

Tectónica y sismicidad en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro, Michoacán, México

Daniel Alberto Gómez-Calderón, Diana Cinthia Soria-Caballero, Pedro Corona-Chávez

Para citar este artículo: [Gómez-Calderón Daniel Alberto, Soria-Caballero Diana Cinthia, Corona-Chávez Pedro. 2021. Tectónica y sismicidad en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro, Michoacán, México. Ciencia Nicolaita, número 82, 23-38. DOI: <https://doi.org/10.35830/cn.vi82.556>.](#)

Ver material suplementario

Publicado en línea el 30 de septiembre de 2021

Envíe su artículo a esta revista: <https://www.cic.cn.umich.mx/cn/about/submissions>

Tectónica y sismicidad en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro, Michoacán, México

Daniel Alberto Gómez-Calderón^{1*}, Diana Cinthia Soria-Caballero¹, Pedro Corona-Chávez²

¹Universidad Nacional Autónoma de México, Escuela Nacional de Estudios Superiores campus Morelia,

²Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

HISTORIAL DEL ARTÍCULO

Recibido: 6 de junio de 2021

Aceptado: 27 de julio de 2021

RESUMEN

Las regiones tectonomagmáticas activas se caracterizan por presentar sistemas de fallamiento regionales, actividad sísmica y vulcanismo recurrente. En este contexto la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro es una zona estructuralmente compleja con alta densidad volcánica que se localiza en la porción oeste del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y dentro del sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano.

En este trabajo se presenta una revisión morfotectónica y sísmica de la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro. En esta región coexisten dos sistemas de fallamiento regionales: 1) el Sistema de Fallas Cotija-Nueva Italia, el cual agrupa estructuras con orientación NO-SE y actúa como límite entre el dominio de la Meseta P'urhépecha hacia el norte y los dominios del Graben de Peribán-Los Reyes y la Depresión del Bajo Balsas hacia el sur. 2) El Sistema de Fallas Tepalcatepec-Tangancícuaro, el cual agrupa estructuras con orientación NE-SO, incluyendo abundantes lineamientos volcánicos en la misma dirección y aparentemente condiciona el desarrollo del Graben de Peribán-Los Reyes.

La Región Volcánica Parícutin-Tancítaro presenta una intensa actividad sísmica y se ha caracterizado por haber registrado al menos 7 enjambres sísmicos en los últimos 80 años. Independientemente de la precisión de su ubicación y profundidad relativa de ocurrencia, los enjambres sísmicos coinciden con los dos sistemas de fallamiento descritos, así como con lineamientos volcánicos con edades del Pleistoceno Tardío, Holoceno e inclusive recientes (p.ej. los volcanes Parícutin (1943-1952), Pedregal (470-710), Astillero (620-680) y Metate (1000-1600)). La concurrencia y recurrencia de los tres elementos tectonomagmáticos sugiere fuertemente que las estructuras tectónicas facilitan el ascenso y emplazamiento de magmas, probablemente asociados con reservorios someros a 4-5 km, 9-10 km y 14-17 km. Dicho escenario conlleva la presencia de peligros geológicos inherentes ligados al vulcanismo y la sismicidad que pueden afectar a las comunidades asentadas en la región. Por lo tanto, es recomendable vigilar la evolución de los procesos volcánicos y sísmicos en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro por medio de instrumentación geofísica y un análisis permanente de todos los datos.

PALABRAS CLAVE: vulcanotectónica, fallas activas, sismicidad, Parícutin-Tancítaro, campo volcánico.

ABSTRACT

Active tectonomagmatic regions are characterized for the presence of regional fault systems, as well as recurrent volcanism and seismicity. The Parícutin-Tancítaro Volcanic Region is located in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field on the central part of the Transmexican Volcanic Belt and represents a structurally complex zone with high volcanic density.

This work presents a morphotectonic and seismicity analysis in the Parícutin-Tancítaro Volcanic Region. Here, we observe the coexistence of two regional fault systems: 1) the Cotija-Nueva Italia Fault System, which groups NW-SE oriented faults and fractures, and represent the limit between the Meseta P'urhépecha area to the north and the Peribán-Los Reyes Graben and the Bajo Balsas Basin to the south. 2) The Tepalcatepec-Tangancícuaro Fault System, which groups NE-SW oriented faults, including frequent volcanic lineaments with the same direction; this system influences the formation of the Peribán-Los Reyes Graben.

The Parícutin-Tancítaro Region presents an intense seismic activity and is characterized by the record of at least 7 seismic swarms during the last 80 years.

Independently the precision on the location and relatively occurrence depth of the seismic swarms, those overlap with the regional faults systems (previously mentioned) and with late Pleistocene, Holocene and recent volcanic lineaments (e.g. Parícutin volcano (1943-1952), Pedregal volcano (470-710), Astillero volcano (620-680), and Metate volcano (1000-1600)).

The concurrence and recurrence of the three tectonomagmatic elements strongly suggest that the tectonic structures ease the ascension and emplacement of magmas, probably associated to shallow reservoirs to at depths of 4-5 km, 9-10 km and 14-17 km. This scenario carries inherent geological hazards related to volcanic and seismic activity, which could affect the communities settled in the region. Therefore, its necessary monitoring volcanic and seismic processes evolution in the Parícutin-Tancítaro Volcanic Region through geophysical techniques and permanent analysis of data.

KEYWORDS: vulcanotectonic, active fault, seismicity, Parícutin-Tancítaro, volcanic field.

CORRESPONDENCIA DE AUTOR: dagcbeto@gmail.com

Ciencia Nicolaita Copyright, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

1. Introducción

Las regiones volcánicas en todo el mundo están estrechamente relacionadas con sistemas de fallas tanto regionales como locales, los cuales actúan como zonas de dilatación o debilidad cortical que condicionan el emplazamiento de los edificios volcánicos, controlan su distribución espacial, lineamientos e inclusive dislocan a los volcanes y sus productos. En particular, en el caso de los campos volcánicos monogenéticos, independientemente del escenario tectónico donde se encuentren asociados, ya sea a zonas de extensión, *rift* o ambientes intraplaca, o en ambientes de zonas de subducción (Cañón-Tapia, 2016), resultan evidentes las relaciones entre los sistemas de fallas activas y el vulcanismo, ya sea espacial y/o cortical, así como su relación con procesos de retroalimentación magmática que asisten y facilitan el ascenso de magmas y emplazamiento de los edificios volcánicos.

En lo que respecta a los campos volcánicos de tipo monogenético, en México se destaca la presencia del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) en el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM, Figura 1). El CVMG es uno de los campos volcánicos más grandes del mundo (Valentine y Connor, 2015), presenta un conjunto de sistemas estructurales complejos que han evolucionado en tiempo y espacio con el magmatismo (Kurokawa, 1995; Pérez-López *et al.*, 2011); además, alberga edificios volcánicos que han presentado actividad en tiempos históricos, tales como los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952), en donde se ha identificado la coexistencia del vulcanismo con la sismicidad y fallamiento activo.

Si bien dentro del CVMG se ha abordado el estudio de los sistemas de fallas considerando su distribución, agrupamiento volcánico (*clustering*; p.ej. Mazarinni *et al.* 2010) y evidencias

recientes de fallas tectónicas activas (Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009), existe una necesidad de estudios detallados acerca de su cinemática y su relación con los sistemas volcánicos. En el sector norte del CVMG, el paisaje volcánico se relaciona con sistemas de fallas extensionales tales como Morelia-Acamabay, Zacapu-Querétaro y Tzitzio-Valle de Santiago (Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020). Mientras que, en la porción sur, el vulcanismo ha sido asociado a la Fosa Tectónica del Bajo Balsas y el llamado Sistema San Juanico-Buenavista (Johnson y Harrison, 1990; Ownby *et al.*, 2011; Corona-Chávez *et al.*, 2019; Gómez-Calderón, 2021).

La Región Volcánica Parícutin-Tancítaro (RVPT) está localizada en el sector centro occidental del CVMG (Figura 1). Entre sus rasgos geomorfológicos resalta la coexistencia de sistemas de fallas regionales y vulcanismo muy activo durante el Cuaternario. Esta región además destaca de otras partes del CVMG porque en los últimos 80 años ha albergado la recurrencia de enjambres sísmicos, cuyas características se han registrado instrumentalmente y de los cuales al menos dos se han asociado a intrusiones ígneas y uno más culminó con la formación del volcán Parícutin (1943-1952).

En este trabajo se presenta una revisión geomorfológica y sismotectónica de la RVPT abordando la relación entre fallamiento activo, sismicidad y actividad volcánica. Con base en el análisis morfotectónico de la RVPT se revisa su relación espacial y temporal con la actividad sísmica y mecanismos focales reportados en la bibliografía consultada. Asimismo, se discuten las implicaciones para el peligro sísmico y volcánico que pueden derivar de dichas interacciones y su importancia de un monitoreo permanente e integral de los procesos volcánicos y sísmicos en Michoacán.

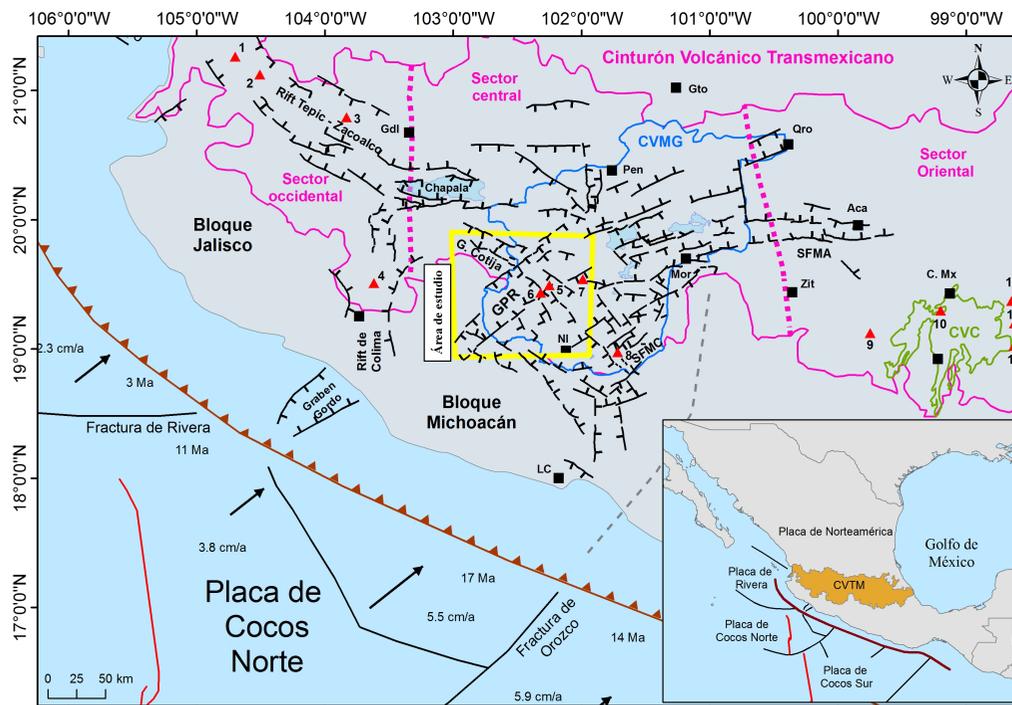


FIGURA 1. Configuración tectónica de la porción centro-occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), donde se observa la ubicación de la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro (recuadro amarillo) dentro del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG). Abreviaturas usadas: Gdl: Guadalajara; Pen: Pénjamo; LC: Lázaro Cárdenas; NI: Nueva Italia; Mor: Morelia; Qro: Querétaro; Gto: Guanajuato; Zit: Zitácuaro; Aca: Acambay; C.Mx: Ciudad de México; GPR: Graben Peribán-Los Reyes; SFMC: Sistema de fallas de Mil Cumbres; SFMA: Sistema de fallas Morelia-Acambay; CVC: Campo Volcánico Chichinautzin; G. Cotija: Graben de Cotija. Los triángulos rojos corresponden a los volcanes principales, identificados con los números, 1: Tepetitlic; 2: Ceboruco; 3: Tequila; 4: Colima; 5: Parícutin; 6: Tancítaro; 7: Metate; 8: Jorullo; 9: Nevado de Toluca; 10: Xitle; 11: Tlálloc; 12: Iztaccíhuatl; 13: Popocatepetl.

2. La Región Volcánica Parícutin-Tancítaro (RVPT)

La Región Volcánica Parícutin-Tancítaro (RVPT) se localiza en la porción noroeste del estado de Michoacán, en el sector central del arco magmático denominado Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y a su vez en la porción suroccidental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Figura 1). La evolución tectónica del CVTM está relacionada con el proceso de subducción entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica, dando lugar a la formación de grandes sistemas de fallamiento regional, así como a campos o regiones volcánicas desarrollados particularmente durante el Plioceno y el Cuaternario (Ferrari *et al.*, 2012).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) es una zona con más de 40,000 km² caracterizada por presentar una abundante concentración de centros volcánicos de tipo monogenético y en menor medida volcanes tipo escudo y volcanes compuestos (Hasenaka y Carmichael, 1985). El CVMG se desarrolló bajo un régimen de esfuerzos extensionales, donde el esfuerzo de compresión (σ_1), tiende a comportarse de manera vertical para todo el campo, mientras que el esfuerzo de cizalla (σ_2), varía dependiendo de la región; en la porción norte se orienta al E-O y en la región sur predomina la dirección NE-SO, lo cual se corrobora con el alineamiento de volcanes y la distribución de las fallas en los diferentes sectores (Connor, 1987; Kurokawa *et al.*, 1995; Figura 1).

El rasgo geomorfológico más sobresaliente de la RVPT es sin duda el volcán Tancítaro (3,840 m.s.n.m.), un estratovolcán de composición andesítica y con un volumen aproximado de 100 km³ ubicado 10 km al suroeste del volcán Parícutin (Figura 2). Se estima que la acti-

vidad magmática del volcán Tancítaro comenzó hace más de 793 ± 22 ka (Ownby *et al.*, 2007). El último registro de su actividad se relaciona con el emplazamiento de algunos domos, conos cineríticos y *spatters* aislados con una temporalidad de 237 ± 4 ka (Ownby *et al.*, 2007).

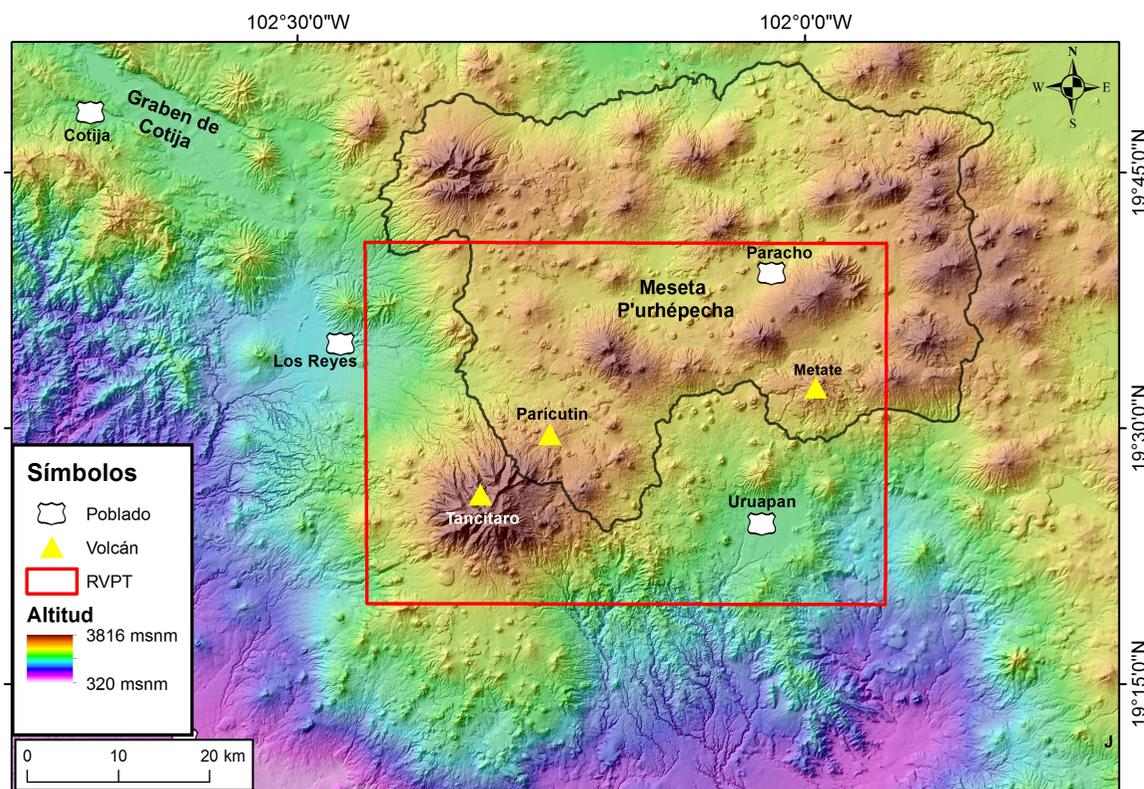


FIGURA 2. Modelo digital de elevación (MDE) donde se presenta la Región Volcánica Parícutin - Tancítaro (polígono rojo), se puede observar la localización de la Meseta P'urhépecha y se resalta la localización de los volcanes Tancítaro, Parícutin y el Metate.

Otra de las principales características de la RVPT, es la abundante presencia de edificios volcánicos de poco volumen (o monogenéticos) y en menor proporción de tipo escudo (Figura 2). En esta zona se presentan dos de los agrupamientos con mayor densidad volcánica reportados en el CVMG (Connor, 1987; Mazzarini *et al.*, 2010; Cañón-Tapia, 2016): el primero se ubica en la Meseta P'urhépecha y consiste de más de 250 volcanes alineados en dirección NE-SO, NO-SE y E-O (Corona-Chávez,

2018), incluyendo al volcán continental más joven de América: el volcán Parícutin, así como al volcán monogenético más volumétrico del CVMG durante el Holoceno: el Metate (Chevrel *et al.*, 2016; Pérez-Rodríguez *et al.*, 2020). El otro agrupamiento, se ubica en la porción sur del volcán Tancítaro, y consiste de aproximadamente 300 edificios volcánicos alineados en dirección NE-SO (Ownby *et al.*, 2011; Di Traglia *et al.*, 2014; Figura 2).

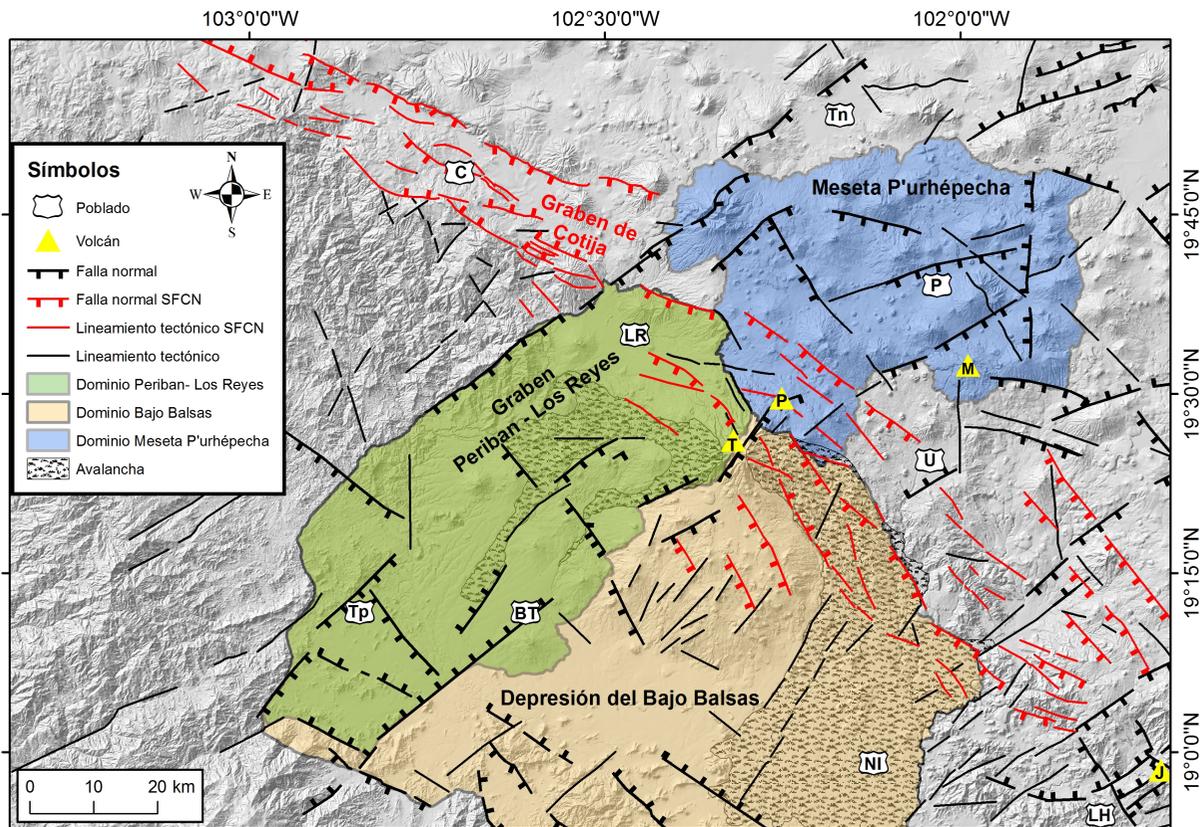


FIGURA 3. Mapa morfoestructural de la región volcánica Parícutin-Tancítaro, donde se aprecian los dominios morfoestructurales de la Depresión del Bajo Balsas, el Graben Peribán-Los Reyes y la altiplanicie que conforma la Meseta P'urhépecha. Las estructuras en rojo conforman el sistema de fallas Cotija - Nueva Italia (SFCN). Abreviaturas: C: Cotija; BT: Buenavista de Tomatlán; Tp: Tepalcatepec; LR: Los Reyes; Tn: Tangancicuaro; U: Uruapan; NI: Nueva Italia; LH: La Huacana. Volcanes: T: Tancítaro; P: Parícutin; M: Metate; J: Jorullo.

3. Análisis morfoestructural de la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro

La RVPT se localiza en una zona estructuralmente compleja donde convergen tres dominios morfoestructurales: i) la Depresión del Bajo Balsas, ii) el Graben de Peribán-Los Reyes y iii) la Meseta P'urhépecha (Figura 3).

La Depresión del Bajo Balsas representa una fosa tectónica extensional asimétrica con carácter de cuenca endorreica elongada en dirección ONO-ESE; se extiende por más de 100 km a lo largo y abarca un área de ~7,000 km² (Figura 3). La depresión presenta desniveles mayores a 3 km y tiene anchuras variables de 45 km en el sector sureste a más de 100 km en la porción noroeste. Sobre esta fosa se han identificado

más de 750 edificios volcánicos donde predominan los conos cineríticos y conos de lava o tipo *spatter* (Corona-Chávez et al., 2019).

El Graben de Peribán-Los Reyes se ubica al oeste de la RVPT y corta la Depresión del Bajo Balsas mediante estructuras extensionales con orientación NE-SO (Figura 3). Las fallas normales dieron origen a un graben NE-SO con un desnivel mayor a 2 km, longitudes mayores a 80 km y anchuras variables de 15 a 30 km en los extremos sur y norte respectivamente. Sobre el graben se emplazaron predominantemente volcanes tipo escudo (13 en total) que muestran una migración temporal de norte a sur entre 950 mil y 500 mil años, lo cual sugiere una apertura asimétrica del graben (Romero-Mosqueda, 2016).

La Meseta P'urhépecha se refiere a una región fisiográfica de altiplano (*plateau*), que se caracteriza por mostrar en sus zonas de menor altitud llanos con formas colinares de baja pendiente, con una altura basal media entre 2,200 y 2,400 m s.n.m. (Corona-Chávez, 2018, Figura 2 y 3). Como se mencionó anteriormente, la meseta es una de las regiones con mayor densidad volcánica dentro del CVMG (Connor, 1987; Mazzarini *et al.*, 2010; Cañón-Tapia, 2016).

La localización de la RVPT en la intersección de los dominios morfotectónicos anteriores refleja una importante influencia tectónica, que se manifiesta con la presencia de dos sistemas de deformación regionales: el sistema Cotija-Nueva Italia con dirección NO-SE y el sistema Tepalcatpec-Tangancícuaro con dirección NE-SO.

4. Sistemas de deformación en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro

4.1. Sistema de fallas Cotija-Nueva Italia (SFCN)

En este trabajo nos referimos como Sistema de fallas Cotija-Nueva Italia (SFCN) a la zona de deformación referida en trabajos previos como la Zona de Fallas San Juanico-Buenavista (Johnson y Harrison, 1990; Pacheco *et al.*, 1999; Larrea *et al.*, 2019). En los trabajos citados, esta zona es referida como la porción occidental más activa de la franja de deformación denominada “Zona de Fallas Chapala–Oaxaca”, la cual posee una orientación NO-SE y es fisiográficamente reconocible por los morfolineamientos que delimitan el curso del río Balsas en su trayecto por los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca (Johnson y Harrison, 1990). La necesidad de renombrar y redefinir esta zona de deformación surge de una evidente confusión que se genera, por un lado, debido a una sobredimensión propuesta por Johnson y Harrison (1990), en particular en la por-

ción suroriental, la cual ha sido extendida hasta el poblado de Buenavista de Cuéllar en Guerrero y por otro lado, debido a que estos autores unen estructuras que presentan una geometría y temporalidad inconsistentes con una sola cinemática y actividad tectónica.

En este estudio, el SFCN representa un sistema de fallas normales y morfolineamientos regionales, generalmente representados por alineamientos volcánicos con orientación ONO-ESE (Figura 3). En el sector occidental del SFCN destaca el Graben de Cotija, el cual tiene una longitud aproximada de 68 km en dirección N300, un ancho promedio de 12 km y un desnivel de 600-700 m en su porción centro-occidental y de 300 m en el sector oriental. El Graben de Cotija está delimitado por fallas normales NO-SE, con longitudes de 7 a 14 km, geometrías en échelon y escarpes acumulados entre 100 y 300 m. Además, muestra una cinemática adicional lateral izquierda que corta productos volcánicos del Pleistoceno y probablemente del Holoceno (Pacheco *et al.*, 1999; Rosas-Elguera *et al.*, 2003).

El SFCN limita estructuralmente hacia el sur los dominios morfotectónicos de la Depresión del Bajo Balsas y Graben de Peribán-Los Reyes, mientras que hacia el norte limita el dominio de la Meseta P'urhépecha. En la RVPT el SFCN se compone principalmente por lineamientos de edificios volcánicos y por fallas normales con una orientación general N300-N330, con longitudes que van de 7 a 12 km y en menor proporción segmentos menores a 5 km. En este sector se observa la formación de semigraben delimitados por fallas normales con el bloque de techo cayendo hacia el suroeste y únicamente se aprecia un graben, el cual contiene la avalancha oriental del volcán Tancítaro que ocurrió aproximadamente hace 260 ka (Ownby *et al.*, 2011).

El SFCN se continúa hacia el sureste de Uruapan, con estructuras que tienen longitudes de 5

a 17 km, escarpes acumulados de 70 m y que cortan el Batolito de Matangarán. Entre Uruapan y La Huacana se observa el alineamiento de edificios tipo escudo (p.ej. C. La Barra, C. La Viga, C. Tipitarillo y C. El Cobrero) en la misma dirección del SFCN. El límite oriental del SFCN se localiza en la región de Nueva Italia y es desplazado por una zona de fallamiento normal con dirección NE-SO que pertenece al sistema de deformación de Mil Cumbres. Sin embargo, hacia la región del volcán Jorullo se observan estructuras con la misma orientación (NO-SE) y cinemática que el SFCN, las cuales podrían representar la continuidad del sistema, o bien podrían tratarse de estructuras miméticas reactivadas como sistemas conjugados asociados al sistema de Mil Cumbres, cuya influencia es muy importante en esta zona (Gómez-Calderón, 2021).

4.2. Sistema de Fallas Tepalcatepec-Tangancícuaro (SFTT)

En la RVPT el SFCN coexiste y es afectado por un sistema de fallas NE-SO, que en este trabajo lo denominaremos como Sistema de Fallas Tepalcatepec-Tangancícuaro (SFTT). El SFTT se trata de una franja de deformación con orientación NE-SO que va desde Tepalcatepec hasta Tangancícuaro con una longitud de 130 km y un ancho de 90 km entre Los Reyes y Nueva Italia (Figura 3). Las estructuras de este sistema se observan en el Graben de Peribán-Los Reyes, la Meseta P'urhépecha y la Depresión del Bajo Balsas. Aunque este sistema de fallas es un rasgo estructural de primer orden no había sido descrito anteriormente (Romero-Mosqueda, 2017).

El SFTT está formado por fallas normales y fracturas con una orientación general N40-N60. Hacia el occidente de la RVPT, este sistema genera el Graben de Peribán-Los Reyes, el cual es limitado por fallas normales con longitudes de

10 a 35 km y escarpes de 80 a 280 m. En la Meseta P'urephécha el SFTT se caracteriza por la presencia de algunas fallas normales con longitudes de 5 a 15 km y escarpes acumulados de 60 a 240 m. Además, se distingue por abundantes alineamientos de volcanes pequeños y de mayor volumen como lo es el lineamiento de Paracho sobre el cual se han emplazado volcanes tipo escudo de 60 ka. Las fallas y alineamientos presentan orientaciones de N50-N70 (Figura 3).

En la Depresión del Balsas, se observa la influencia de este sistema hacia el sur del volcán Tancítaro a través de los lineamientos de edificios volcánicos con una dirección N35-N50 y longitudes de hasta 15 km. Se considera que el colapso del sector oriental del volcán Tancítaro, el cual generó una corona somital en forma de herradura con apertura hacia el sureste, fue detonado por la actividad del SFTT y los depósitos de la avalancha fueron delimitados por estructuras con orientación N30-35 asociadas al mismo sistema en la región de Nueva Italia (Figura 3).

5. Sismicidad y enjambres sísmicos de la RVPT

Para la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro la sismicidad instrumental suele ser de magnitud baja a moderada debido a la escasez de estaciones sísmicas cercanas, pero destaca el registro de 8 enjambres sísmicos ocurridos en los años de 1943, 1997, 1999, 2000, 2006, 2012, 2020 y 2021.

El primer enjambre sísmico que fue descrito se refiere al de 1943, el cual se registró por medio de estaciones sísmicas temporales cinco semanas previas a la erupción del volcán Parícutin. La actividad tuvo una frecuencia de 20 a 35 sismos al día y magnitudes superficiales de 3.2, con un máximo de 300 sismos el 19 de febrero de 1943 (Yokoyama y De la Cruz-Reyna, 1990). De todos los enjambres reportados en la

región, este fue el único cuya etapa final culminó con una erupción volcánica.

El enjambre sísmico de 1997 fue registrado por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). Comenzó en febrero y culminó el 18 de marzo del mismo año (Figura 4). Durante esta crisis se contabilizaron 230 sismos con magnitudes entre 1.5 y 4.1. Estos eventos se produjeron a profundidades entre 10 y 18 km y se distribuyeron en dos alineaciones: NE-SO y NO-SE. El origen de esta secuencia sísmica se asoció al movimiento de fallas normales regionales y no se reconoció ningún componente de tipo magmático (Pacheco *et al.*, 1999; Gutiérrez Martínez y Valdés González, 2000).

El enjambre sísmico de 1999 fue registrado por el SSN entre mayo y junio. Las características de los sismos, así como el proceso que lo originó, son similares a los propuestos para el enjambre de 1997 (Gutiérrez Martínez y Valdés González, 2000). La mayor frecuencia de eventos se registró entre el 4 y 7 de junio, contabilizando 111 sismos con magnitudes entre 1.5 y 3.0.

El enjambre del año 2000 ocurrió entre abril y junio y fue reportado por el Departamento de Sismotectónica de la Comisión Federal de Electricidad (Gutiérrez Martínez y Valdés González, 2000). El registro comenzó con ~30 sismos al día y alcanzó su máximo el 16 de mayo con 280 registros. La magnitud máxima reportada para estos eventos fue de 3 y se localizaron a las mismas profundidades que las reportadas en los enjambres de 1997 y 1999. Su origen se asoció a la actividad de las fallas de la región.

El enjambre sísmico de 2006 ocurrió entre el 21 de mayo y el 2 de julio (Figura 4). Durante este periodo, se contabilizaron entre 700 y 1000 sismos (Gardine *et al.*, 2011 y Pinzón *et al.*, 2017, respectivamente), con un máximo de 40 registros el 31 de mayo y magnitudes locales entre 2.5 y 3.7. Los hipocentros se agruparon a 9-10 km y 3-4 km de profundidad y se distri-

buyeron con una orientación NE-SO (Figura 4); con base en la diversidad de los mecanismos focales y el cálculo del valor-*b* (de 2.45 y 1.47, Gardine *et al.*, 2011 y Pinzón *et al.*, 2017, respectivamente), esta distribución se asoció a un evento magmático relacionado al emplazamiento de un dique. Se estima que el volumen de magma emplazado fue de 0.001 km³ e incrementó la deformación cortical debajo del volcán Tancítaro (Pinzón *et al.*, 2017).

El enjambre sísmico de 2012 fue reportado por el SSN en un informe de 2016, indicando una secuencia de 20 sismos con magnitudes entre 3.8 y 4.2, asociada a réplicas del sismo del 11 de abril de 2012 ocurrido en las costas de Michoacán y el cual tuvo una magnitud de 6.4 y una profundidad de 20 km.

Finalmente, el enjambre de 2020 ocurrió entre el 5 de enero y el 23 de febrero, fue reportado por el SSN contabilizando 3384 sismos con magnitudes coda entre 2.3 y 4.1, siendo la máxima frecuencia el 4 de febrero con 298 sismos. La distribución de los epicentros se concentró en dos zonas: una entre el volcán Parícutin y Uruapan y la segunda entre los volcanes Tancítaro y Parícutin. En profundidad, los hipocentros se concentraron principalmente entre 14 y 17 km (zonas A, D en la Figura 4), 19 y 22 km (zona E), 9 y 10 km (zona B) y 4-5 km (zona F; Martínez-Medina *et al.*, en prensa). Cabe mencionar que los datos presentados en la Figura 4 no tuvieron ningún tratamiento adicional y se graficaron como se publicaron por el SSN.

Para este enjambre se sugiere que la actividad sísmica migró de mayor a menor profundidad y formó alineamientos superficiales en dirección NE-SO y NO-SE (Figura 4), los cuales se corresponden con fallas regionales. Adicionalmente, en la Figura 4 se observa que puede existir una conexión entre los agrupamientos localizados a 14-17 km (zona A y D) y 9-10 km (zona B) a través de la zona C. Las característi-

cas mencionadas previamente de este enjambre son similares a las reportadas para los enjambres de 1997 y 2006 y su origen se relacionó con el emplazamiento de diques (agrupamiento C y G) y sills (agrupamientos A, B, D, E y F, Figura 4), para el cual se estimó un volumen de 0.0305 km^3 considerando la relación volumen de magma:momento sísmico total liberado (Martínez-Medina *et al.*, en prensa).

Recientemente, y al momento de escribir este documento, el 28 de mayo de 2021 comenzó

una nueva crisis de sismicidad en esta misma zona, registrada por el SSN y que ha reportado 1121 sismos hasta el 28 de julio, con magnitudes de duración entre 3 y 4.1. Los hipocentros se han concentrado principalmente entre 7 y 11 km (con 570 sismos) y una segunda agrupación se observa a los 14 km (con 97 sismos). La distribución espacial en superficie de este enjambre es similar a la de los anteriores con lineamientos NE-SO y NO-SE.

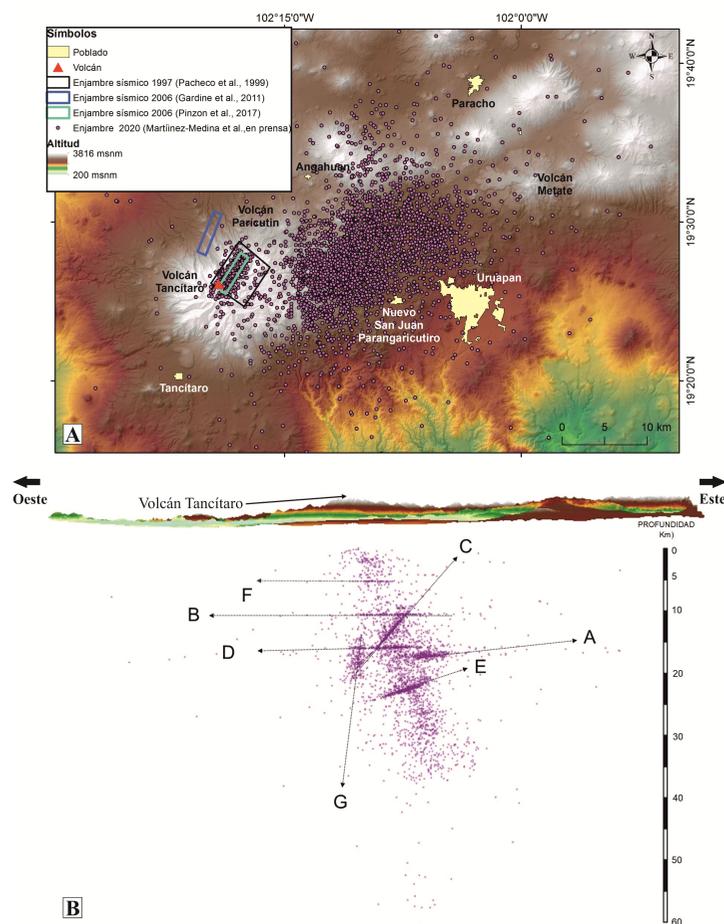


FIGURA 4. **A.** Modelo Digital de Elevación (MDE) donde se presentan los epicentros del enjambre sísmico ocurrido en 2020. Además, se resaltan con polígonos los enjambres reportados para los años 1997 (Pacheco *et al.*, 1999), 2006 (Gardine *et al.*, 2011; Pinzón *et al.*, 2017) y 2020 (Martínez-Medina *et al.*, 2021). **B.** MDE en 3D (generado con el software ArcView) con la proyección de los hipocentros del enjambre sísmico del 2020 donde se observan agrupaciones horizontales que sugieren la presencia de sills y que se focalizan entre 14 y 17 km (zona A y D), 19 y 22 km (zona E), 9 y 10 km (zona B) y 5 km (zona F). Adicionalmente, se observan dos agrupamientos subverticales que sugieren el emplazamiento de diques (zonas C y G). Cabe mencionar que el agrupamiento C presenta una orientación NE-SO en superficie. La escala horizontal del modelo 3D es la misma que en la figura 4A. (Modificado de Martínez-Medina *et al.*, 2021).

6. Recurrencia y relación entre la actividad sísmica y los sistemas de fallamiento de la RVPT

La presencia de los sistemas de deformación previamente mencionados en la RVPT facilita el ascenso de sistemas magmáticos y generalmente es en la intersección de dos estructuras de primer orden asociadas a ambos sistemas donde se concentra la actividad volcánica. Los volcanes históricos Parícutin y el Metate nos sirven como ejemplo para sustentar esta hipótesis (Figura 5). Estos lineamientos tectónicos y actividad volcánica reciente se asocian con el SFCN y el SFTT y reflejan un buen ejemplo de cómo el carácter y distribución del vulcanismo es controlado por la tectónica regional (Johnson y Harrison, 1990; Vélez-Calderón y Corona-Chávez, 2016).

Los enjambres sísmicos ocurridos en los últimos años permiten entender la relación entre las estructuras tectónicas y el emplazamiento de edificios volcánicos durante el Cuaternario en la RVPT. La distribución de la sismicidad y el alineamiento de los edificios volcánicos (Figura 5) refleja que los sistemas de fallas Cotija-Nueva Italia y Tepalcatepec-Tangancicuaro son activos y han facilitado el ascenso de magma. Esto es particularmente evidente en los patrones de los enjambres de 1997, 2006, 2020, los cuales mostraron migraciones verticales y horizontales de los hipocentros siguiendo una alineación NE-SO en las etapas iniciales y agrupándose debajo del volcán de Tancítaro en las etapas finales. Con base en los datos obtenidos de los diferentes enjambres sísmicos, se observa que la concentración y migración de hipocentros se relaciona directamente con el emplazamiento de intrusiones magmáticas que generan diques y sills a 15-16 km, 10 km y 5 km de profundidad (Gardine *et al.*, 2007; Pinzón *et al.*, 2011; Martínez-Medina *et al.*, *en prensa*; Figura 4).

El hecho de que los enjambres posteriores a 1943 no hayan culminado en una erupción volcánica, podría explicarse por una estrecha relación con la actividad y reactivación del fallamiento de los sistemas SFCN y SFTT, así como por una barrera geofísica que pudo impedir o limitar el movimiento y su ascenso. Esto último suele suceder con frecuencia en zonas con actividad volcánica monogenética como lo es el CVMG, donde los sistemas magmáticos se caracterizan por ser de poco volumen y por lo tanto pueden detener su ascenso al alcanzar el límite de flotación neutral, quedándose atrapados entre las fallas y fracturas de la corteza. Entonces, la actividad magmática se manifiesta como enjambres sísmicos locales e inclusive actividad freática anómala (De la Cruz-Reyna y Yokoyama, 2011; Gardine *et al.*, 2011).

En otras zonas del mundo, enjambres sísmicos similares a los de la RVPT se asocian con un modelo donde una cámara magmática sobrepresurizada genera y alimenta a un dique que se propaga lateralmente, produciendo secuencias de sismos pequeños debido a un fracturamiento hidráulico y la formación de fallas normales que se mueven por transferencia de estrés estático. En las etapas iniciales el volumen del dique aumenta de forma exponencial alejándose del reservorio magmático, lo cual incrementa la frecuencia de la sismicidad. Si el reservorio no cuenta con la entrada adicional de fundidos más profundos, el crecimiento del dique se detiene y con esto la frecuencia de los sismos también disminuye hasta desaparecer (Pasarelli *et al.*, 2018). Este comportamiento resulta en una típica tendencia gaussiana en la curva de frecuencia sísmica como se observa en el enjambre del 2020 en la RVPT (Martínez-Medina *et al.*, *en prensa*).

Finalmente, para observar la relación entre sismicidad y vulcanismo en la RVPT, en la figura 5 se muestra la sismicidad instrumental

reportada por el SSN desde la década de los noventas hasta julio de 2021 asociados con la ubicación de los edificios volcánicos emplazados durante los últimos 100 ka.

El alineamiento volcánico más evidente y de mayor longitud consta de 15 edificios volcánicos alineados en dirección NE-SO a lo largo de 70 km. Se ubica entre Apatzingán y el volcán el Metate y se relaciona con una fractura cortical asociada al SFTT (Figura 5). Sobre este

alineamiento se han emplazado tres volcanes históricos que afectaron significativamente a las comunidades locales en su momento: El Metate (1000-1600 d.C), El Pedregal (470-710 d.C) y el Astillero (620-680 d.C; Chevrel *et al.*, 2015; Larrea *et al.*, 2019. Adicionalmente se observa el alineamiento en la misma dirección de sismos con magnitud mayor a 4 entre Tancitaro y el Metate (Figura 5).

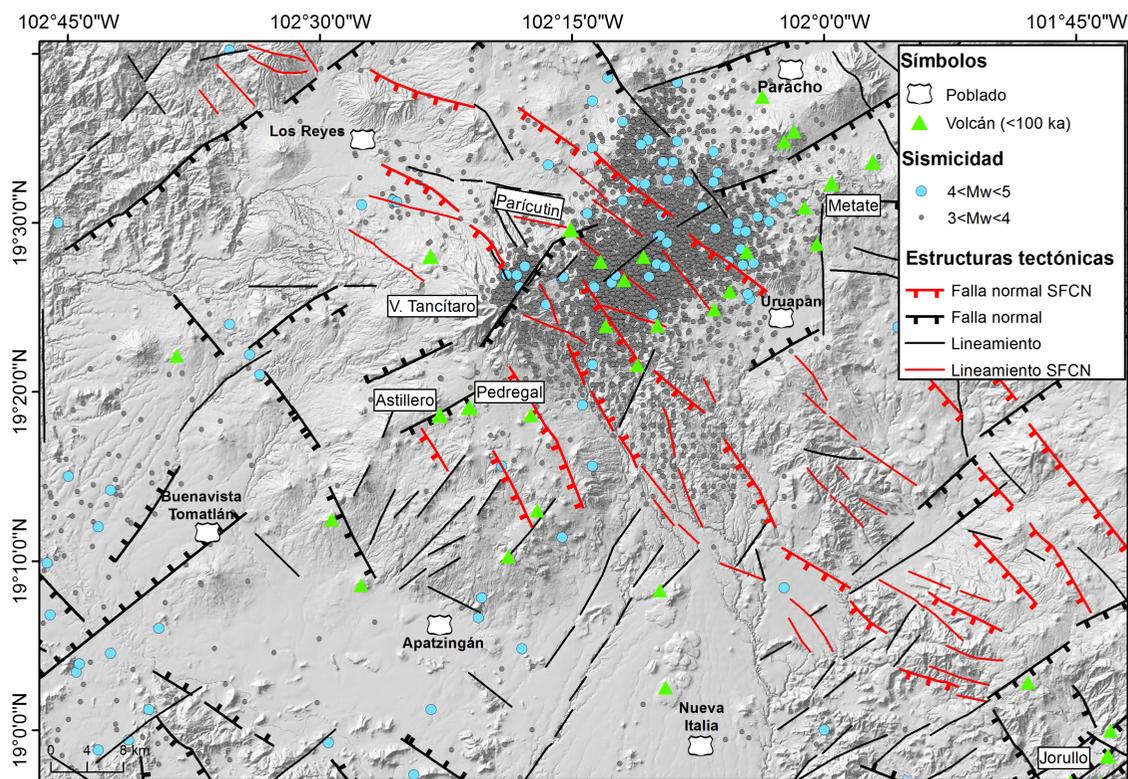


FIGURA 5. Sismicidad instrumental obtenida del SSN para el periodo 1991-2021 (julio), también se observa las estructuras tectónicas y los volcanes del Pleistoceno Tardío - Holoceno presentes en la RVPT.

Hacia la porción noroeste de esta región se observa una estructura NE-SO de menor longitud que disloca el volcán Tancitaro y generó el colapso de su porción oriental hace 260 ka (Ownby *et al.*, 2011). El extremo noreste de esta estructura se asocia al emplazamiento de los volcanes Parícutin, Sapichu y Taqui a través de un dique con 1.5 km de longitud y 3 a 6 m de ancho (De la

Cruz-Reyna y Yokoyama, 2011), así como a la formación de un graben sin-volcánico al suroeste de Parícutin (Luhr y Simkin, 1993). Los epicentros de los enjambres sísmicos de 1997, 2006, 2020 y 2021 se traslapan ampliamente sobre esta estructura, donde los mecanismos focales del enjambre de 1997 sugieren una cinemática normal lateral izquierda (Pacheco *et al.*, 1999).

El SFCN también incluye alineamiento de volcanes y sismicidad. Su actividad se refleja en los alineamientos NO-SE de los volcanes Parícutin con el C. Cirahapán, el C. Juritzicuaro, el C. Cupicuaró, C. Ciricuti y el C. Colorado; del Metate con el C. Paracho; y de los sismos con magnitud mayor a 4 observados al noroeste de Uruapan (Figura 5). Para el enjambre sísmico de 1997 un alineamiento NO-SE sobre el volcán Tancítaro presentó mecanismos focales que sugieren una cinemática inversa lateral izquierda (Pacheco *et al.*, 1999).

7. Consideraciones acerca del peligro sísmico y volcánico de la RVPT

Aunque la mayoría de los fenómenos geológicos son poco predecibles, es posible obtener ciertos conocimientos entre los que destaca la aproximación estadística. Aumentar la cantidad de instrumentos de registro instalados y por lo tanto de datos sísmicos en una región, permitiría determinar y aproximar hipótesis del comportamiento y peligro de los eventos naturales, tales como sismos, erupciones volcánicas y deslizamientos, entre otros. Adicionalmente se debe resaltar que con un mayor número de datos se obtienen mejores estimaciones de riesgo geológico y en colaboración con las dependencias e instituciones responsables de protección civil, es factible desarrollar las acciones pertinentes en la gestión de riesgos, esto con el objetivo de mitigar la afectación a las poblaciones vulnerables ante la ocurrencia de un fenómeno natural que pueda derivar en un desastre.

En la RVPT, la coexistencia de sistemas de fallamiento regionales activos y el emplazamiento de edificios volcánicos geológicamente recientes, refleja que esta zona es tectonomagmáticamente activa y puede generar las condiciones adecuadas para la ocurrencia de eventos

sísmicos o volcánicos que sin duda afectarían a las comunidades aledañas.

La repetición y recurrencia de enjambres sísmicos en la región sugiere una estrecha relación con el emplazamiento de magmas en niveles corticales someros, donde si bien la mayoría parecen haber quedado atrapados en la corteza, existe la posibilidad de que los sistemas de fallas y fracturas permitan su ascenso hasta la superficie y se genere el “nacimiento” de un nuevo volcán, en un proceso similar al ocurrido para los volcanes de Parícutin (1943-1952), El Astillero, el Pedregal (500 - 700) o el Metate (1000-1600). Es importante mencionar que históricamente este tipo de fenómenos han ocasionado migraciones y grandes afectaciones sociales en los poblados p'urhépecha.

La elevada frecuencia de sismos en la RVPT, aunque estos posean magnitudes bajas a moderadas, puede afectar la infraestructura humana (p.ej. casas y vías de comunicación), debido a que la acumulación de esfuerzos de vibración durante tiempos prolongados aumenta el peligro sísmico local para las comunidades de la zona.

Otra consideración importante es la concentración de hipocentros en la zona debajo del estratovolcán Tancítaro, el cual, por su altitud y pendientes, es una geoforma relativamente inestable en sus laderas. La recurrencia del fenómeno de enjambre sísmico podría generar las condiciones propicias para desencadenar un nuevo colapso del volcán Tancítaro, como los observados en sus sectores oriental y occidental (Ownby *et al.*, 2007), los cuales produjeron avalanchas de escombros que alcanzaron decenas o cientos de kilómetros de longitud y decenas de metros de espesor.

En resumen, la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro representa una zona con intensa actividad sísmica y volcánica, por lo tanto, se puede calificar como una región tectonomagmática cuyo estudio y entendimiento requiere de

una amplia instalación de instrumentos geofísicos y un monitoreo permanente.

Referencias

- CAÑÓN-TAPIA, E. 2016. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310: 26-38.
- CHEVREL, M. O., Siebe, C., Guilbaud, M. N., & Salinas, S. 2016. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*, 26 (3): 471-488.
- CONNOR, C. B. 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33 (1-3): 191-200.
- CORONA-CHÁVEZ, P. 2018. Revisitando los volcanes de la Región del Parícutin: morfología, petrología y edad. *Ciencia Nicolaita*, 74: 31 - 58.
- CORONA-CHÁVEZ, P., Morales-Gámez, M., Gómez-Calderón, D. A., Macías-Vázquez J. L., y Molina J. F. 2019. Geocronología, petrología y termobarometría del vulcanismo de la Región Volcánica Los Reyes-Nueva Italia (RVRN), Michoacán: implicaciones tectónicas. *Actas INAGEQ* 25: 92 - 93.
- DE la Cruz-Reyna, S. D. L., y Yokoyama, I. 2011. A geophysical characterization of monogenetic volcanism. *Geofísica internacional*, 50 (4): 465-484.
- DI Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., & Monroy, V. H. G. (2014). Semi-automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: Validation and application to the cinder cones of the Tancitaro–Nueva Italia region (Michoacán–Guanajuato Volcanic Field, Mexico). *Geomorphology*, 219: 152-160.
- FERRARI, L., Orozco-Esquível, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- GARDINE, M., West, M. E., y Cox, T. 2011. Dike emplacement near Parícutin volcano, Mexico in 2006. *Bulletin of Volcanology*, 73 (2): 123-132.
- GARDUÑO-MONROY, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szyrkaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M.L. Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica internacional*, 48 (3): 319-335.
- GÓMEZ-CALDERÓN D.A. 2021. Coexistencia de magmas shoshoníticos y calcialcalinos en la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana-Pedernales, Michoacán México. *Petrografía, geoquímica e implicaciones tectónicas*. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis maestría, Morelia, Michoacán, México, pp. 138.
- GÓMEZ-VASCONCELOS, M. G., Luis Macías, J., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Loera, H., Mendiola-López, F., Pertón, M. 2020. The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geological Society of America Bulletin*.
- GUTIÉRREZ Martínez C. y Valdés González, C. 2000. Actividad sísmica en la zona de Parícutín-Tancitaro, estado de Michoacán: Secuencias sísmicas en 1997, 1999 y 2000. Informe del Área de Riesgos Geológicos, Centro Nacional de Prevención de Desastres Sistema Nacional de Protección Civil, Secretaría de Gobernación, pp. 12.
- HASENAKA, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 (1-2): 105-124.
- JOHNSON, C. A., y Harrison, C. G. A. 1990. Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 64 (2): 187 – 210.
- JOHNSON, C. A., & Harrison, C. G. A. (1990). Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64 (2-4): 187-210.
- KUROKAWA, K., Otsuki, K. y Hasenaka, T. 1995. Tectonic stress field and fractal distribution of volcanoes in the Michoacán–Guanajuato region of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. 34 (3): 309 – 320.
- LARREA, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., & Kuentz, D. 2019. A re-interpretation of the petrogenesis of Parícutin volcano: distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology*, 504: 66-82.
- LUHR, J. F., Simkin, T., y Cuasay, M. 1993. Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield. *US Geoscience Press*.
- MARTÍNEZ-MEDINA, M., Soria-Caballero, D.C., Corona-Chávez, P., Gómez-Calderón D.A., Figueroa-Soto, A.G., González-Fabian, M.C. 2021. El enjambre

- sísmico de Michoacán 2021, región volcánica de Parícutin - Tancítaro. In: Parícutin, saberes y memoria, Morevallado editores, ISBN: 978-607-542-195-7, en prensa.
- MAZZARINI, F., Ferrari, L., & Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486 (1-4): 55-64.
- OWNBY, S., Granados, H. D., Lange, R. A., y Hall, C. M. 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, México, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161 (1-2): 1-14.
- OWNBY, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2011). Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (1-2): 274-294.
- PACHECO, J. F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S. K., Zúñiga, F. R., Mortera-Gutiérrez, C. A., Santoyo, M. A., Domínguez, J. y Barrón, R. 1999. Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (6): 567-577.
- PASSARELLI, L., Heryandoko, N., Cesca, S., Rivalta, E., Rohadi, S., Dahm, T., y Milkereit, C. 2018. Magmatic or Not Magmatic? The 2015–2016 Seismic Swarm at the Long-Dormant Jailolo Volcano, West Halmahera, Indonesia. *Frontiers in Earth Science*, 6, art. 79.
- PÉREZ-LÓPEZ, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., & Giner-Robles, J. L. (2011). Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1-4): 65-72.
- PÉREZ-RODRÍGUEZ, N., Morales, J., Guilbaud, M. N., Goguitchaichvili, A., Cejudo-Ruiz, R., & del Sol Hernández-Bernal, M. (2020). Reassessment of the eruptive chronology of El Metate shield volcano (central-western Mexico) based on a comprehensive rock-magnetic, paleomagnetic and multi-approach paleointensity survey. *Quaternary Geochronology*, 55: 101031.
- PINZÓN, J. I., Núñez-Cornú, F. J., y Rowe, C. A. 2017. Magma intrusion near Volcán Tancítaro: Evidence from seismic analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 262: 66-79.
- ROMERO-MOSQUEDA, S. J. 2017. Análisis morfoestructural de las relaciones petrológicas del graben de Peribán, Michoacán. Tesis de Licenciatura. Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología. Universidad de Guanajuato. Guanajuato, Guanajuato, México. Pp. 118.
- ROSAS-ELGUERA, J., Alva-Valdivia, L. M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A., Prieto, J. C. S., & Lee, J. K. 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review*, 45 (9): 814-826.
- SUTER, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the Central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6): 693-703.
- VALENTINE, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 423-439). Academic Press.
- VÉLEZ-CALDERÓN, A. E., y Corona-Chávez, P. 2016. Análisis estructural y morfológico de la evolución del Bajo Balsas en relación con el tectonismo y magmatismo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Programa de Verano Universidad Autónoma de Guerrero.
- YOKOYAMA, I. y De la Cruz-Reyna, S. (1990). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (3-4): 265-281.