

## ANÁLISIS MORFOGÉNÉTICO PRELIMINAR DE UNA PORCIÓN DE LA SIERRA DE PACHUCA, MÉXICO

L. E. Ortiz-Hernández<sup>1,\*</sup>, N. Cantera-Velázquez<sup>2</sup>, J. C. Escamilla-Casas<sup>1</sup>, E. Cruz-Chávez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
leoh@uaeh.edu.mx

<sup>2</sup>Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
nara7\_cv@hotmail.com

\* Autor de correspondencia: leoh44@hotmail.com

### RESUMEN

En la porción sudoriental de la sierra de Pachuca que comprende parte de los municipios de Mineral de la Reforma, Epazoyucan, Singuilucan, Villa de Tezontepec, Zempoala y Tlanalapa, en el estado de Hidalgo, se reconoce una estructura semi-elíptica de eje mayor 20 km y eje menor 13 km, interpretada como una caldera volcánica. Esta estructura posee varias geoformas volcánicas asociadas (domos, conos mongenéticos, cuellos volcánicos, derrames de lava y flujos piroclásticos). La caldera está limitada al norte por el complejo estratovolcánico riolítico de las Navajas (Pleistoceno), al este por conos monogenéticos plio-cuaternarios, al sur por el complejo dómico andesítico de Los Pitos (Mioceno-Plioceno tardío) y al oeste por flujos basálticos y piroclásticos, así como domos y cuellos volcánicos riolíticos.

El análisis morfogenético de esta estructura permite establecer algunos hechos relevantes acerca de su génesis.

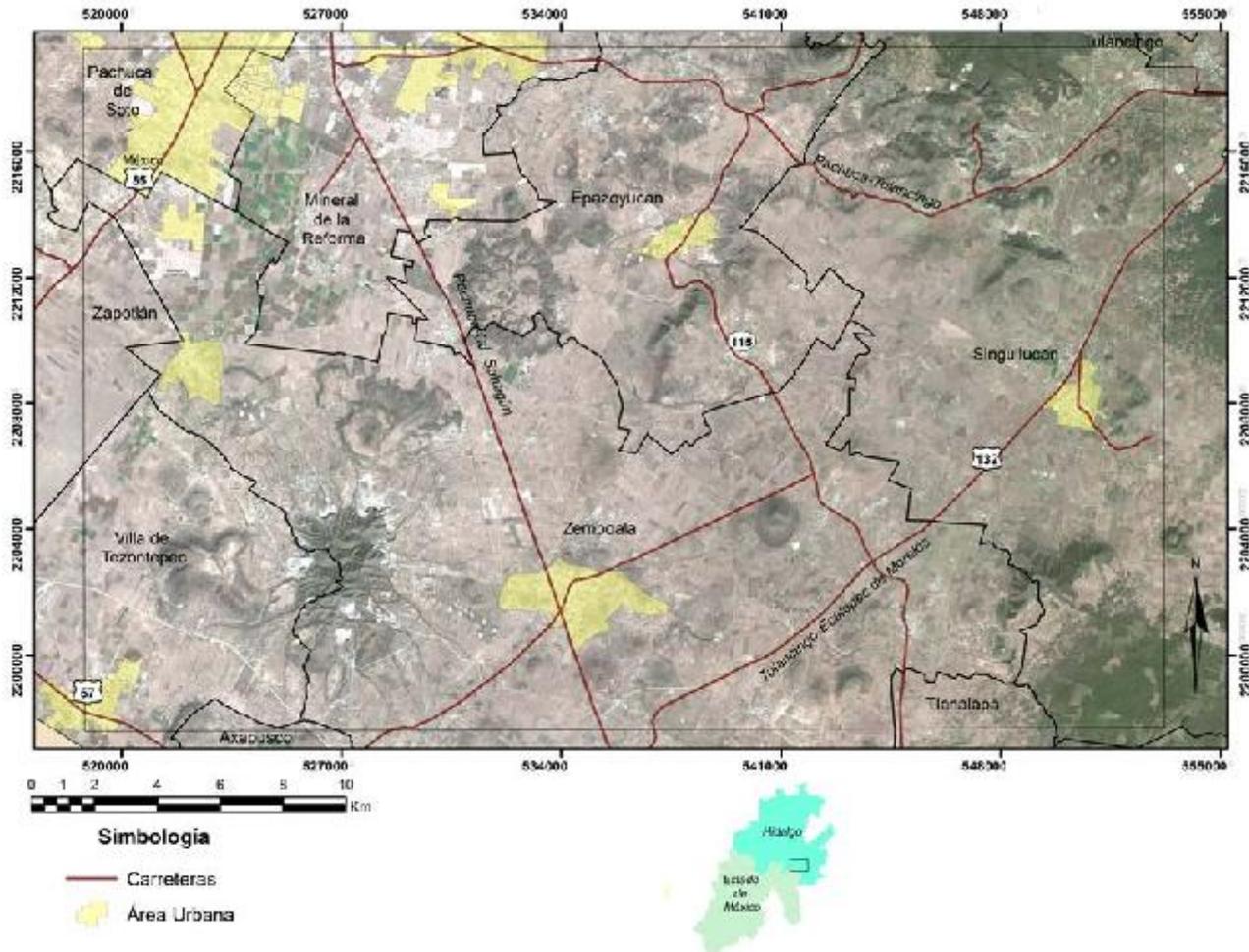
**Palabras Clave:** Geomorfología, caldera, volcanismo, Faja Volcánica Transmexicana, Hidalgo.

### 1. INTRODUCCIÓN Y LOCALIZACIÓN

La estructura geológica estudiada comprende una porción de los municipios de Mineral de la Reforma, Epazoyucan, Singuilucan, Villa de Tezontepec, Zempoala y Tlanalapa (Figura 1), en la porción sudoriental de la sierra de Pachuca y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Cubre parte de las cartas topográfica a escala 1: 50, 000: Pachuca (F14-D81), Tulancingo (F14-D82), Tizayuca (E14-B11) y Ciudad Sahagún (E14-B12), del INEGI.

Las imágenes de satélite muestran que se trata de una estructura en forma semi-elíptica de eje mayor 20 km y eje menor 13 km, orientada NE40-45°SO. No es cerrada completamente, ya que su borde SO está abierto, por lo cual se asemeja más a una estructura en forma de herradura (figura 1).

Morfológicamente, constituye pequeñas sierras y valles situados por arriba de los 2,000 msnm, destacando entre sus estructuras volcánicas: conos monogenéticos, volcanes compuestos, calderas, domos, flujos piroclásticos y derrames lávicos asociados con fracturas y fallas regionales orientadas NE-SO y NO-SE.



**Figura 1.** Mapa de localización geográfica del área de estudio. Los límites corresponden a la porción de los municipios que engloba el área.

## 2. PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL Y GEOLOGÍA DEL ÁREA

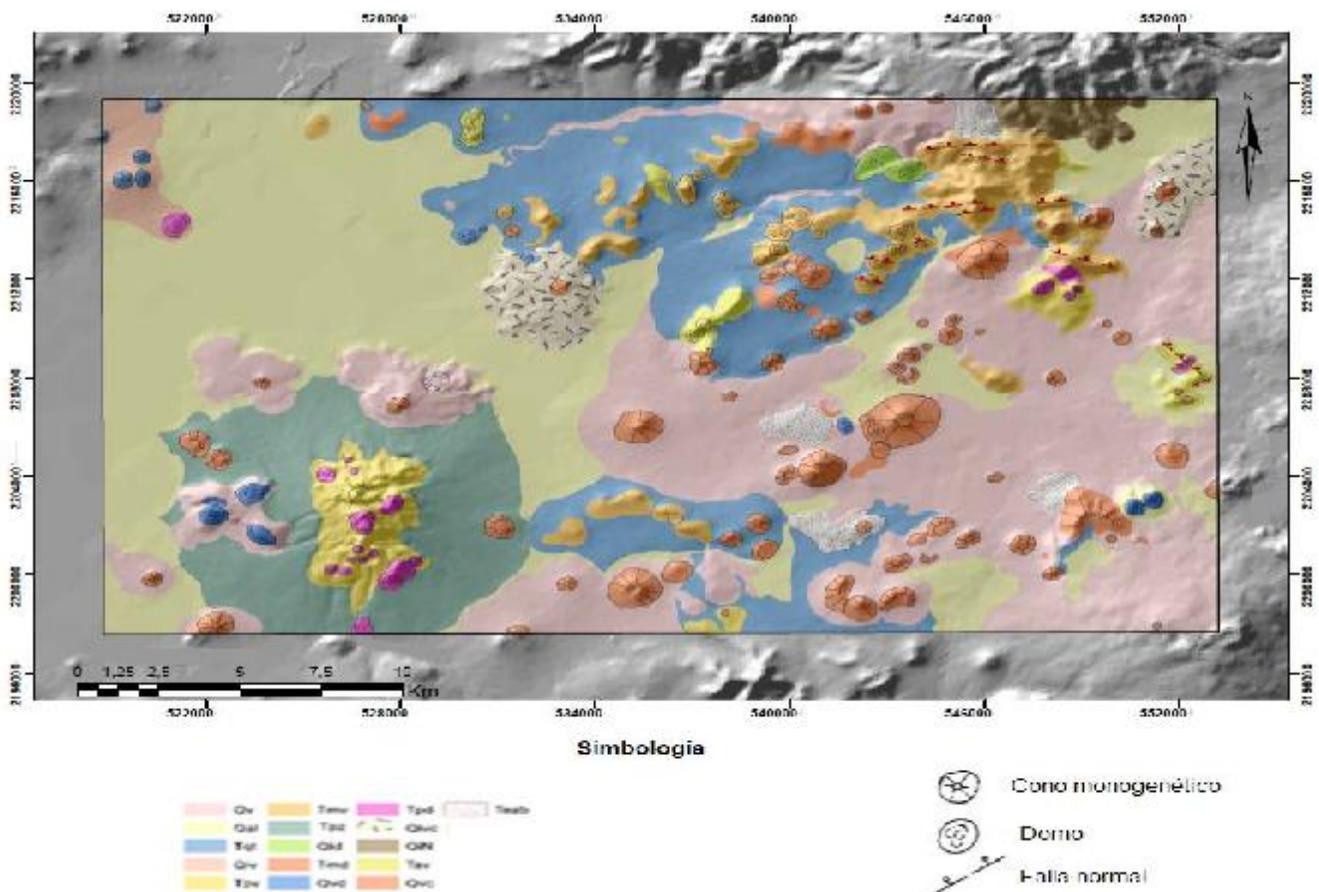
La metodología de trabajo para el análisis morfogénético incluyó recopilación y análisis de la información del área, trabajo de campo, elaboración de mapas de drenaje, geológico, de pendientes, así como del modelo digital de elevación, utilizando tanto datos vectoriales como ráster, en ArcGis 10.2.2. Dentro de la geoforma de herradura se tienen rocas que por correlación pueden ser del Mioceno superior, Plioceno, Pleistoceno y Cuaternario. Las primeras afloran como remanentes en la porción SO de la geoforma, en Zempoala y al NO, cerca del poblado El Manzano; en tanto que en la sierra de Los Pitos se tiene rocas del Plioceno-Cuaternario [1]. En la porción NE, cerca de Epazoyucan, se tienen sedimentos fluvio-lacustres del Pleistoceno tardío (Rancholabreano) con équidos [2] y mamut Columbi del Pleistoceno en Matías Rodríguez, derrames basálticos cuaternarios, y flujos piroclásticos con pumicita e ignimbritas, domos andesíticos y cuellos volcánicos riolíticos.

De manera simplificada las unidades volcánicas pueden englobarse en complejos volcánicos, a saber: a). complejo volcánico y volcanoclástico (más de 2000 m de espesor), del Grupo Pachuca [3], del Oligoceno tardío al Plioceno temprano, que constituye derrames lávicos y piroclásticos, domos y calderas afectados por fallas NE-SO, NO-SE y E-O. El campo volcánico de Apan-Tecocomulco del Mioceno medio (~16 to ~10 Ma) al Pleistoceno tardío (~42-31ka) [4, 5 y 6], formado de

estratovolcanes orientados NNE-SSO, domos y derrames piroclásticos, generó un vulcanismo basáltico a riolítico. Está afectado por fallas normales NE-SO y fosas y pilares. El complejo volcánico riolítico de Tulancingo constituido por los productos emitidos por la caldera de Tulancingo (Plioceno, 32 km de diámetro) y la de Acozulco (Pleistoceno, 18 km de diámetro) [7 y 8].

Domos dacíticos, depósitos de ignimbritas y conos de escoria en las regiones de Apan y de Acozulco arrojan edades que varían entre 3 y 2 Ma) [8]. Entre 2 y 1 Ma se produjo abundante vulcanismo silíceo y andesítico en la caldera de Acozulco) [8]. Entre 0.5 y 0.1 Ma se formaron diversos conos de escoria en la región de Apan-Tecocomulco-Ciudad Sahagún [5 y 6].

Un derrame basáltico localizado dentro de la estructura arroja una edad Rb/Sr menor a 1 Ma [9], mientras que las edades K-Ar reportadas para los derrames de lava asociados a los volcanes monogenéticos varían entre 2.1 Ma) [5], 8 Ma [10]. 1.3, 1.0, 0.9, 0.24 y 0.2 Ma) [8].



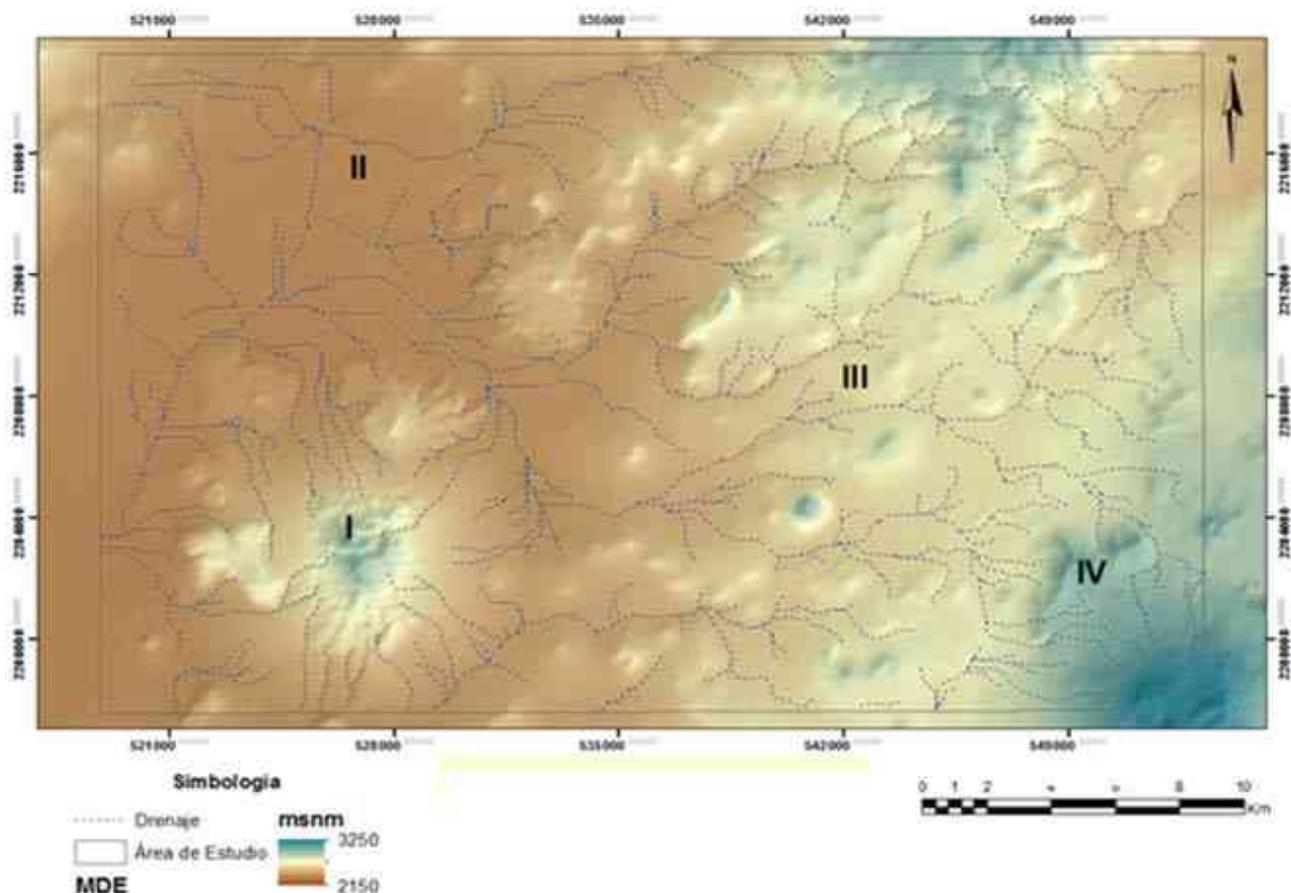
**Figura 2.** Mapa litológico del área de estudio [12] mostrando las unidades litológicas reconocidas. Qv=lavas y tobas, Qal= depósitos aluviales, Tpt= andesitas y riolitas, Qiv= Riolita Navajas, Tpv= rocas volcánicas ácidas a intermedias, Tmv= rocas volcánicas ácidas, Tpz= ignimbritas, Qid= rocas volcánicas intermedias a básicas, Tmd= dacitas, Qvd= basaltos y depósitos aluviales, Tpd= domos, Qivc= basaltos y depósitos aluviales, QIN= rocas volcánicas básicas a intermedias, Tav= rocas volcánicas ácidas a intermedias, Qvc= conos volcánicos cuaternarios, Teab= lavas y tobas básicas a intermedias.

La estructura está limitada al norte por el complejo estratovolcánico riolítico peralcalino del cerro Las Navajas, del Pleistoceno ([11, 10], que contiene lavas basálticas medianamente alcalinas y al sur por el complejo dómico andesítico-riolítico de Los Pitos, que comprende un conjunto de domos andesíticos-riolíticos del Plioceno tardío, rodeado en su periferia por volcanes pequeños del Cuaternario de composición dacítica y al sur de composición andesítica a basáltica [1].

El mapa litológico a escala 1:100, 000 [12] de la geoforma reconocida, entre las coordenadas geográficas 19° 52' a 20° 04' de latitud N y 98° 29' a 98° 48' de longitud O, muestra la predominancia de rocas volcánicas del Terciario y algunas del Cuaternario (figura 2).

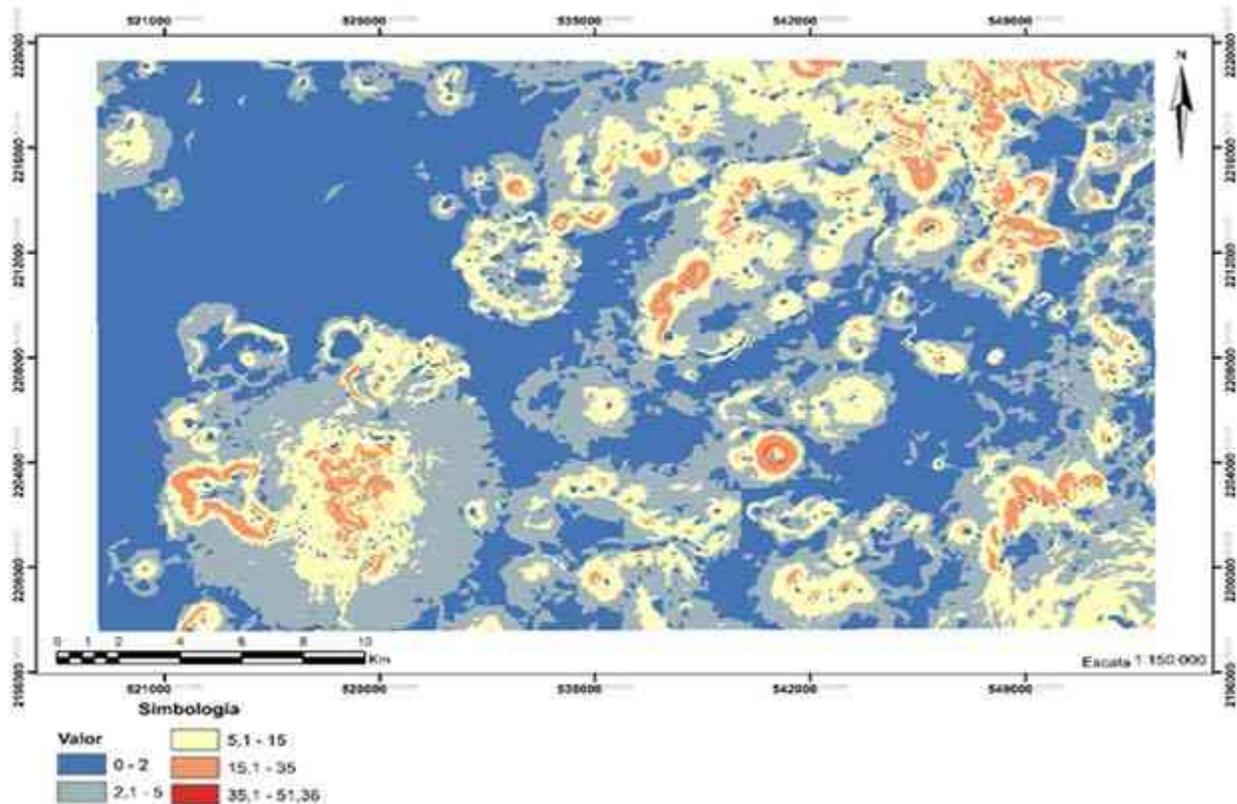
### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El mapa de patrones de drenaje muestra los tipos radial centrífugo (I), dendrítico (II) a sub-dendrítico (III) y sub-paralelo (IV) (figura 3). Estos patrones de drenaje pueden ser relacionados a la estructura geológica y la litología predominante en cada zona, por ejemplo, el radial centrífugo corresponde al complejo de domos Los Pitos, el dendrítico a sub-dendrítico a rocas volcánicas y piroclásticas, con baja permeabilidad, escasa vegetación y laderas bajas y el sub-paralelo a la estructura con baja permeabilidad, baja cobertura vegetal y pendientes fuertes.



**Figura 3.** Mapa de patrones de drenaje en el área estudiada. Se aprecia el drenaje de tipo radial centrífugo (I), dendrítico (II), sub-dendrítico (III) y sub-paralelo (IV).

El mapa de pendientes muestra que las pendientes van de 0 a 51.36° (figura 4).



**Figura 4.** Mapa de pendientes de la geoforma. Valores de pendiente en grados.

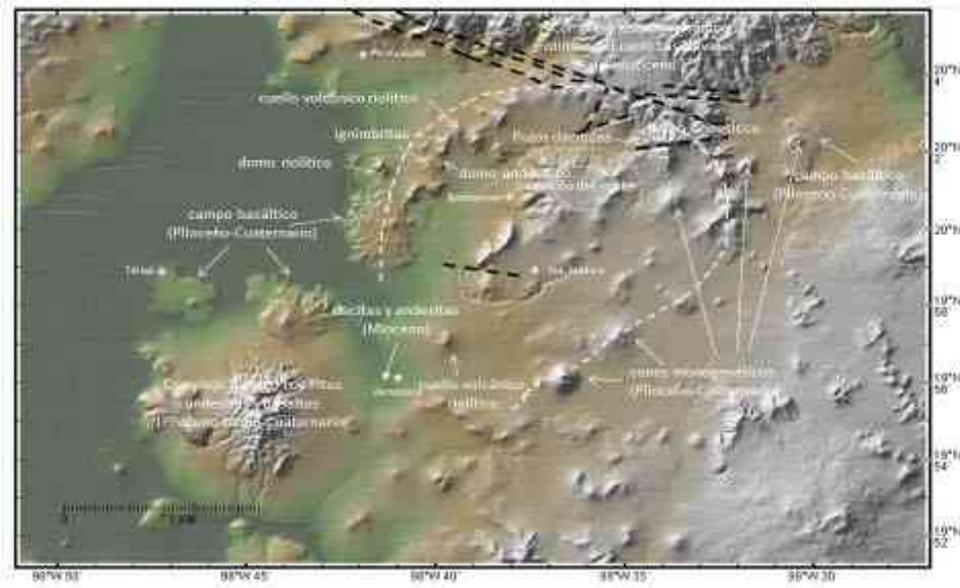
Los valores de pendientes más suaves que van de 0-5° se tienen en la porción NE y SE del área, en las faldas del complejo dómico de Los Pitos y en las faldas del volcán Tecajete, por lo cual se clasifica en plano o ligeramente inclinado, según la clasificación de [13]. Las pendientes más pronunciadas que van de 35 a 51.36 (muy inclinado a inclinado), se relacionan a conos monogenéticos y a domos.

Los conos monogenéticos son de forma abierta en herradura (Cerro Molcajete, Cerro Tepetongo, Cerro Metepec y La Rinconada) y anulares cerrados, según la clasificación morfológica de [14]. Su pendiente puede ser muy inclinada ( $>10^\circ$ ), ya que varía entre 15-35°, según la clasificación de pendientes de [13]. El alineamiento de los conos monogenéticos en el área puede representar el campo de esfuerzos regional [15, 16], y también un cambio de magmatismo somero a más profundo [17].

De acuerdo a las diferentes estructuras volcánicas asociadas (domos, conos monogenéticos, cuellos volcánicos, derrames de lava y flujos piroclásticos), así como la presencia de varios lineamientos circulares dentro de una geoforma en herradura, se interpreta la existencia de una caldera volcánica, aquí denominada caldera Epazoyucan, de 20x13 km (figura 5). La caldera está afectada por fallas normales orientadas E-O y NO-SE en su margen norte, y es próxima al complejo estratovolcánico riolítico de las Navajas (Pleistoceno). Hacia el E, la caldera está enmascarada por un grupo de conos monogenéticos plio-cuaternarios, entre los cual destaca el volcán Tecajete (2800 msnm), con una altura de 70 m y un diámetro basal de 580 m. El margen S de la caldera es abierto, pero está limitado por el complejo dómico andesítico-riolítico de Los Pitos (Mioceno-Plioceno tardío). Finalmente, en su

margen Oeste, cerca de San Juan Tizahuapan y Epazoyucan, se tienen flujos basálticos y piroclásticos (incluyendo pumicita e ignimbritas), así como domos riolíticos y cuellos volcánicos.

El anillo del cráter tiene 3 km de diámetro y 12 m de profundidad, lo que es factible para las dimensiones de la caldera (20 km y eje menor 13 km).



**Figura 5.** Imagen satelital [18] de la caldera Epazoyucan (trazo de margen de caldera, punteado en blanco; fallas, trazo punteado en negro), mostrando las estructuras asociadas. En primer plano la sierra de Los Pitos y al fondo el complejo volcánico de la sierra de Las Navajas que son las mayores elevaciones en el área, con 3000 y 3180 msnm, respectivamente.

De acuerdo a [19], las calderas con forma de herradura son un tipo especial de calderas de erosión formadas en un periodo de tiempo corto y por avalanchas de fragmentos de gran escala. De acuerdo con estos autores, una depresión volcánica en forma de herradura puede ser una caldera donde se ha producido deslizamiento de laderas, o en su defecto, puede haber sido transformada por efecto de glaciares.

[20] han mostrado a partir de estudios experimentales, que una extensión pre-caldera provoca el desarrollo de estructuras de colapso elípticas con el eje mayor paralelo a la dirección de extensión, lo mismo que la resurgencia, que tiene el eje mayor perpendicular a su dirección de extensión. Estos autores también sugieren que el colapso elíptico y las estructuras resurgentes se forman por reactivación de estructuras pre-existentes y entonces las calderas elípticas se pueden formar por cámaras magmáticas circulares que han sufrido extensión. [21] consideran que las cámaras magmáticas pueden empezar a elongarse paralelamente al mínimo esfuerzo horizontal (es decir, a la dirección de extensión), y durante la erupción se formarán calderas elípticas.

[22] especifican que las calderas de forma elíptica se forman en regímenes extensivos y compresivos, por efecto de: a). una cámara magmática elongada, orientada según el máximo o mínimo esfuerzo horizontal y emplazada gracias a la estructura del basamento, b). por sobreposición de varias calderas anidadas de menor tamaño, que se unen para formar una grande de forma elíptica, c). por subsidencia

asimétrica, d). por topografía variable pre-colapso, e). por distorsión de fallas de la caldera, durante su formación, y f). por distorsión post-colapso de la caldera debido a la deformación regional.

Se considera que tanto la geometría de la cámara magmática subyacente a la caldera, como el régimen tectónico que genera el campo de esfuerzos, son los responsables de la forma semi-elíptica de la caldera Epazoyucan.

#### 4. CONCLUSIONES

Se realizó el análisis morfogenético preliminar de una geoforma semi-elíptica o de herradura de la porción sud-oriental de la sierra de Pachuca, que alberga estructuras volcánicas tales como conos cineríticos, derrames de lava, flujos piroclásticos (incluyendo ignimbritas y pumicitas), cuellos volcánicos y domos, reconociéndose un complejo caldérico del Mioceno tardío-Plioceno-Cuaternario.

Los rasgos geomorfológicos están relacionados con la estructura geológica regional y son consistentes con la erupción de una caldera volcánica, posiblemente anidada (aquí denominada caldera Epazoyucan), con erupciones piroclásticas explosivas a lo largo de fracturas anilladas y producción de nubes ardientes. Los conos monogenéticos se formaron preferentemente en la periferia de la caldera y atestiguan posiblemente de un cambio de somero, a más profundo de magmatismo.

Dada su diversidad litológica (basalto, andesita, dacita y riolita) y las estructuras volcánicas asociadas, se sugiere que su actividad volcánica, fue posiblemente durante un período de tiempo prolongado.

Es notorio que la forma de herradura se repite en la caldera y en algunos conos monogenéticos, lo que podría ser el resultado de la topografía pre-colapso y la cinemática de la deformación regional de este sector de la Faja Volcánica Transmexicana, que generó una elongación NE-SO, durante la etapa sin-caldera o post-caldera.

#### BIBLIOGRAFÍA

- [1] J.J. Zamorano-Orozco, L.M. Tanarro-García, J. Lugo-Hubp y G. Sánchez-Rubio: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2001, vol. 19, núm. 1, pp. 66-79.
- [2] V.M. Bravo-Cuevas, E. Jiménez-Hidalgo y J. Priego-Vargas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2011, vol. 28, núm. I, pp. 65-82.
- [3] A.R. Geyne, C.J. Fries, K. Segerstrom, R.F. Black, y I. F. Wilson: Geología y yacimientos minerales del distrito Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo México, México D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables. 1963, 222 p.
- [4] O. Ledezma-Guerrero: Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Tlaxcala, Puebla e Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100, 000, mapa con texto. 1987, pp. 12.
- [5] A. García-Palomo, J. L. Macías, G. Tolson, G. Valdez y J.C. Mora: Geofísica Internacional, 2002, vol. 41, núm. 2, pp. 133-150.
- [6] G.P. García-Tovar, R.G. Martínez-Serrano, J. Solé, J.C. Correa-Tello, E.Y. Núñez-Castillo, H. Guillou y E. Monroy-Rodríguez: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2015, vol. 32, núm. 1, pp. 100-122.
- [7] A. López-Hernández, G.J. Aguirre-Díaz y M. López-Martínez: Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Geos. 2000, vol. 20, pp. 309.
- [8] A. López-Hernández: Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acozulco y su sistema hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Juriquilla, Querétaro, México. 2009, 170 pp.
- [9] J.M. Cantagrel y C. Robin: Bulletin de la Société Géologique de France, 1978, vol.7, t XX, núm. 6, pp. 935-939.
- [10] S.A. Nelson y A. Lighthart: Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, Mexico-A

- Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UAEH e Instituto de Geología de la UNAM. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo. Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, 1997, pp. 89-96.
- [11] A. Castro-García y D. Córdoba-Méndez: Pancromo 23, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 1994, vol. 1, núm. 1, pp. 26-39.
- [12] F. Mooser, A. Montiel y A. Zúñiga: Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos. Escala 1: 100,000, Comisión Federal de Electricidad. México, D.F, 1996.
- [13] J. Demek: Manual of detailed geomorphological mapping. Academy of Sciences, Praga, Akademia, 1972, 344 pp.
- [14] J. Dónis-Páez: Geomorphology, 2015, vol. 228, pp. 432-447.
- [15] N. Le Corvec, K.B. Sporli, J. Rowland y J. Lindsay: Earth Science Reviews, 2014, vol. 124, pp. 96-114.
- [16] S.A. Alaniz-Álvarez, A.F. Nieto-Samaniego y L. Ferrari: Geology, 1998, vol. 26, pp. 591-594.
- [17] J. Martí, C. López, S. Bartolini, L. Becerril y A. Geyer: Frontiers in Earth Sciences, 2016, vol 4, art. 106, pp.1-17.
- [18] GEOMAPAPP, Marine Geoscience Data System. Disponible en Web: <http://www.geomapapp.org/>, 2014.
- [19] D. Karátson, J.C. Thouret, I. Moriya y A. Lomoschitz: Bulletin of Volcanology, 1999, vol. 61, pp. 174-193.
- [20] V. Acocella, R. Funicello, E. Marotta, G. Orsi y S. de Vita: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2004, vol.129, pp.199-217.
- [21] W. Bosworth, K. Burke y M. Strecker: Tectonics, 2003, vol. 22, núm. 4, article 1042, 21 pp..
- [22] E.P. Holohan, V.R. Troll, T.R. Walter, S. Munn, S. McDonnell y Z.K. Shipton: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2005, vol. 144, pp. 119-136.