de México.
- 1094 Experiencias Geotérmicas en la zona poniente del Valle de México: Sociedad
- 1095 Mexicana de Mecánica de Suelos, 1-6 p.
- 1096
- 1097 Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A. (1995). Influence of the structural
- 1098 framework on the origin of multiple fault patterns. *Journal of Structural Geology*,
- 1099 17(11), 1571-1577.
- 1100 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00048-I](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00048-I)
- 1101
- 1102 Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A. (1997). Origin and tectonic interpretation
- 1103 of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, 270(3-4), 197-206.
- 1104 [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00216-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00216-8)
- 1105
- 1106 Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin, G.,
- 1107 Xu, S. S., Pérez-Venzor, J. A. (2005). Spatial distribution, scaling and self-similar
- 1108 behavior of fracture arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, Mexico. *Pure*
- 1109 *and Applied Geophysics*, 162(5), 805-826.
- 1110 <https://doi.org/10.1007/s00024-004-2642-y>
- 1111
- 1112 Nieto-Torres, A., Del Pozzo, A. L. M., Groppelli, G., Viera, M. D. C. J. (2023). Risk
- 1113 scenarios for a future eruption in the Chichinautzin monogenetic volcanic field, South
- 1114 México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 433, 107733.
- 1115 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107733>
- 1116

- 1117 Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the
- 1118 Sierra Nevada and Valley of Mexico. Geological Society of America Special Paper,
- 1119 219 , 58.
- 1120
- 1121 Nevitt, J. M., Brooks, B. A., Hardebeck, J. L., Aagaard, B. T. (2023). 2019 M7. 1
- 1122 Ridgecrest earthquake slip distribution controlled by fault geometry inherited from
- 1123 Independence dike swarm. *Nature Communications*, 14(1), 1546.
- 1124 <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36840-2>
- 1125 Norini, G., Groppelli, G., Lagmay, A. M. F., Capra, L. (2006). Recent left-oblique slip
- 1126 faulting in central Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic
- 1127 implications. *Tectonics* , 25 , TC4012.
- 1128 <https://doi:10.1029/2005TC001877>
- 1129 Ortega, O. J., Gale, J. F., Marrett, R. (2010). Quantifying diagenetic and stratigraphic
- 1130 controls on fracture intensity in platform carbonates: An example from the Sierra
- 1131 Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 32(12), 1943-1959.
- 1132 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.07.004>
- 1133
- 1134 Osete, M. L., Ruiz-Martínez, V. C., Caballero, M. C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi,
- 1135 J., Tarling, H. D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the
- 1136 Sierra de Las Cruces, Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence.
- 1137 *Tectonophysics* , 318 , 201–215.
- 1138 [https://doi: 10.1016/S0040-1951\(99\)00312-1](https://doi:10.1016/S0040-1951(99)00312-1)
- 1139
- 1140 Ovsyuchenko, A. N., Trofimenko, S. V., Marakhanov, A. V., Karasev, P. S., Rogozhin,
- 1141 E. A., Imaev, V. S., ... Grib, N. N. (2009). Detailed geological-geophysical studies of

1142 active fault zones and the seismic hazard in the South Yakutia region. Russian Journal  
1143 of Pacific Geology, 3(4), 356-373.

1144

1145 Pérez-Cruz, G. A. (1988). Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad  
1146 de México: México D.F. (Master Thesis). Universidad Nacional Autónoma de México,  
1147 Faculta de Ingeniería, 83.

1148

1149 Quintanar, L., Singh, S. K., Espíndola, V. H., Iglesias, A., Bello-Segura, D. I., Arroyo,  
1150 D. (2024). Mexico City Earthquake of 11 May 2023 (Mw3. 2). Geofísica internacional,  
1151 63(2), 749-762.

1152 <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.2.1757>

1153

1154 Ramsay, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Book Company,  
1155 568.

1156

1157 Reches, Z. E. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain field.  
1158 Tectonophysics, 47(1-2), 109-129.

1159 [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90154-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90154-3)

1160

1161 Reches, Z. E. (1983a). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II.  
1162 Theoretical analysis. Tectonophysics, 95(1-2), 133-156.

1163 [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90264-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90264-0)

1164

- 1165 Reches, Z. E., Dieterich, J. H. (1983b). Faulting of rocks in three-dimensional strain  
1166 fields I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95(1-  
1167 2), 111-132.  
1168 [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90263-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90263-9)  
1169
- 1170 Rueda, H., Macías, J. L., Arce, J. L., Gardner, J. E., Layer, P. W. (2013). The ~ 31 ka  
1171 rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central  
1172 Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 252 , 73–91.  
1173 [https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.12.001](https://doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.12.001)  
1174
- 1175 Salinas-Garcés, J. I. (2014). Geología del complejo volcánico San Miguel, Sierra de  
1176 las Cruces, suroeste de la cuenca de México. Tesis de Licenciatura. Universidad  
1177 Nacional Autónoma de México, 110 p.  
1178
- 1179 Sandoval García, M., Nieto-Torres, A., & Martín Del Pozzo, A. L. (2024).  
1180 Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su  
1181 impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones  
1182 probabilísticas. *Geofísica internacional*, 63(4), 1241-1263.  
1183 <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1769>  
1184
- 1185 Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern  
1186 Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 104 , 45–  
1187 64.  
1188 [https://doi:10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi:10.1016/S0377-0273(00)00199-2)  
1189



- 1190 Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004a). Radiocarbon ages of  
1191 Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City:  
1192 Implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66 , 203–225.  
1193 [https://doi: 10.1007/s00445-003-0304-z](https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z)  
1194
- 1195 Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004b). Geochemistry, Sr-Nd  
1196 isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and  
1197 Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and*  
1198 *Geothermal Research* , 130 , 197–226.  
1199 [https://doi: 10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)  
1200
- 1201 Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of  
1202 Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo  
1203 monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal*  
1204 *of Volcanology and Geothermal Research* , 141 , 225–243.  
1205 [https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.10.009](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.009)  
1206
- 1207 Siebe, C., Macías, J. L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area  
1208 from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and  
1209 monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: Field Guide,  
1210 Penrose Conference. Neogene-quaternary continental margin volcanism (p. 77).  
1211 January 2004, State of Puebla, México: Boulder, Colorado, Geological Society of  
1212 America.  
1213 [https://doi:10.1130/2004.VHITMC.PFG](https://doi.org/10.1130/2004.VHITMC.PFG)  
1214

- 1215 Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., Bonasia, R.  
1216 (2017). The ~23,500 yr 14 C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris  
1217 avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. Journal of  
1218 Volcanology and Geothermal Research , 333-334 , 66–95.  
1219 [https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.011)  
1220
- 1221 Singh, S. K, Quintanar-Robles, L., Arroyo, D., Cruz-Atienza, V. M., Espíndola, V. H.,  
1222 Bello-Segura, D. I., and Ordaz, M. (2020). Lessons from a Small Local Earthquake (M  
1223 w 3.2) That Produced the Highest Acceleration Ever Recorded in Mexico City.  
1224 Seismological Society of America, 91(6), 3391-3406.  
1225 <https://doi.org/10.1785/0220200123>  
1226
- 1227 Sosa-Ceballos, G. , Gardner, J. , Siebe, C. , & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming  
1228 eruption ~14100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México. Insights from eruption  
1229 dynamics and magma mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research ,  
1230 213-214 , 27–40.  
1231 [https://doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001)  
1232
- 1233 Straub, S. M., Martin-Del Pozzo, A. L. (2001). The significance of phenocryst diversity  
1234 in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico).  
1235 Contributions to Mineralogy and Petrology, 140(4), 487-510.  
1236 <https://doi.org/10.1007/PL00007675>
- 1237 SSN (Servicio Sismológico Nacional), últimos sismos: Universidad Nacional  
1238 Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional, México.  
1239 Extraído el 22 de febrero de 2026 desde <http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/ultimos>

1240

1241 Vázquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz-Díaz, E., Chávez-Cabello, G. (2018). Influence  
1242 of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic  
1243 turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt. Journal of Structural  
1244 Geology, 109, 127-139.

1245 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.004>

1246

1247 Vázquez-Serrano, A., Camacho-Rangel, R., Arce-Saldaña, J. L., Morales-Casique, E.  
1248 (2019). Análisis de fracturas geológicas en el pozo Agrícola Oriental 2C, Ciudad de  
1249 México y su relación con fallas mayores. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,  
1250 36(1), 38-53.

1251 <http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.1.871>

1252

1253 Vázquez-Serrano, A., Arce-Saldaña, J. L., Rangel-Granados, E., Arroyo-López, S. M.,  
1254 Morales-Casique, E. (2022). Late Miocene NE-SW strike-slip fault system of the  
1255 Mexico basin, central Trans-Mexican Volcanic Belt: Origin, deformation, and  
1256 reactivation. Journal of South American Earth Sciences, 116, 103847.

1257 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103847>

1258

1259 Vázquez-Serrano, A., Sampayo-Rodriguez, M. F., Fitz-Díaz, E., Tolson, G. (2024).  
1260 Kinematics, intensity, and spatial arrangement of extensional fractures in the Tuxtla-  
1261 Malpaso fault system: Chiapas strike-slip fault province, southern Mexico. Journal of  
1262 Structural Geology, 180, 105062.

1263 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105062>

1264

Vásquez-Serrano, A., Rangel-Granados, E., Díaz-Corte, A., Esqueda-Maldonado, C, Arce-Saldaña, J. L, Olvera-Rosiles, M. F. (2025). The NE-SW Axaxalpa fault system in the eastern sector of the Transmexican Volcanic Belt: Kinematics, geometry, and recent activity. *Journal of South American Earth Sciences*, 158, 105505.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105505>

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28, 133–174.  
<https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1989.28.2.1026>

Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olavez, N., Martinez, J. (2012), The transpressive left-lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco Plain (south Mexico), *J. Geol. Soc.*, 169, 143–155.  
<https://doi:10.1144/0016-76492011-024>.

Wang, Q., Laubach, S. E., Gale, J. F. W., Ramos, M. J. (2019). Quantified fracture (joint) clustering in Archean basement, Wyoming: application of the normalized correlation count method. *Petroleum Geoscience*, 25(4), 415-428.  
<https://doi.org/10.1144/petgeo2018-14>

## Pies de Tablas

**Tabla 1:** Catalogo de sismos utilizados para mostrar los mecanismos focales del mapa de la figura 12 (tomados de Bello-Segura *et al.*, 2025).

**Tabla 2:** Información sobre mecanismos focales usados en figura 12 (información tomada de Bello-Segura *et al.*, 2025).

**Tabla 3:** Mecanismos focales calculados por Aguilar-Velázquez *et al.* (2025) para las fallas Barranca del Muerto (FBM) y falla Mixcoac (FM). (Ver figura 11).

**Material Suplementario 1:** Catalogo de sismos usados en la figura 12- Servicio Sismológico Nacional (SSN) | UNAM - Mexico. DOI: 10.21766/SSNMX/EC/MX

## Pies de figura

**Figura 1:** a) Mapa tectónico del Cinturón Volcánico Transmexicano, donde es posible apreciar a los principales estratovolcanes, así como la zona que delimita a la cuenca de México. b) Estratigrafía del sector sur de la cuenca de México. Nótese la posición estratigráfica de la Sierra de las Cruces. c) Mapa del sector centro-sur de la cuenca de México donde es posible apreciar las principales sierras que rodean a la cuenca, así como algunas fallas reportadas en trabajos previos (Pérez-Cruz, 1988; Norini *et al.*, 2007; Campos-Enríquez *et al.*, 2015; Arce *et al.*, 2019; Vásquez-Serrano *et al.*, 2022; Jaimes-Viera *et al.*, 2025), y la ubicación de algunos pozos profundos en la ciudad de México (Rm: Roma; AO2C: Agrícola Oriental 2C; Mix: Mixhuca; SLT: San Lorenzo Tezonco; Tul: Tulyehualco). SM: Volcán San Miguel; Aj: Volcán Ajusco; LC: Volcán La Corona; ZEM: Volcán Zempoala; Izta: Volcán Iztaccihuatl; Popo: Volcán Popocatepetl; FB: Fosa Barrientos; FAO: Falla Agrícola Oriental. CCL: Cabalgadura Cañon de Lobos. El recuadro de línea punteada es el área del mapa de la figura 2.

**Figura 2:** Mapa de estructuras de la Sierra de las Cruces, donde además se muestran los principales volcanes de la sierra (García-Palomo *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2019). En el mapa se incluyen las edades en millones de años (Ma) compiladas por Arce *et al.* (2019).

1315

1316 **Figura 3:** Mapa geológico-estructural y sección geológica de la zona de cizalla  
1317 Contreras en el sector centro-sur de la Sierra de las Cruces. El mapa incluye datos  
1318 de orientación de fracturas y fallas a lo largo de la zona de cizalla.

1319

1320 **Figura 4:** a) Vista panorámica del escarpe de la falla Contreras observada desde Los  
1321 Dinamos, Ciudad de México. Nótese que la falla corta dacitas del Pleistoceno (ver  
1322 figura 3). b) Zona de daño dominada por fracturas en el sitio Los Dinamos. c) Fracturas  
1323 cortado a un depósito de lahar ubicado en el cañón del río Magdalena.

1324

1325 **Figura 5:** Mapa de lineamientos morfológicos de la Sierra de Las Cruces, donde se  
1326 remarcan en color negro aquellos que tienen una orientación promedio NE-SW. Así  
1327 mismo, se incluye la ubicación de tres líneas (Flechas) de muestreo perpendiculares  
1328 al rumbo de las tres familias de lineamientos (NE-SW, E-W y NNW-SSE) mostradas  
1329 en el diagrama de rosa en la parte inferior izquierda.

1330

1331 **Figura 6:** Gráficos de frecuencia acumulada contra la longitud para las tres familias  
1332 de lineamientos (a, b, c) y todas en su conjunto (d). En cada gráfico se ajustan tres  
1333 funciones: logarítmica, exponencial y de potencia. En el caso de la función de  
1334 potencia, ésta se ajustó tomando en cuenta solo la parte central de los datos como se  
1335 sugiere en Barton y LaPointe (1995).

1336

1337 **Figura 7:** Gráficos de distribución espacial y diagramas de Suma de Correlación  
1338 Normalizada (SNC) para los lineamientos NE-SW (a), E-W (b) y NNW-SSW (c). La  
1339 distribución de lineamientos muestra que tienden a agruparse, lo cual es confirmado

con el gráfico SNC, que sugiere un patrón de individuos agrupados (Marrett *et al.*, 2018) para cada familia de lineamientos.

**Figura 8:** Gráficos de frecuencia acumulada contra el espesor y la apertura para fracturas de cizalla (a) y extensionales (b) dentro de la zona de daño de la falla Contreras. c, d) Distribución de fracturas a lo largo de las líneas de muestreo analizadas a escala mesoscópica. e, f) Diagramas de Suma de Correlación Normalizada (SNC) para las fracturas de cizalla y extensionales. Nótese que en el caso de las fracturas de cizalla se tiene un arreglo agrupado asociado con una distribución fractal, mientras que para las fracturas extensionales se forman dos arreglos, uno asociado con individuos agrupados (plataforma) y otro con una distribución fractal.

**Figura 9:** a) Proyección estereográfica de fallas mesoscópicas medidas dentro de la región centro-sur de la Sierra de las Cruces. Así como, diagrama de polos (para mostrar que no siguen un patrón romboédrico), pelota de playa (mecanismo promedio de falla) y direcciones de extensión (usado el método de Bingham) para las fallas analizadas. b) Dirección de los esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ ), proyección estereográfica y diagrama de rosa de facturas T y X, y P encontradas en la zona de daño de la falla Contreras. La dirección de los esfuerzos principales se obtuvo mediante el método *R. Dihedron* (Angelier y Mechler, 1977) en el programa WinTensor.

**Figura 10:** a, b) Gráfico de Hoeppener y solución de inversión de estrías para las fallas mesoscópicas medidas dentro de la zona de cizalla Contreras. Nótese que las

direcciones de flujo de material (flechas negras en el gráfico de Hoeppener) van hacia  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ , lo cual sugiere condiciones de deformación tridimensional (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020). c) Distribución de polos de planos obtenidos a partir de mecanismos focales reportados en Bello-Segura *et al.* (2025), en donde es evidente la actividad simultánea de fallas con distinta orientación. d) Modelos de desarrollo de fallas según Cladouhos y Marrett (1996), en donde las estructuras que afectan a la Sierra de Las Cruces se forman a partir de un modelo de desarrollo de poblaciones de fallas. La dirección de los esfuerzos principales se obtuvo mediante el método *R. Dihedron* (Angelier y Mechler, 1977) en el programa WinTensor.

**Figura 11:** Modelos tectónicos para el Mioceno medio-tardío y Pleistoceno-Holoceno para la región de la Sierra de Las Cruces. a) Actividad simultánea de fallas laterales NNW-SSE, E-W y NE-SW con direcciones de acortamiento NW-SE y NE-SW. Durante el Mioceno medio-tardío, en la región nororiente de la zona de cizalla Contreras, posiblemente se forma un área de conexión entre las fallas Desierto de Los Leones y Contreras, lo cual produce un arreglo en mosaico de fallas secundarias. b) Actividad simultánea de fallas normales NNW-SSE, E-W y NE-SW durante el Pleistoceno-Holoceno con direcciones de extensión NW-SE principalmente. Esta actividad se relaciona con una deformación tridimensional que reactiva estructuras previas.

**Figura 12:** Actividad sísmica en la corteza superior registrada en el área de estudio desde 1900 hasta el 22 de febrero de 2026. Así mismo se incluyen algunos mecanismos focales reportados por Bello-Segura *et al.* (2025) y Aguilar-Velázquez *et al.* (2025) que tienen una cinemática similar a la zona de cizalla Contreras y se



encuentran dentro de ella. La lista de los sismos utilizados para los mecanismos focales, así como la solución de dichos mecanismos se encuentran en las tablas 1, 2 y 3.

## Tablas y Figuras

**Tabla 1:** Catalogo de sismos utilizados para mostrar los mecanismos focales del mapa de la figura 12 (tomados de Bello-Segura *et al.*, 2025)

| Evento | Fecha      | Hora (UTC)     | Latitud | Longitud | Profundidad | Mw  | Modelo de velocidad |
|--------|------------|----------------|---------|----------|-------------|-----|---------------------|
| 5      | 01/12/2014 | 08:50:06 a. m. | 19.363  | -99.227  | 0.8         | 2.6 | GM                  |
| 14     | 17/07/2019 | 03:53:00 a. m. | 19.409  | -99.209  | 0.8         | 3.2 | SC                  |
| 16     | 06/07/2020 | 02:45:21 p. m. | 19.374  | -99.202  | 1           | 2.6 | SC                  |
| 20     | 11/05/2023 | 04:20:19 a. m. | 19.364  | -99.197  | 0.8         | 3.1 | SC                  |
| 22     | 12/12/2023 | 05:07:53 p. m. | 19.363  | -99.2    | 3           | 3   | SC                  |
| 23     | 14/12/2023 | 08:13:14 p. m. | 19.363  | -99.2    | 0.3         | 3.2 | SC                  |
| 24     | 14/02/2024 | 12:42:13 p. m. | 19.374  | -99.201  | 1.4         | 3.1 | SC                  |

Modelos de velocidad: GM-Modelo Genérico (modificado de Havskov y Singh, 1978); SC-Modelo Sierra de Las Cruces (Singh *et al.*, 2020)

**Tabla 2:** Información sobre mecanismos focales usados en figura 12 (información tomada de Bello-Segura *et al.*, 2025)

| Evento | Plano 1              | Plano 2              | P               | T             |
|--------|----------------------|----------------------|-----------------|---------------|
|        | Rumbo/echado/cabeceo | Rumbo/echado/cabeceo | Dir. Inc. /inc. | Dir. Inc./Inc |
| 5      | 099/68/131           | 234/68/69            | 340/20          | 111/61        |
| 14     | 228/80/-97           | 82/12/-57            | 129/54          | 324/35        |
| 16     | 235/82/-112          | 127/23/-20           | 122/48          | 344/33        |
| 20     | 270/76/-75           | 042/20/-136          | 199/56          | 348/29        |
| 22     | 063/08/-83           | 236/82/-91           | 145/53          | 327/37        |
| 23     | 259/89/-86           | 004/03/-165          | 173/46          | 345/44        |
| 24     | 221/83/-109          | 111/20/-21           | 111/49          | 327/35        |

**Tabla 3:** Mecanismos focales calculados por Aguilar-Velázquez *et al.* (2025) para las fallas Barranca del Muerto (FBM) y falla Mixcoac (FM). (Ver figura 11)

| Falla | Plano                | Profundidad<br>(km) | Ancho (km) | Largo<br>(km) | Latitud | Longitud |
|-------|----------------------|---------------------|------------|---------------|---------|----------|
|       | Rumbo/echado/cabeceo |                     |            |               |         |          |
| FBM   | 256.3/64.8/-105      | 1.18                | 2.6        | 2.6           | 19.369  | -99.189  |
| FM    | 265.1/59.2/-90.3     | 0.57                | 1.6        | 1.6           | 19.374  | -99.192  |

1399

1400

1401

1402

1403

1404

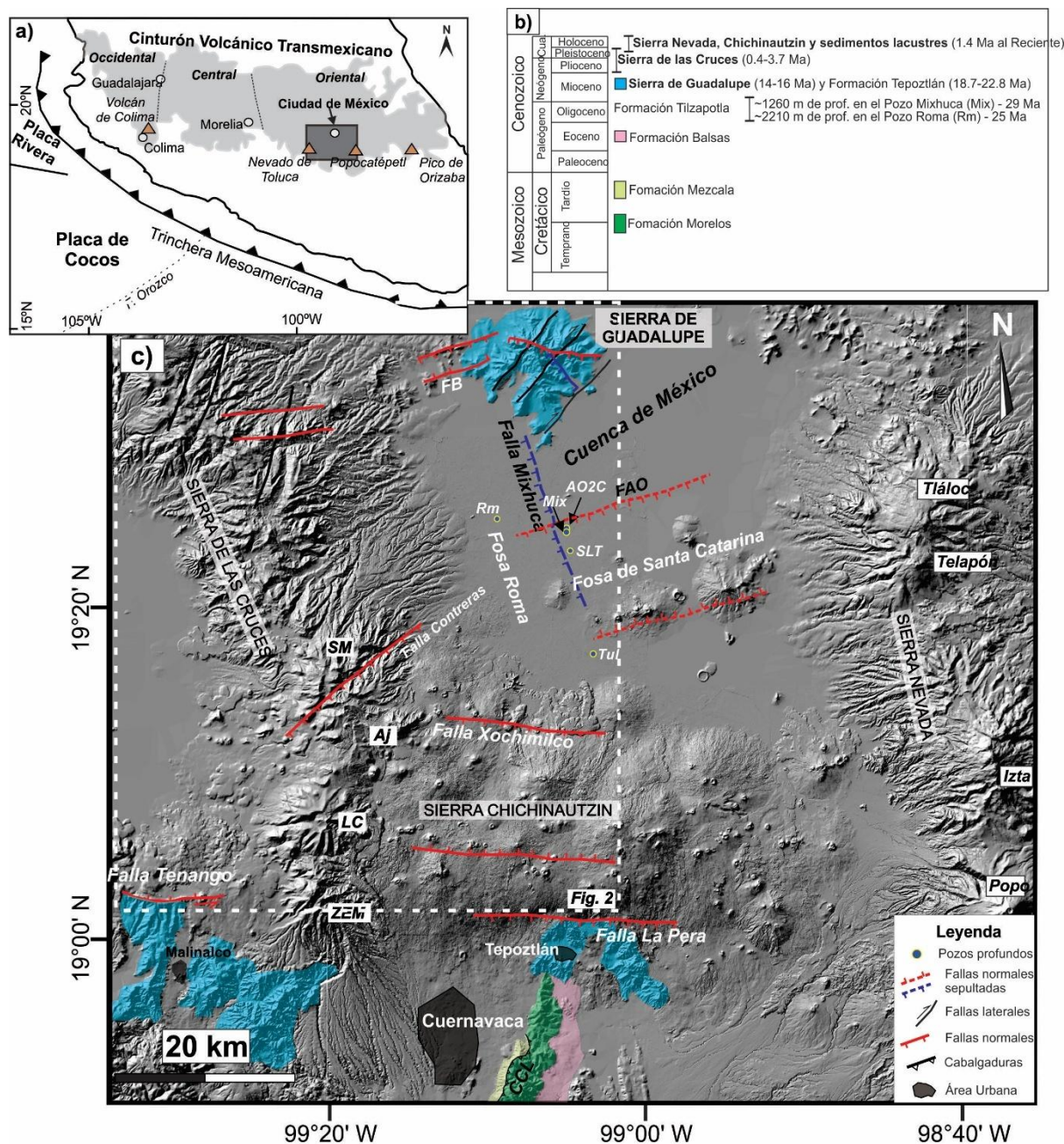


Figura 1 - Vásquez-Serrano *et al.* 2026



1412

1414

1415

1416

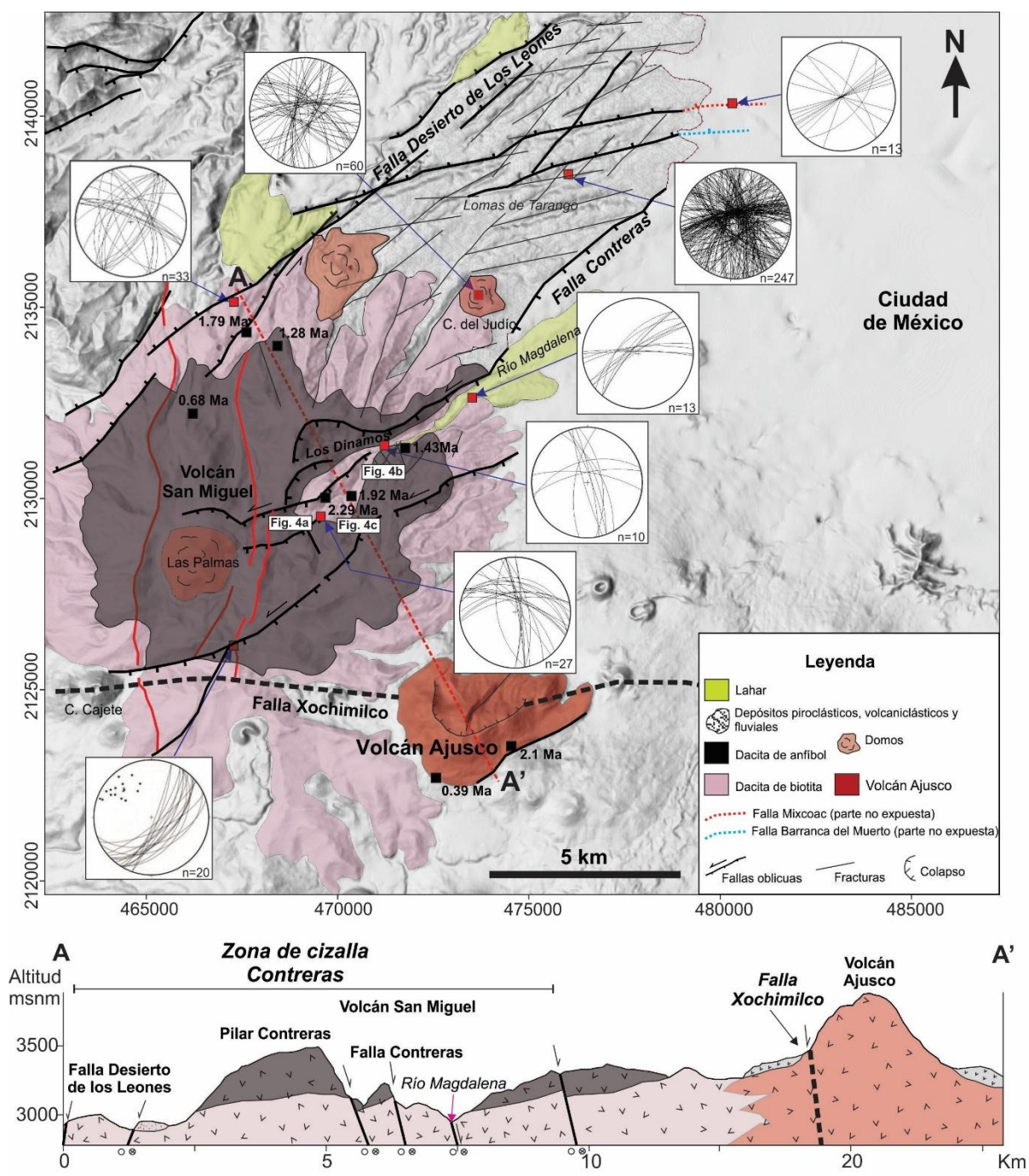


Figura 3: Vásquez-Serrano *et al.* 2026



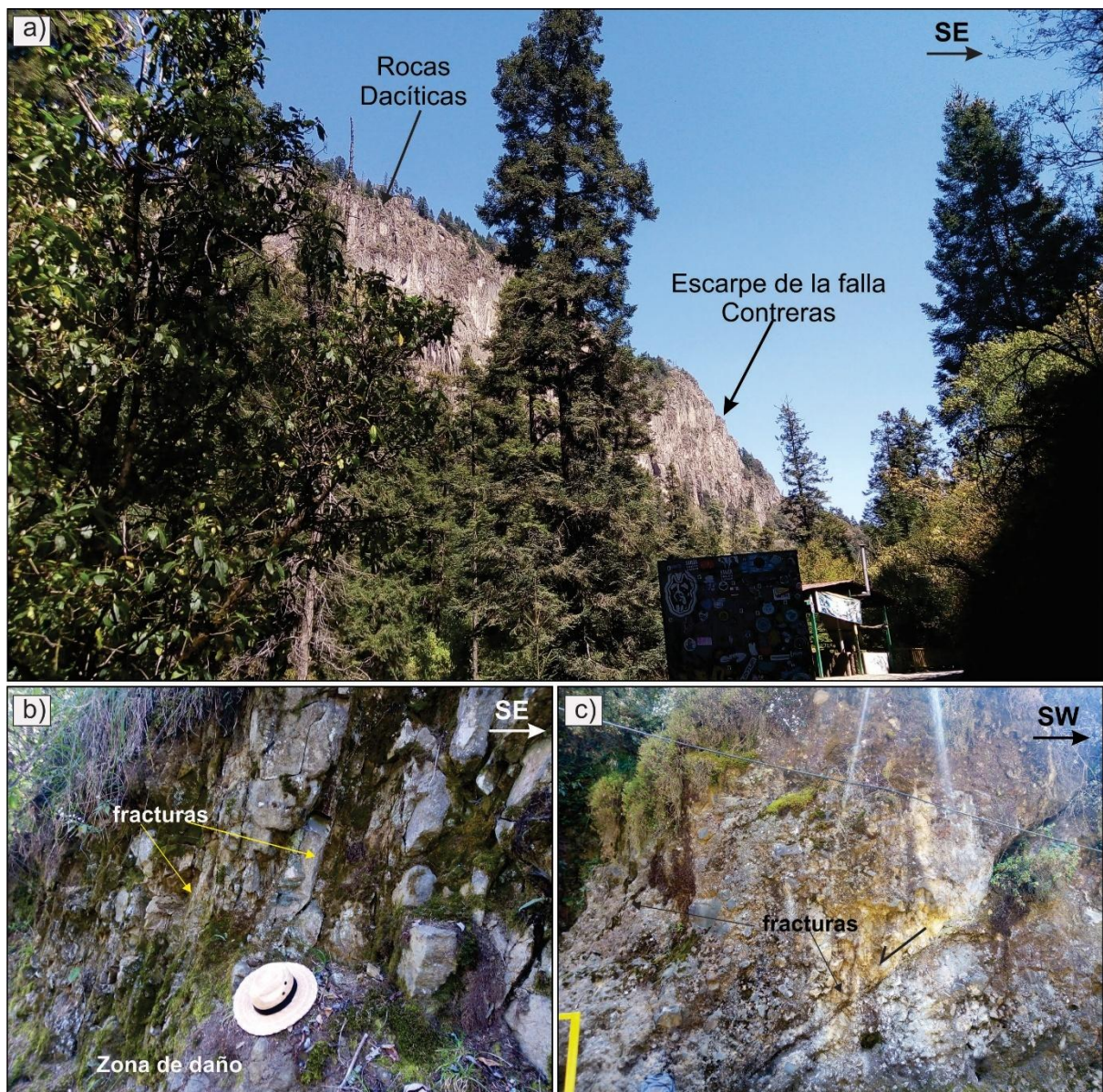


Figura 4: Vásquez-Serrano *et al.* 2026



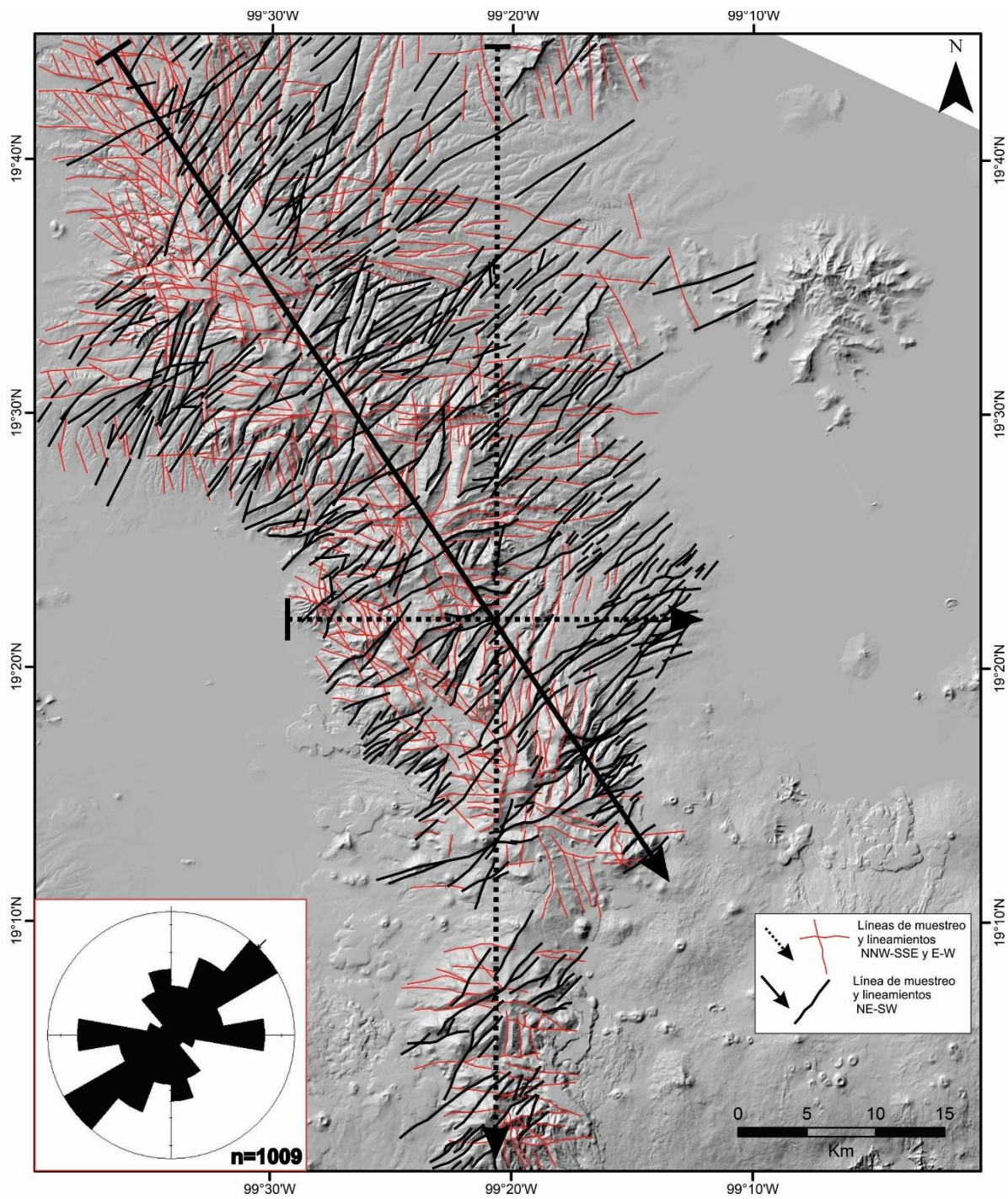


Figure 5: Vásquez-Serrano *et al.* 2026

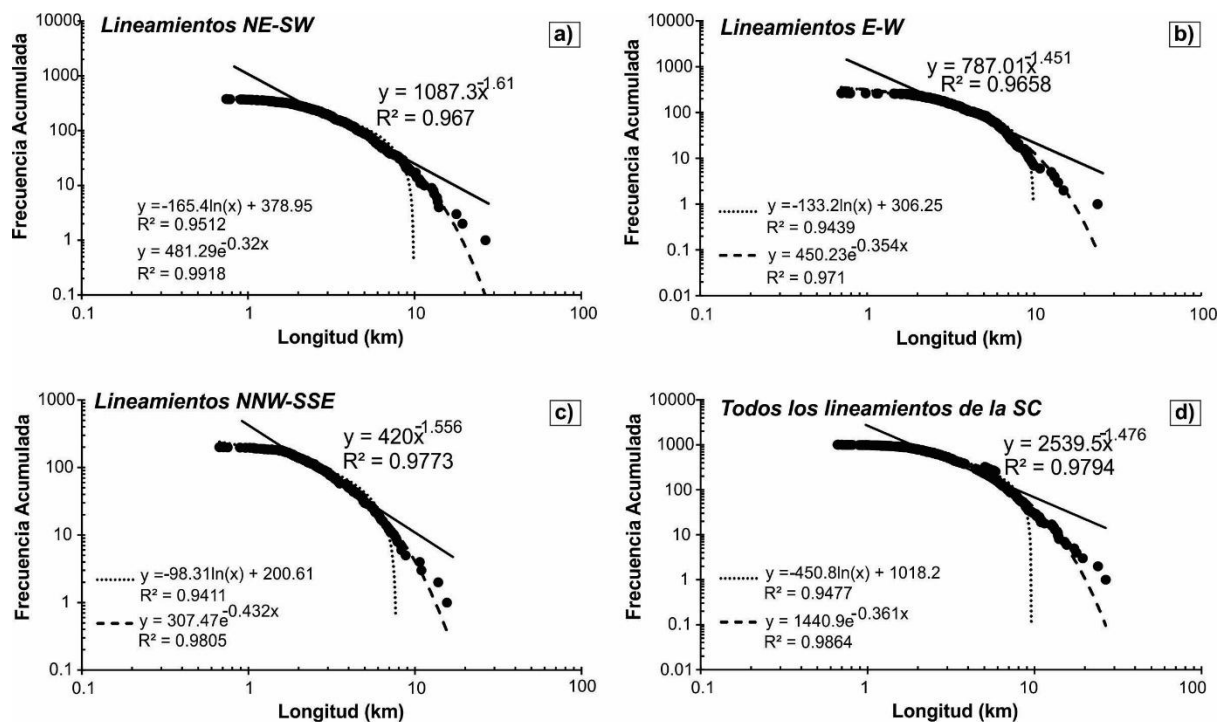


Figura 6: Vásquez-Serrano *et al.* 2026



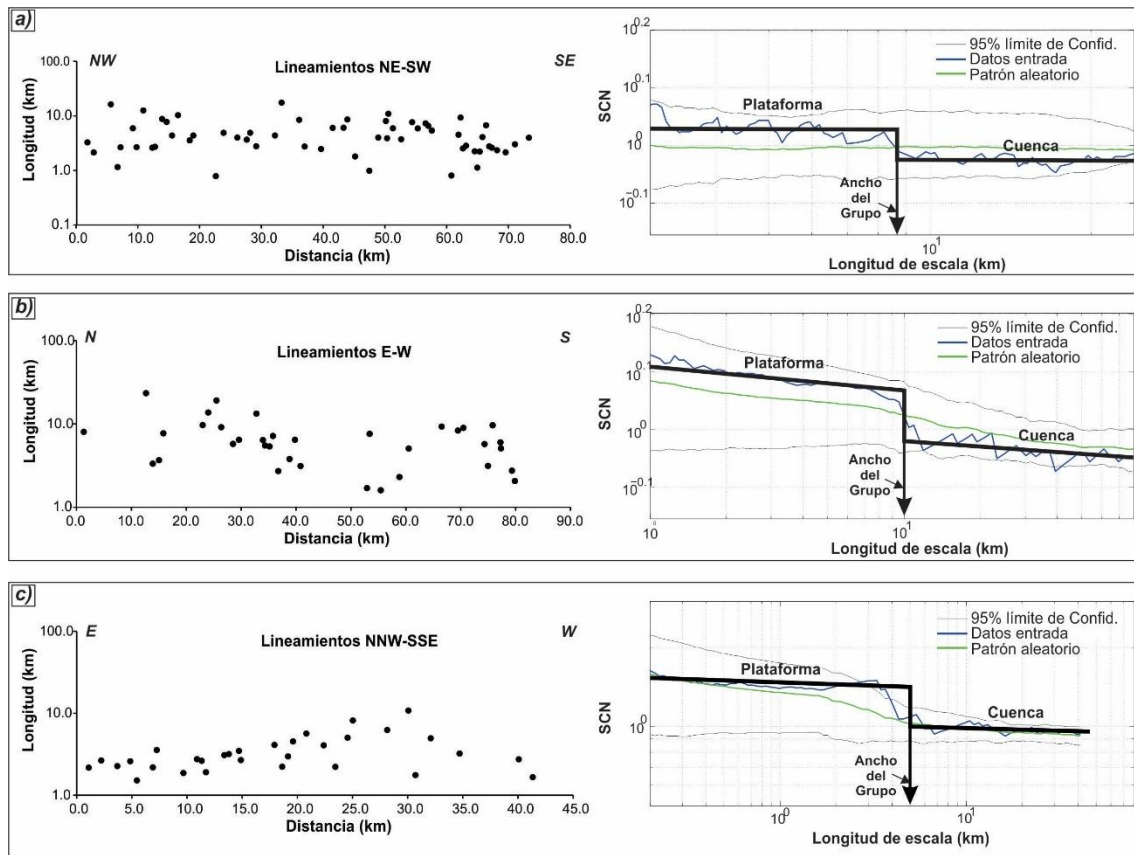


Figura 7: Vásquez-Serrano *et al.* 2026

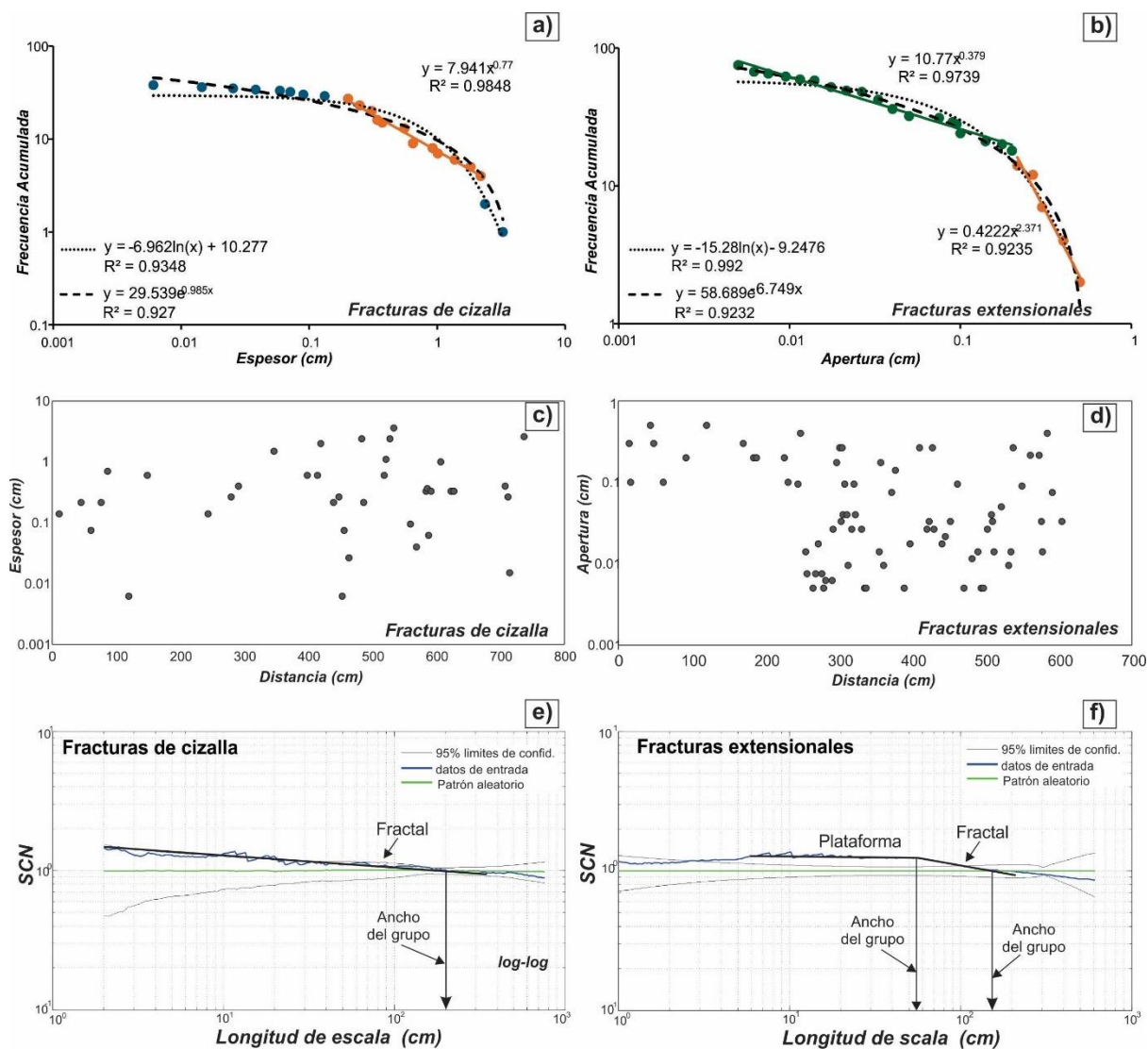
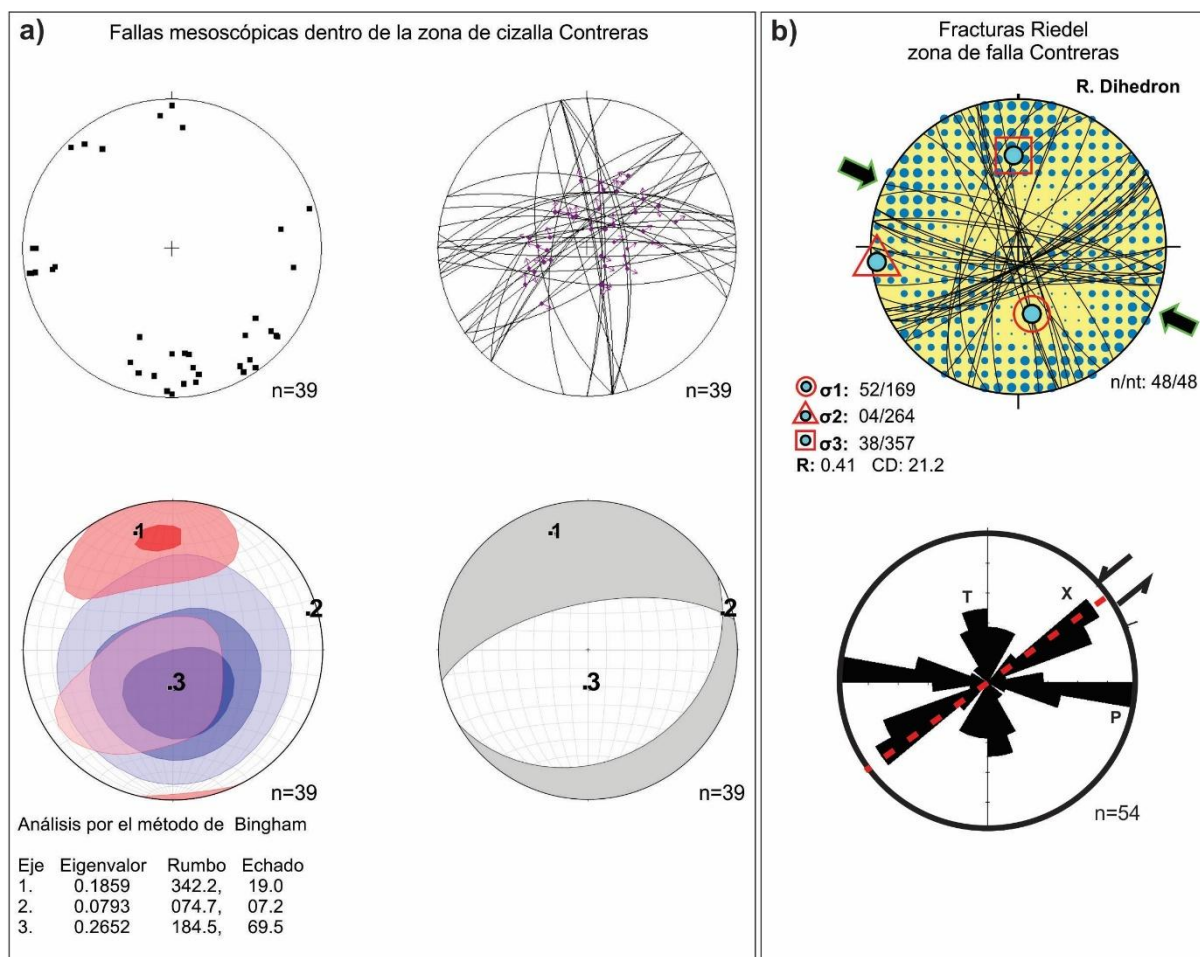


Figura 8: Vásquez-Serrano *et al.* 2026



**Figura 9:** Vásquez-Serrano *et al.* 2026

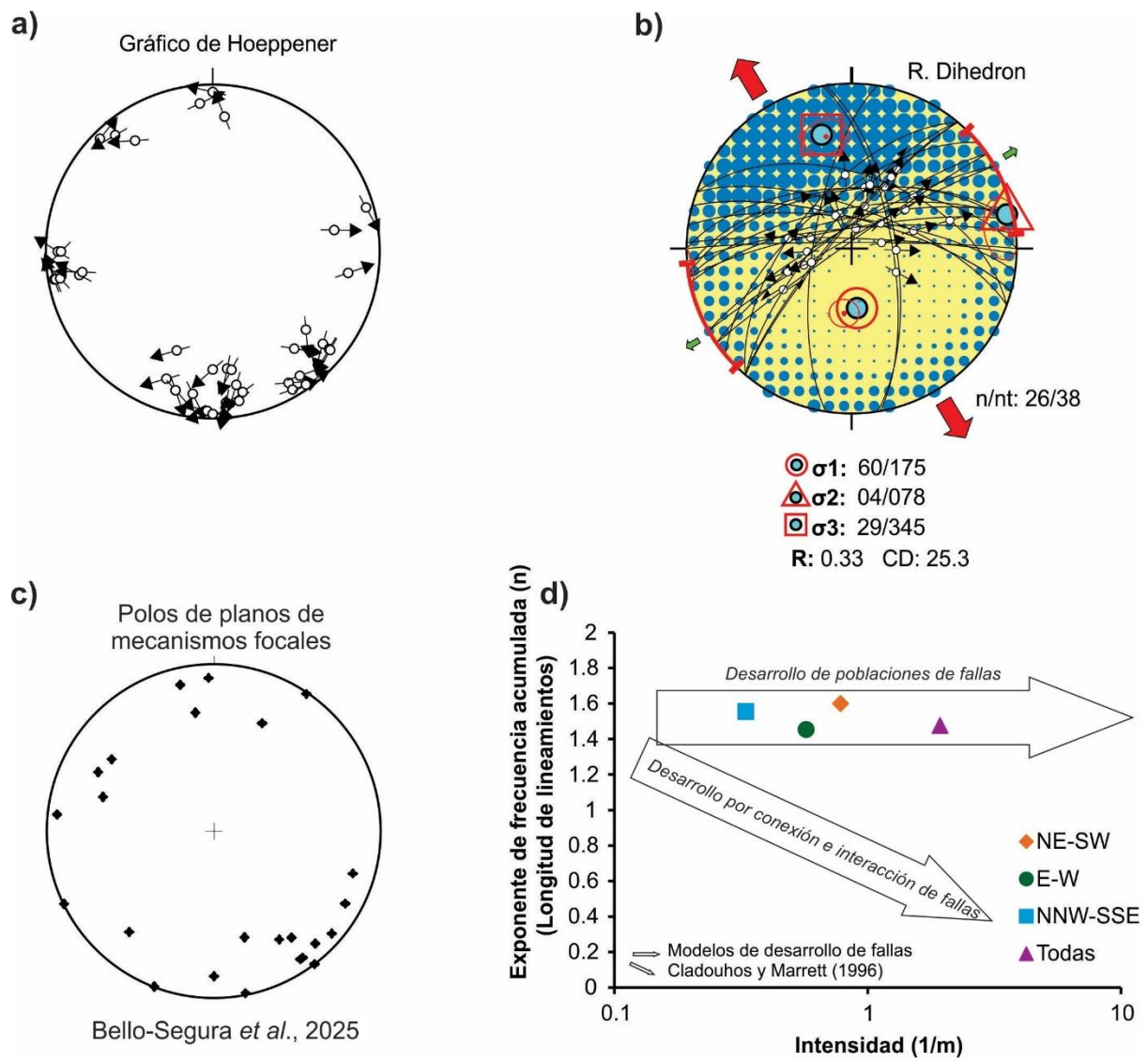


Figura 10: Vázquez-Serrano *et al.*, 2026

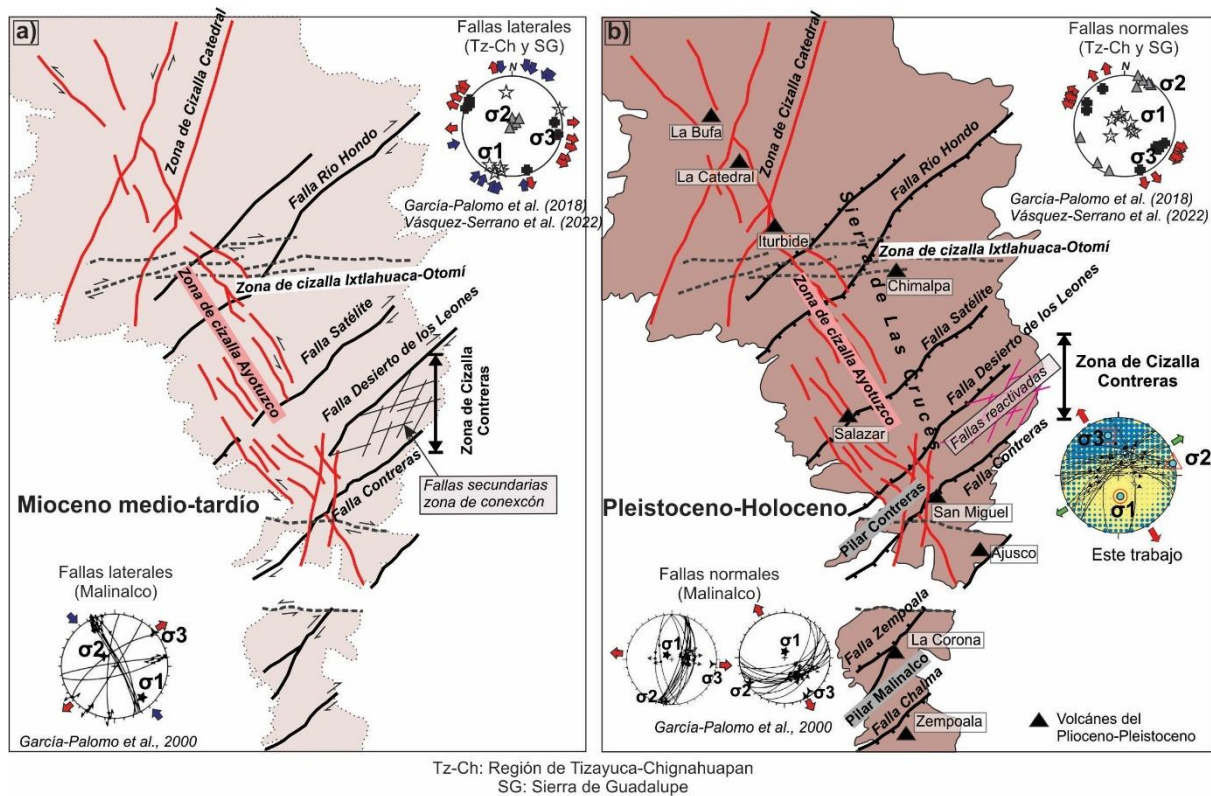
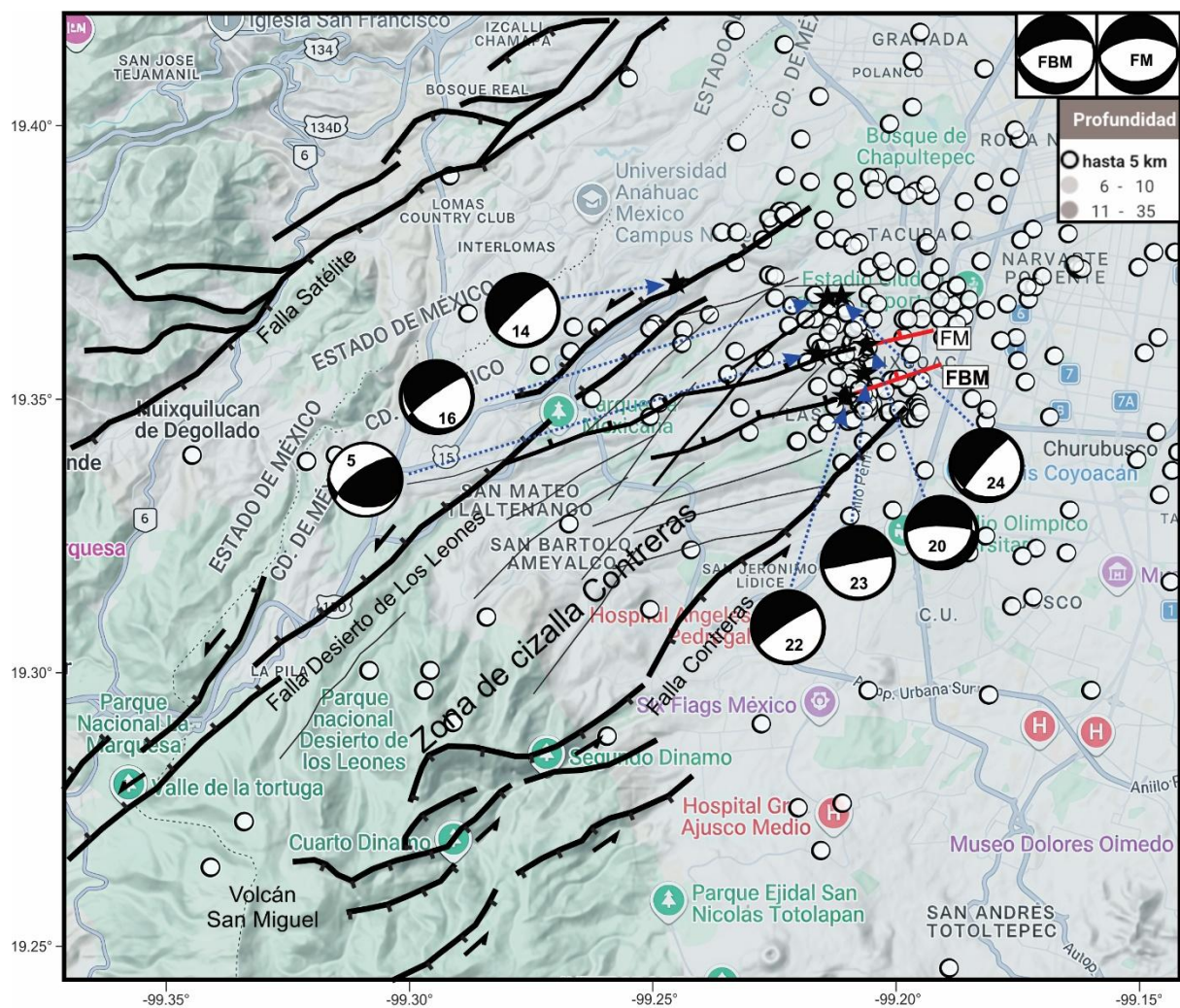


Figura 11: Vázquez-Serrano *et al.*, 2026





Sismicidad del 1900-01-01 al 2026-02-22, mag. 1.0 a 4.0, prof. menos de 1 a 15 km

Figura 12: Vásquez-Serrano *et al.*, 2026

1512

1513

1514

1515