

## VULCANISMO EXPLOSIVO AL NORTE Y OESTE DE LA CIUDAD DE TULA, ESTADO DE HIDALGO, MÉXICO

Luis Silva-Mora<sup>1</sup> y  
Diego A. Córdoba<sup>2</sup>

### RESUMEN

Se describe brevemente varias columnas estratigráficas ubicadas en la región definida como campo volcánico Huichapan-Tula-Ñadó, cuyos puntos geográficos más importantes son las ciudades de Huichapan y Tula de Allende, en el Estado de Hidalgo; San Juan de Río, en el Estado de Querétaro; y Acoculco, en el Estado de México. El estudio principia con las secuencias piroclásticas que han sido más estudiadas en la zona; dos de ellas fueron expulsadas por las calderas de Amealco y Huichapan. Asimismo, se atribuye a las zonas de San Juan del Río y del volcán Ñadó la localización de los centros de expulsión de las otras dos secuencias piroclásticas que afloran en el área cartografiada.

Los diferentes cortes estratigráficos que fueron analizados ponen en evidencia que esos depósitos representan episodios volcánicos explosivos, ocurridos en tiempo diferente y en aparatos volcánicos distintos, y que no todos fueron emitidos por las calderas de Amealco y Huichapan, estructuras a las que hasta ahora fueron atribuidos, debido a que cuentan con características parecidas, pudiendo ocasionar confusión en su identificación.

Sus relaciones, disposición y dispersión permiten establecer que la distancia promedio para el depósito de los productos que se desplazaron como derrames desde Amealco y Huichapan fue del orden de 20 km, excepto en los casos en que pudieron alcanzar una distancia mayor.

En este estudio, se define que éstas y otras calderas del mismo tipo, localizadas en el Arco Volcánico Transmexicano, tienen edades semejantes para algunos de sus depósitos; sus dimensiones y el diámetro del cráter—entre 8 y 11 km—varían muy poco, por lo que es posible que el volumen de material piroclástico que expulsaron durante su emplazamiento haya sido más o menos el mismo.

Las calderas más antiguas de la parte septentrional del Arco Volcánico Transmexicano tardaron en emplazarse períodos de 1'000,000 a 500,000 años; y las más recientes, de centenas a decenas de miles de años, como puede deducirse de las fechas isotópicas obtenidas en algunos de sus productos.

Un análisis breve de los escasos datos químicos existentes indica una variación muy pequeña en el contenido de ciertos elementos, como el SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O, que permitieron identificar una ligera alcalinidad, particularmente en el caso de las ignimbritas de Amealco, e inferirla en los otros depósitos de las estructuras de la zona cartografiada.

Palabras clave: Vulcanismo, Tula, Estado de Hidalgo, México.

### ABSTRACT

A short description is given of some stratigraphic sections exposed in the area called Huichapan-Tula-Ñadó volcanic field, whose most important geographic points are the towns of San Juan del Río, State of Querétaro; Huichapan and Tula de Allende, State of Hidalgo; and Acoculco, State of Mexico. This description begins with pyroclastic sequences well known in the area, of which two of them were ejected by the Amealco and Huichapan calderas. The ejection centers of the other two pyroclastic sequences that crop out in the area are attributed to the San Juan del Río and Ñadó volcano eruptive centers.

The stratigraphic sections analysed evidence that these deposits represent explosive volcanic episodes that occurred during different times and in different volcanic structures and that not all were ejected by the Amealco and Huichapan calderas, as was previously supposed. Nevertheless, their similar characteristics could lead to confusion about their origin.

Their relations, position and dispersion indicate that the Amealco and Huichapan flows reached a distance of about 20 km and, in a few cases, even more. In this study, it is established that the deposits of these and other calderas of the same type in the Trans-Mexican Volcanic Arc are of similar age and dimensions. The diameter of the craters is between 8 and 11 km. As they are quite homogeneous, it is possible that the volume of the erupted pyroclastic material is more or less the same.

The eruptive activity in the older calderas within the northern parts of the Trans-Mexican Volcanic Arc lasted between 1'000,000 and 500,000 years, while the more recent ones took from 100,000 to 1,000 years, as it can be deduced from isotopic data obtained from some of their products.

A brief analysis of the few available geochemical data indicates a very small variation in the content of major elements, such as SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O, which permitted to identify a slight alkalinity, particularly in the case of the Amealco ignimbrites and of some other ignimbrites of the mapped region.

Key words: Volcanism, Tula, State of Hidalgo, Mexico.

### INTRODUCCIÓN

La cartografía geológica sistemática de la superficie burdamente limitada por los puntos geográficos de Tula de Allende, Alfajayuca y la zona geotérmica de Pathé, en el Estado de

<sup>1</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F., México.

<sup>2</sup>Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Km. 4.5 Carretera Pachuca-Tulancingo, Pachuca, Hidalgo, México.

Hidalgo; La Llave, San Juan del Río y Amealco, en el Estado de Querétaro; y la zona del volcán Nádó, Acapulco y El Divisadero, en el Estado de México (Figura 1), permitió conocer la distribución y disposición de los productos volcánicos emplazados en esa región. Cuando son analizados, éstos permiten establecer la relación estratigráfica que guardan entre sí las rocas y los depósitos piroclásticos del área; elementos que definen los objetivos de esta investigación, y que consisten en la individualización y localización, dentro o fuera de la zona, de las estructuras o conductos de emisión que expulsaron los materiales piroclásticos que se depositaron en la superficie cartografiada.

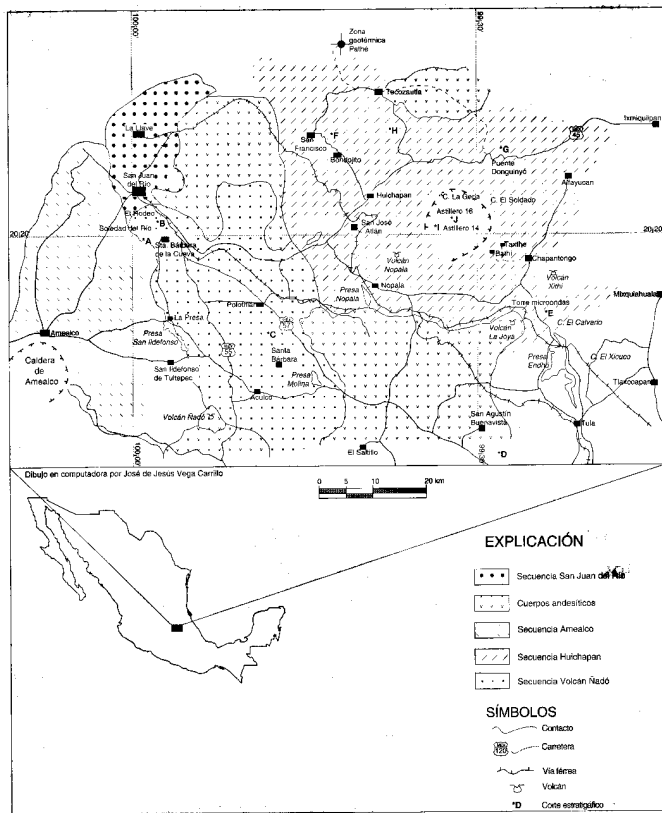


Figura 1. Mapa de localización del área al noroeste de Tula, Hidalgo.

Estudios anteriores con carácter esquemático y preliminar describen las calderas y sus productos, pero no aportan el conocimiento suficiente de las rocas emplazadas en la región (Sánchez-Rubio, 1978, 1984; Yáñez-García, 1984; Carrasco-Núñez *et al.*, 1988; Verma *et al.*, 1991); sin embargo, en algunos casos son complejos y detallados, debido a la importancia económica de ellas y de las estructuras asociadas, cuya edad permite inferir la posibilidad de establecer un prospecto geotérmico.

Asimismo, la localización de estas calderas próxima a las zonas industriales y a las regiones más pobladas del país, y la supuesta composición riolítica de las rocas derivadas de ellas—un vulcanismo explosivo—son aspectos que determi-

nan que el conocimiento que se tiene de ellas sea poco apropiado para establecer la evolución magmática del área.

La importancia de las calderas del Arco Volcánico Transmexicano, radica en que éstas definen un episodio volcánico importante en su edificación y evolución, además de que por ellas puede establecerse la viabilidad de proyectos geotérmicos. La falta de conocimiento y estudios sobre ellas, impide la generación de nuevas hipótesis que modifiquen los diferentes modelos propuestos para explicar el origen y significado tectónico del Arco Volcánico, pudiendo generarse implicaciones tectónicas importantes.

La poca información que existe sobre estos aparatos volcánicos se generó antes o al principio de la década de los ochenta (Gastil *et al.*, 1978; Sánchez-Rubio, 1978, 1984), razón por la cual en la literatura se considera a las rocas riolíticas como una porción volumétrica insignificante en la evolución y edificación del Arco Volcánico Transmexicano (Ferriz y Mahood, 1986), y a la vez explica la causa que engendró tal concepto.

Como ya se mencionó, el estudio de las calderas y de los complejos de domos situados en el Arco Volcánico Transmexicano se encuentra en la etapa preliminar, como es el caso de la caldera de Acapulco, en el Estado de Puebla (De la Cruz-Martínez y Castillo-Hernández, 1986), y de la de Santa María del Oro, en el Estado de Nayarit (Gastil *et al.*, 1979; Nelson y Carmichael, 1984). Por otro lado, es importante mencionar que un derrame derivado de esta última proporcionó una edad de 4.6 Ma para una de sus fases de construcción (Gastil *et al.*, 1979).

Asimismo, en la caldera Mazahua, en el Estado de México (Anguita *et al.*, 1991), sólo se ha realizado un estudio preliminar y descriptivo de las características de los productos expulsados por esa estructura volcánica.

Los estudios de reconocimiento e interpretación regional de imágenes de satélite, llevados a cabo en la región centroseptentrional del Arco Volcánico Transmexicano, permiten ubicar la superficie cartografiada para este estudio, entre el sistema diagonal de orientación NE-SW (Quintero-Legorreta, 1987; Quintero-Legorreta y Suter, 1992; Suter *et al.*, 1992), que se extiende desde Zacapu y atraviesa el lago de Cuitzeo—Estado de Michoacán—hasta las inmediaciones del flanco occidental de la Sierra Madre Oriental—Estado de Hidalgo—y el Sistema Morelia-Acambay, de orientación E-W, a través de las regiones de Morelia, Queréndaro, Maravatío, Acambay, etc. (Quintero-Legorreta, *op. cit.*; Quintero-Legorreta y Suter, *op. cit.*; Suter *et al.*, *op. cit.*). Estos rasgos delimitan en forma burda una cuña de orientación NE-SW, que aparentemente forma un pilar tectónico (*horst*), ya que en la parte sudoriental está bien definido lo que se conoce como el *Graben* de Acambay. Dicha cuña o bloque contiene las estructuras volcánicas que fueron consideradas en el presente artículo.

Sin embargo, las descripciones estructurales que han sido consignadas de otras partes del Arco Volcánico Transmexicano son formas que constituyen bloques escalonados, a uno

y otro lado de las fracturas regionales que lo afectan, por lo que es probable que en este caso también se trate de bloques inclinados (*tilted blocks*) hacia el norte y sur de tales sistemas; inclusive la estructura mejor definida, el *graben* de Acambay, se pierde hacia el oriente.

Las calderas Los Humeros y La Primavera son las más estudiadas de todas las que existen en el Arco Volcánico Transmexicano (Ferriz, 1985; Verma, 1983), mientras que los complejos de domos de lava, constituyen los aparatos volcánicos menos conocidos dentro de dicho arco. Lo anterior se debe a que no han sido localizados ni considerados, excepto en el caso de Las Derrumbadas, en el Estado de Puebla (Siebe y Sheridan, 1990); de Villa Madero, en el Estado de Michoacán (Pasquaré *et al.*, 1991); y de Yolo Tulancingo, en el Estado de Hidalgo (Castro-García, 1991; Castro-García y Córdoba-Méndez, 1994).

Generalmente, al referirse a los aparatos anteriores, sólo se menciona a los primeros, por ser los más conocidos, y se descarta los complejos de domos de lava. Como antes se mencionó, existen estudios bastante detallados en el caso de las calderas de Los Humeros, en el Estado de Veracruz (Yáñez-García, 1980; Ferriz y Mahood, 1984, 1986); Amealco, en el Estado de Querétaro (Aguirre-Díaz, 1993, 1996); Los Azufres, en el Estado de Michoacán (Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Robin y Pradal, 1993), cuya naturaleza estructural aún se debate; y La Primavera, en el Estado de Jalisco (Mahood, 1980, 1981; Mahood y Drake, 1982). Estos complejos están localizados en la parte septentrional del arco.

Los productos expulsados por estas calderas tienen una composición química calciocalina como, por ejemplo, Los Azufres (Silva-Mora, 1979; Demant, 1981), y Los Humeros (Demant, *op. cit.*; Ferriz, 1985); o medianamente hipercalica, como en el caso de La Primavera (Mahood, 1981; Mahood y Drake, 1982). También debe señalarse que las secuencias piroclásticas emplazadas por estas estructuras en ocasiones incluyen lava de composición basáltica o andesítica.

## DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS EN EL CAMPO VOLCÁNICO HUICHAPAN-TULA-ÑADÓ

La cartografía geológica de las hojas San Juan del Río (CETENAL, 1974a), Huichapan (CETENAL, 1974b), Polotitlán (CETENAL, 1975a) y Tula de Allende (CETENAL, 1975b), escala 1:50,000, que cubren una superficie aproximada de 3,600 km<sup>2</sup>, ubicada entre los 99°20' y 100°40' W y los 19°05' y 20°35' N, delimita la superficie que cubre el presente estudio. Éste permitió conocer la dispersión y composición de los productos volcánicos que fueron emplazados por los diferentes aparatos eruptivos existentes en la región de estudio (Figura 1).

En la actualidad, se cuenta con poca información sobre el campo volcánico ubicado en el área cartografiada, ya que un alto porcentaje de la superficie está cubierto por depósitos piroclásticos que pocas veces pueden ser aprovechados en otro

tipo de explotación que no sea la de materiales para la construcción, por lo que los estudios que existen en la región son de naturaleza local.

La composición de los productos de las estructuras en caldera de la zona ha sido tradicionalmente considerada riolítica, por su color rosa, blanco amarillento o pardo rojizo y estructura fluidal; sin embargo, debe señalarse que no siempre corresponden a una riolita, sino que más bien tienen la composición de una roca intermedia—andesita—(Aguirre-Díaz, 1990, 1993; Silva-Mora, 1991), y sólo puntualmente algunas poseen dicha composición.

El análisis de los depósitos y estructuras en la zona, así como las relaciones que éstos guardan, permiten precisar el objetivo de la presente investigación, que consiste en la identificación e individualización de las secuencias piroclásticas en la región estudiada, con el fin de identificar las estructuras o conductos que las emitieron; en otras palabras, aceptar la existencia de otras estructuras en caldera, o bien, eventos explosivos en otro tipo de estructura, cuya evidencia permita correlacionar, o a la que se pueda atribuir, la emisión de las secuencias piroclásticas que afloran en la superficie cartografiada. Por lo anterior, debe definirse que una ignimbrita representa un gran volumen de material piroclástico, rápidamente emplazado, asociado al colapso de la superficie del suelo sobre la cámara magmática que se vació parcialmente, dando origen a una caldera (Smith, 1979; Hildreth, 1981). Estos conceptos deben estar claros, porque los materiales que deben ser identificados portan rasgos derivados de los mecanismos que los originan.

El análisis detallado, la identificación y la distribución de los depósitos piroclásticos atribuidos a las calderas de Amealco y Huichapan, permiten afirmar que su dispersión fue local, y que éstos tienen una composición intermedia, pues su mineralogía corresponde a una andesita (toba Amealco III [Aguirre-Díaz, 1990, 1993]; Toba Donguinyó [Silva-Mora, 1991]). Además, los datos y la cartografía a semidetalle de unos 6,000 km<sup>2</sup>, aproximadamente, indican que las secuencias piroclásticas ahí emplazadas tienen rasgos y detalles menores que impiden relacionarlas con las calderas antes mencionadas. Su dispersión y disposición en relación con otras rocas, así como las pequeñas diferencias litológicas, complementadas con la interpretación de la imagen del satélite NASA/GSFC 591 (NASA, 1986) de la región, proporcionan los argumentos para pensar en la existencia de otros puntos de emisión, que serían la zona de San Juan del Río y la del volcán Ñadó.

## CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

Para tener una idea más precisa de las características y la naturaleza petrológica de las unidades piroclásticas, así como para ubicar el punto emisor correspondiente, fueron levantados y medidos varios cortes de la columna estratigráfica regional, cuya localización se señala en la Figura 1.

Los cortes medidos están ubicados en el río San Juan, al oeste de los poblados Soledad del Río (punto A en la Figura 1; Figura 2); El Rodeo (punto B en la Figura 1; Figura 3); Agua Zarca, 1 km al sur de San Isidro, sobre el camino a Santa Ana Matlabat (punto C en la Figura 1; Figura 4); El Divisadero, El Fresno (punto D en la Figura 1; Figura 5); a 1.5 km al sur del poblado Xithé de Abasolo, sobre el arroyo Malpaso, en la ladera oriental del cerro donde está la torre de microondas (punto E en la Figura 1; Figura 6), localizada en la carretera que une la ciudad de Tula con el poblado de Chapantongo; por último, en el corte sobre la carretera Huichapan-Tecoautla, a 1 km al NE del poblado de San Francisco (punto F en la Figura 1; Figura 7); así como en el corte del balneario Pathesito (punto G en la Figura 1; Figura 8, G) y el puente Donguinyó en el Km 25 (punto H en la Figura 1; Figura 8, H) de la carretera Ixmiquilpan-San Juan del Río.

Para conocer las diferencias que existen entre los depósitos piroclásticos que afloran en la superficie cartografiada, se describe brevemente las características de cada secuencia, iniciando con aquéllas que están más estudiadas:

CALDERA DE AMEALCO

La siguiente descripción está basada en los artículos de Aguirre-Díaz (1990, 1993). La caldera de Amealco es un centro volcánico con un diámetro de 11 km y una edad pliocénica, de 4.6 Ma, aproximadamente (Aguirre-Díaz, 1996); su edificación puede atribuirse a cuatro episodios de actividad eruptiva de acuerdo con Aguirre-Díaz (1990).

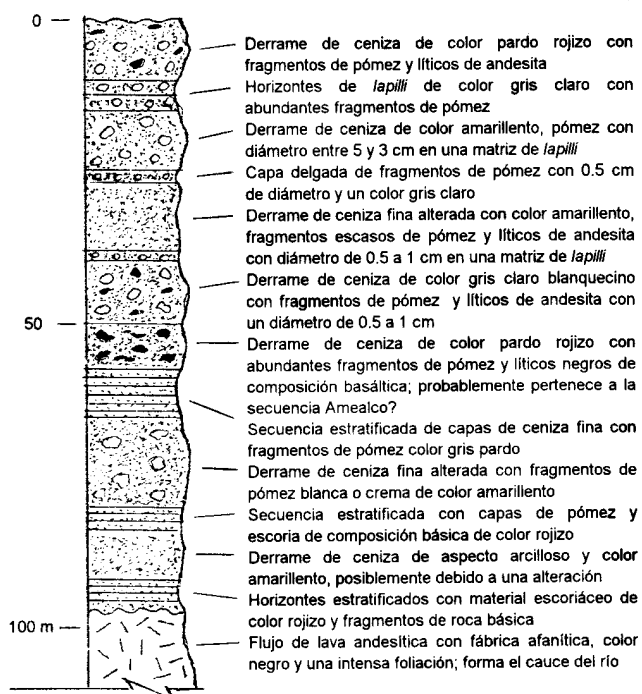


Figura 2. Corte estratigráfico Soledad del Río (punto A en la Figura 1), cerca del poblado homónimo, 17 km al norte del volcán Nado.

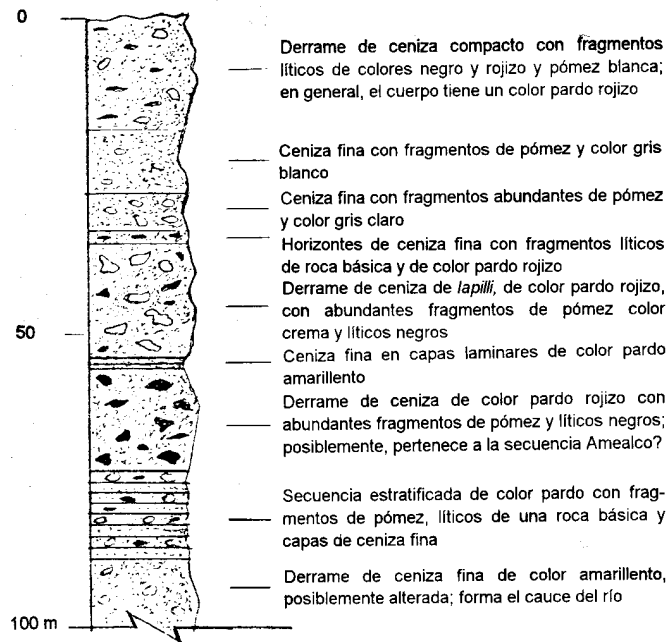


Figura 3. Corte estratigráfico El Rodeo (punto B en la Figura 1), cercano a San Juan del Río, en la ranchería El Rodeo, Querétaro.

- En el primer episodio eruptivo se produjo y se emplazó la ignimbrita Amealco I, que tiene un volumen al cual puede atribuirse el colapso que dio origen a la estructura. Es una ignimbrita parcial a totalmente soldada, de color gris oscuro, con fracturamiento columnar y un vitrófido basal negro; *fiammes* negras abundantes y fragmentos de pómez negra y blanca (Aguirre-Díaz, 1990, 1993) (Figura 9).
- Durante el segundo episodio eruptivo, fueron emplazados horizontes de fragmentos de pómez, lapilli de caída libre (*ash-fall*), *surge deposits*, interestratificados con capas de lapilli y derrames laminares, finalizando el ciclo con la expulsión de la ignimbrita Amealco II, la cual está parcial o totalmente soldada, es de color gris oscuro y posee un fracturamiento columnar (Aguirre-Díaz, 1993). Los fragmentos de pómez y los *fiammes* constituyen el 40-45% del volumen en la cima de ésta (Aguirre-Díaz, 1990). Su parte basal presenta un horizonte de 3 cm de espesor, rico en cristales y una brecha basal rica en fragmentos líticos. La dispersión de estos materiales que fueron emitidos por los conductos anulares fue local (*rim vent*; Aguirre-Díaz, 1990) (Figura 9).
- Durante el tercer episodio, se instalaron en las fracturas anulares y centrales domos de lava con una composición intermedia (andesita).
- En el cuarto episodio, la dinámica eruptiva formó y edificó conos cineríticos o volcanes monogenéticos que expulsaron lava máfica que se dispersó en las zonas adyacentes a la caldera (Aguirre-Díaz, 1990).

El conjunto de esos materiales, emitidos y emplazados durante los episodios antes descritos, se conoce como Toba Amealco (Aguirre-Díaz, 1990). Este autor la describe como una serie voluminosa formada por varios cuerpos tabulares de

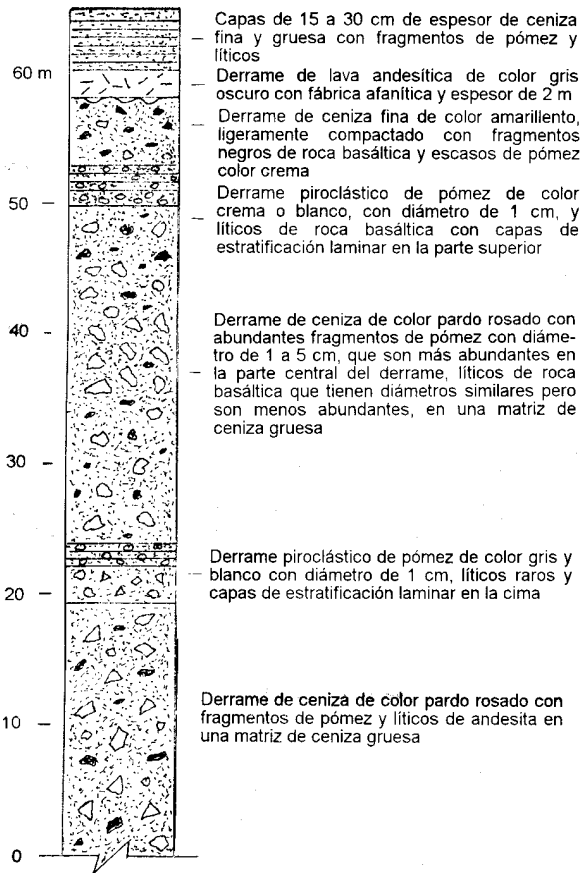


Figura 4. Corte estratigráfico Agua Zarca (punto C en la Figura 1), en el camino a Santa Ana Matlabat.

ignimbritas, intercaladas con tefra de caída libre, *surge deposits* (Figura 9).

Según Aguirre-Díaz (*op. cit.*), su dispersión, respecto a la Caldera de Amealco, es de 40 km hacia el norte, 38 km al

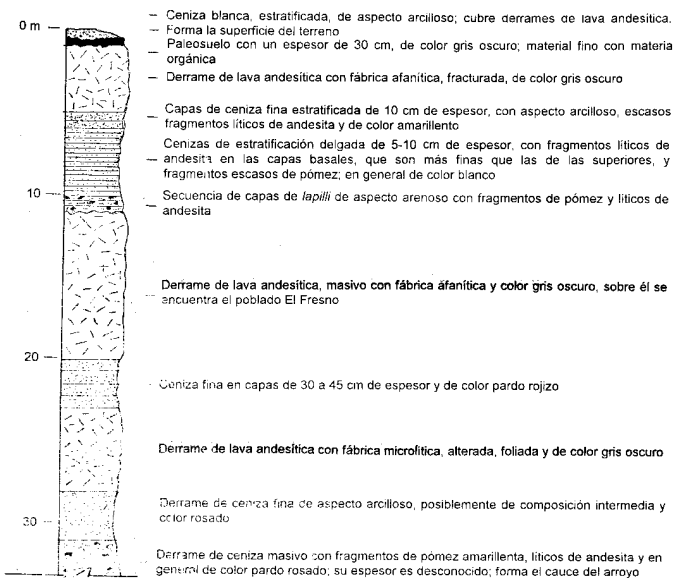


Figura 5. Corte estratigráfico El Divisadero (El Fresno) (punto D en la Figura 1); cenizas cubiertas por derrames de lava.

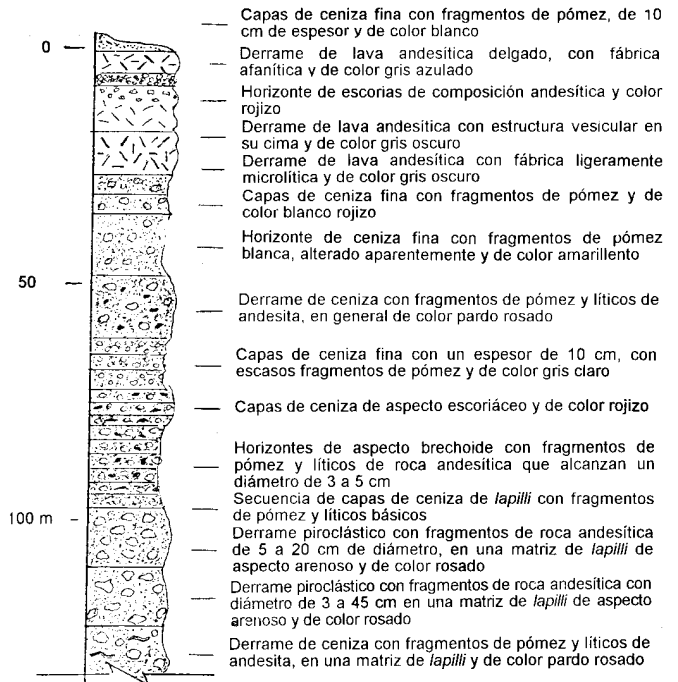


Figura 6. Corte estratigráfico Torre de Microondas (punto E en la Figura 1), en el cruce de la carretera Tula-Chapantongo con el arroyo Mal Paso.

SW, llegando a la región de El Oro-Tlalpujahua, hacia el oeste 30 km, y aproximadamente 20 km al oriente.

Los productos de Amealco contienen **fenocristales** de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti, apatita y raras veces olivino (Aguirre-Díaz, *op. cit.*). Esta mineralogía también se identifica en los domos de lava centrales, indicando una composición intermedia o andesítica (Aguirre-Díaz, 1990).

#### CALDERA DE HUICHAPAN

Como en el caso anterior, la actividad volcánica que edificó esta caldera se puede resumir en cuatro episodios que serán descritos en esta sección. Antes debe mencionarse que la carencia de un afloramiento que presentara las relaciones estratigráficas entre las tobas San Francisco y Donguinyó (Silva-Mora, 1991), condujo a suponer una edad mayor que la primera. Sin embargo, el evento que produjo la caldera fue el que emitió la Toba Donguinyó. Este problema pudo resolverse en el cauce del arroyo San Antonio, al NW del poblado San Lucas, localizado a 5 km al NE del puente Donguinyó, ubicado en el Km 25 de la carretera Ixmiquilpan-San Juan del Río, lugar donde aflora la Toba Donguinyó debajo de la toba San Francisco, por lo que se establece la siguiente secuencia:

— Al primer evento volcánico se puede atribuir la formación de la caldera. Esta erupción produjo una subsidencia progresiva del cráter de la caldera y no un colapso rápido (Silva-Mora, 1991). Este evento volcánico se encargó de emplazar lo que se conoce como Toba Donguinyó (Segerstrom, 1961, 1962) (Figura 8). Esta toba está formada por el apilamiento de

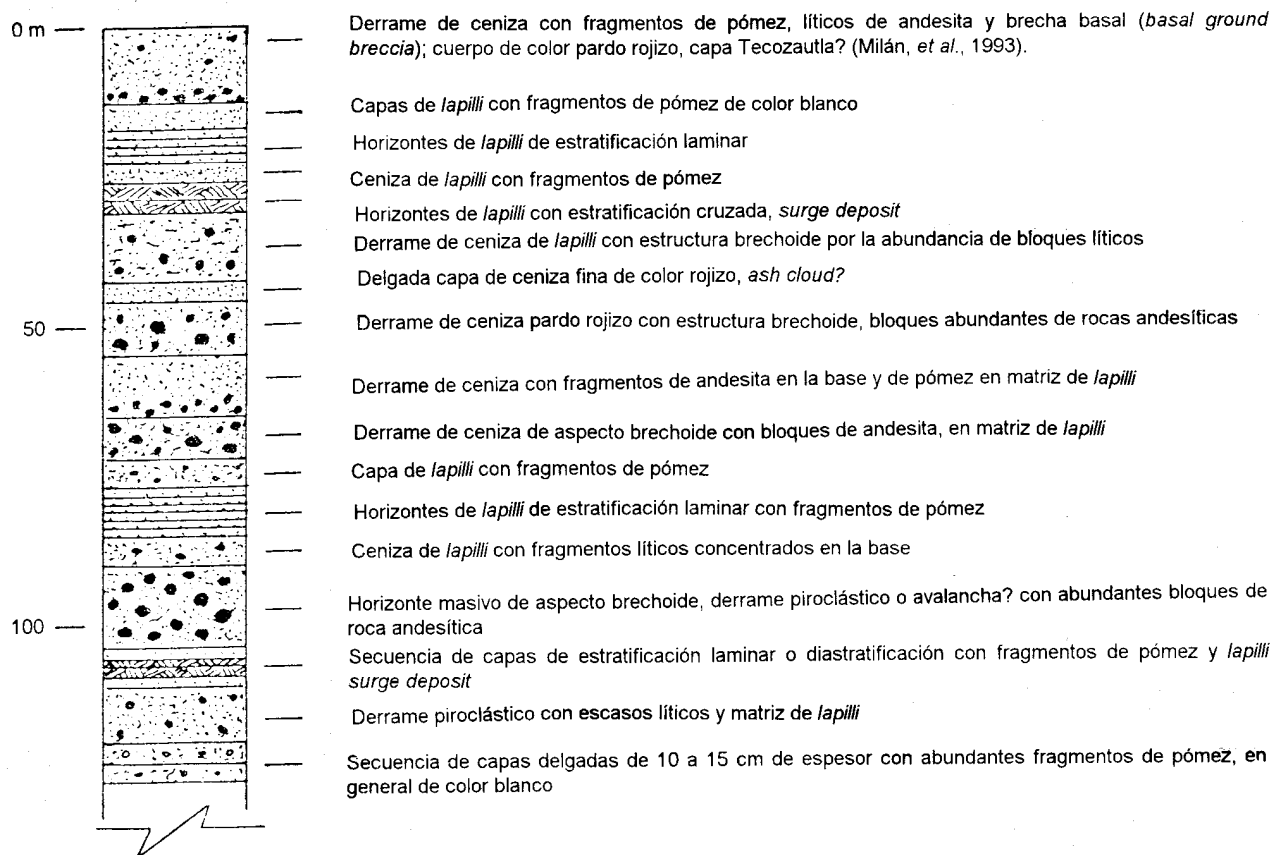


Figura 7. Corte estratigráfico San Francisco (punto F en la Figura 1), frente a la entrada del camino El Mercader-Tequisquiapan.

derrames cineríticos, soldados totalmente, de color rojizo o guinda, permitiendo clasificarlos como ignimbritas con textura vítreo-porfídica. En algunos casos, estos derrames cineríticos contienen una gran cantidad de fragmentos y bloques de roca andesítica, que le dan el aspecto de una brecha o avalancha (*débris avalanche deposit*); o bien, sugieren la presencia de brechas líticas de rezago (Figura 8). En general, la toba contiene abundantes *fiammes* negros poco deformados y líticos de roca andesítica, que le dan aspecto de arenisca.

Petrográficamente, estos depósitos difieren de los de la caldera de Amealco por su contenido alto de cristales, dado que el análisis modal de cinco muestras dio de 20 a 27% del volumen (Silva-Mora, 1991). El análisis petrográfico permitió identificar fragmentos y fenocristales de plagioclasa (andesina) + piroxenos (hiperstena + augita) + escasos minerales opacos (magnetita) + fragmentos de roca de composición basáltica, vítreo, granítica y pómez, en una matriz vítreo de color pardo, donde están acentuados los rasgos de fluidez. No obstante, éstos no presentan deformación profunda por compactación (Silva-Mora, 1991).

- El segundo episodio expulsó la secuencia que se conoce como toba San Francisco (Herrera-Franco y Milán-Valdez, 1981) (Figura 7), que está constituida por una sucesión de al menos siete derrames cineríticos, que forman cuerpos tabulares de espesor variable (3 a 5 m), compactados, sin indicios

de piroconsolidación. En general, son de color pardo rojizo, a veces amarillo verdoso; sin embargo, raras veces presentan *fiammes* negros o fragmentos de pómez del mismo color que son muy abundantes en la Toba Donguinyó. Su mineralogía consiste en fragmentos de cristales de plagioclasa (andesina) o clinopiroxeno (augita), que constituyen un 5% del volumen, fragmentos líticos sólo un 3% del volumen, en una matriz vítreo que forma el volumen mayor. Intercaladas en los derrames cineríticos, se observa capas de tefra, algunas del tipo conocido como piroclásticos de onda, *base surge deposit*, *ground surge*, *ash cloud surge* (Figura 7). Por otra parte, la dispersión de esas secuencias respecto al borde de la caldera, fue mayor hacia el norte y noroeste, alcanzando unos 17 km; al sudeste unos 10 km; y al este, su dispersión fue limitada por la sierra de Chilcuautla, cuya parte más alta dista 15 km del borde de la caldera; en tanto que al oeste, llega sólo a unos 10 ó 12 km. El fechamiento de algunas muestras (M-116, 118) por el método K-Ar proporcionó edades que varían desde  $4.5 \pm 0.3$  hasta  $4.2 \pm 0.3$  Ma (Nichols, 1970; Yáñez-García, 1984; Ferriz y Mahood, 1986) correspondientes al Plioceno temprano.

- El tercer episodio fue un período de menor actividad eruptiva al principio, aunque en la etapa final fue más acentuado; se inició con la denudación de la estructura y formación de un lago en la parte interna, creando un ambiente en el que se depositó sedimento derivado de la destrucción de la caldera

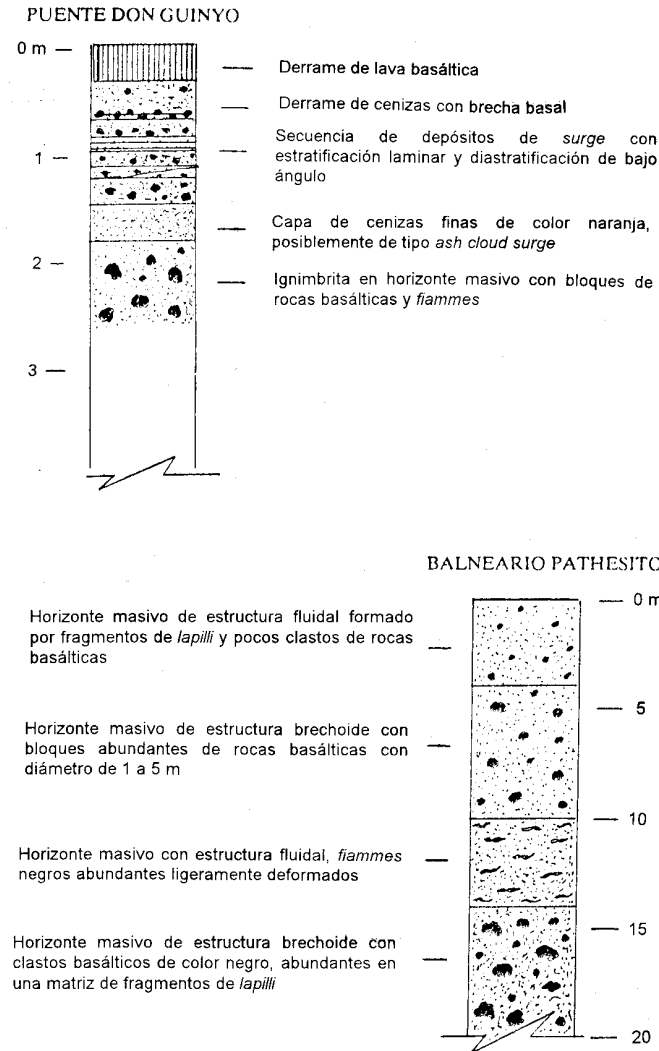


Figura 8. Cortes estratigráficos (G) Puente Donguinyó y (H) Balneario Pathesito.

recién formada, con intercalaciones de los productos emitidos por la actividad eruptiva incipiente que, al reactivarse, emplazó dos domos de lava: cerros La Gerja y Hualtepec.

El primero es un cuerpo de forma elíptica, con un diámetro mayor que 1.5 km y uno menor que 1.2 km y una altura sobre el valle donde se edificó de 160 m. Está formado por una roca ácida de color gris claro, de aspecto pumítico (muestra LR-13), en la que sólo se identificó algunas plagioclasas y cristales de cuarzo raros (Silva-Mora, 1991).

El segundo domo de lava es un cuerpo que describe una traza circular con un diámetro aproximado de 3.4 km y una altura sobre el piso que se emplazó de 490 m; está formado por una roca de color gris claro, que al intemperizar presenta coloraciones rojizas. Petrográficamente (muestra LL-26), es una roca de textura porfídica fluidal con cristales de plagioclasa y ortopiroxeno (hiperstena), permitiendo clasificarla como una andesita.

Esta dinámica dio origen a una secuencia volcánico-sedimentaria, depositada en el interior de la caldera que sólo se

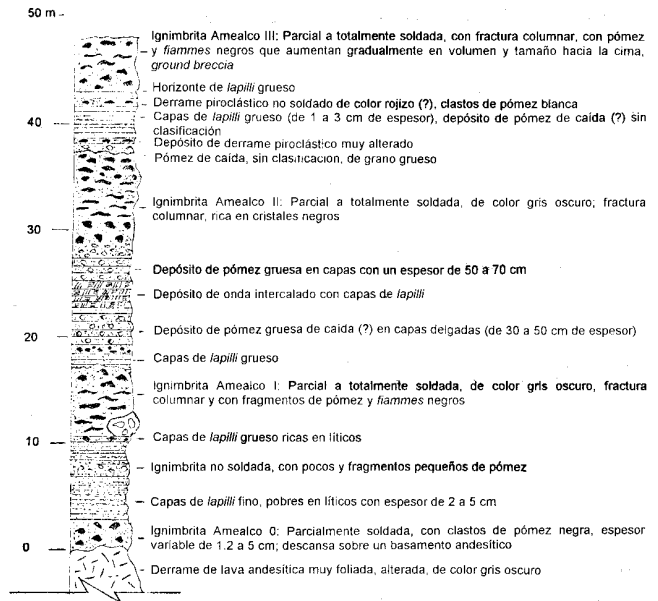


Figura 9. Sección estratigráfica de la secuencia Amealco, facies próximas (tomado de Suter *et al.*, 1991), medida a partir de la base para evidenciar su espesor.

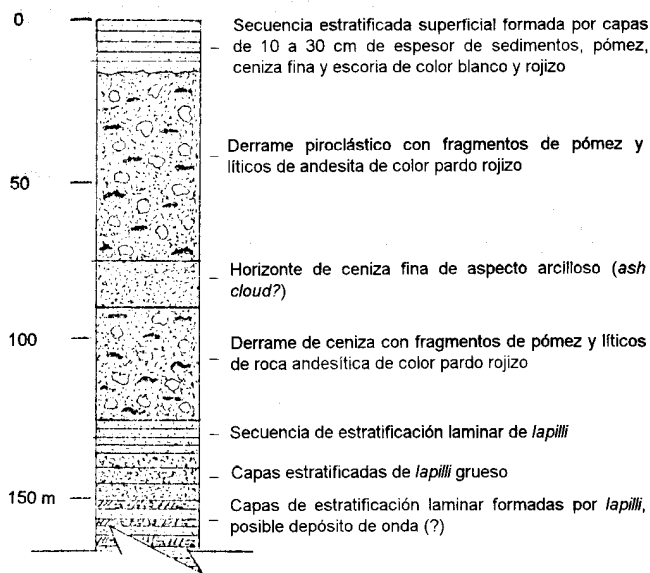
conoce esquemáticamente por la columna de perforación de los pozos artesianos Astillero 16 y 14, que alcanzaron una profundidad de 161 y 167 m, respectivamente. La localización y distancia que hay entre los pozos permiten conocer dos versiones diferentes de la columna estratigráfica del valle interno de la caldera (Figura 10).

El cuarto episodio de actividad volcánica se caracteriza por la edificación de volcanes monogenéticos pequeños que fueron edificados en los flancos septentrional y nororiental de la caldera, o en el borde nororiental, como en el cerro El Soldado, cuya ubicación indica la existencia de otros conductos de emisión más pequeños (*rim vent*), localizados a lo largo de la fractura que dio origen a la caldera. Su dimensión y la cubierta lávica dificultan su ubicación, pues, en general, morfológicamente son lomas pequeñas; sin embargo, la presencia de brecha y escoria básicas señala uno de esos conductos (Silva-Mora, 1991).

Estos respiraderos y los volcanes escoriáceos pequeños expulsaron coladas de lava que cubrieron la mayor parte del entorno de la estructura, o se introdujeron incipientemente en el valle central de la caldera.

Por último, una relación y comentarios sobre los datos químicos nuevos de las rocas en el área cartografiada permiten una comparación y breve interpretación en relación con los que ya existían (Tabla 1).

En la Tabla 1, se introdujo datos nuevos y los ya existentes de Nichols (1970), M-116; y Milán y colaboradores (1993), HP10, y se considera sólo aquellos análisis químicos hechos en material piroclástico. Éstos permiten detectar una variación de 12% en el contenido de SiO<sub>2</sub> entre la ignimbrita más básica y la más ácida que aflora en el área cartografiada; los componentes alcalinos son muy semejantes, sólo insinúan una ligera



Secuencia estratificada superficial formada por capas de sedimento, ceniza fina, pómez y escoria andesítica, en general de color blanco y gris claro

Derrame de cenizas con fragmentos de pómez y líticos de roca andesítica, con un color pardo rojizo

Secuencia de estratificación laminar de lapilli, posible depósito de onda (?)

Derrame de lava andesítica con fábrica porfídica de color gris oscuro

Derrame piroclástico con fragmentos de pómez y líticos de andesita de color pardo rojizo

Derrame de lava andesítica con fábrica ligeramente microlítica de color gris oscuro

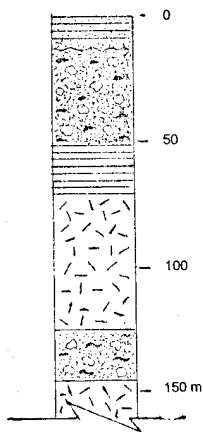


Figura 10. Cortes estratigráficos de los pozos artesianos (I) Astillero 14 y (J) Astillero 16, localizados en el valle interno de la caldera de Huichapan, al SW y N del poblado del mismo nombre; cortes interpretados.

alcalinidad (LR-7, 14; M-116; HP10) que no es muy diferente de la que presentan las rocas del área del volcán Ñadó (LR-16). Este aspecto sugiere que sea el manto la fuente de los magmas que originaron las rocas del campo volcánico Huichapan-Tula-Ñadó.

REGIÓN DE SAN JUAN DEL RÍO

Antes de describir los detalles y características de las posibles fuentes o estructuras a las que puede atribuirse el emplazamiento de las secuencias piroclásticas, que fueron encontradas en el noreste del área del presente estudio, debe mencionarse que el volumen principal de esas rocas piroclásticas está fuera de la superficie cubierta por la cartografía geológica, por lo que su descripción es muy general.

Al oeste de Huichapan y al oriente de San Juan del Río, existe un conjunto de características que define una estructura de traza circular, cuyo diámetro pudo tener unos 8 km, de la

Tabla 1. Análisis químico de las tobas Don Guinyo (LR-7, M-116) y San Francisco (LR-14, HP10) y del área del volcán Ñadó (LR-16).

	LR-7	M-116	LR-14	HP10	LR-16
SiO <sub>2</sub>	63.06	65.80	71.31	75.06	71.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.05	14.20	13.11	12.67	14.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.13	6.40	1.09	2.05	1.15
FeO	4.55		0.30		0.48
MnO	0.73	0.09	0.02	0.02	0.03
MgO	0.44	0.42	0.46	0.30	0.56
CaO	3.11	1.89	0.97	0.27	0.65
Na <sub>2</sub> O	4.45	4.62	3.20	4.01	3.40
K <sub>2</sub> O	2.80	3.14	4.50	4.36	4.50
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.50	0.16	0.16	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.02		0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.52	1.20	1.20		2.84
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.30	0.20	3.32		0.43
LOI				1.76	
Total	99.90	98.61	99.66	100.66	99.96

cual sólo sobrevive un arco pequeño con un perímetro de 7 u 8 km.

La parte occidental de la estructura circular que prolongaría el arco casi ha desaparecido completamente; sólo quedan rasgos vagos que permiten inferir la traza como el cauce del arroyo Grande. Al centro de ésta, están los cerros Gordo y Bathí, que constituyen dos domos de lava, formados por una roca de color gris claro o rosa con fábrica porfídica fluidal, posiblemente de composición dacítica.

El arco mencionado está formado por el apilamiento de derrames de lava andesítica en su base e ignimbritas en la cima. En general, todas las rocas presentan una fábrica porfídica fluidal con abundantes cristales de plagioclasa; son de color gris oscuro, pardo rojizo, guinda o rosado y, ocasionalmente, amarillento.

Esta secuencia está coronada al noreste del arco por una sucesión de tobas de color pardo amarillento o rojizo, cuya composición es riolítica. Tienen diferente grado de soldamiento y una alteración de tipo hidrotermal, cuyas manifestaciones son más intensas en los cerros La Cruz, La Carbonera y El Redentor, al norte del poblado La Llave, y por la carretera, entre Tequisquiapan y El Mercader, alcanzando la zona de Pathé. Este fenómeno dio origen a yacimientos de caolín y ópalo que se depositó en las fracturas o vesículas de la roca de las minas La Trinidad, en el Estado de Querétaro.

Estas características, y su localización hacia el norte y noreste de San Juan del Río, así como el predominio de una composición riolítica en esas tobas, permiten identificarlas y separarlas de las otras secuencias piroclásticas que existen en la zona. Sin embargo, hay que mencionar que algunos miembros de la secuencia tienen una coloración semejante a la que tienen algunas rocas de las estructuras descritas antes, aun cuando son de color rojizo y contienen ópalo, además de presentar intercalaciones de lava de composición dacítica.



Por último, las relaciones que presentan estas rocas respecto a los productos atribuidos a las calderas de Huichapan y Amealco, sugieren que pertenecen a un ciclo volcánico anterior al que se atribuye la edificación de esas calderas, dado que yacen debajo de esas secuencias y podrían tener una edad entre 9 y 6 Ma, como lo señalan los datos recopilados en la zona (Nichols, 1970). Estas rocas corresponden al vulcanismo bimodal, ya consignado en la región (Nichols, *op. cit.*).

Resumiendo, no se aporta un mayor detalle sobre las fases diferentes que edificaron dicha estructura, pues como ya se mencionó, el volumen principal de estas ignimbritas se localiza fuera de la zona cartografiada para este estudio; sin embargo, se puede esquematizar tres etapas:

- La primera se caracteriza por la emisión y emplazamiento de derrames de lava andesítica de color gris oscuro y fábrica porfídica, secuencia que en su parte superior contiene algunas ignimbritas.
- La segunda etapa está representada por una alternancia de derrames piroclásticos intercalados con algunas lavas más básicas.
- Por último, la instalación del domo de lava central, que pudiera corresponder a un domo resurgente o simplemente definir la etapa de emplazamiento de un magma más viscoso.

Por tanto, son evidentes las diferencias que presenta esta secuencia piroclástica en relación con las conocidas en las secuencias atribuidas a las calderas de Amealco y Huichapan.

Éstos son productos más ácidos, por lo que es necesario definir con precisión su edad, distribución y confirmar el carácter bimodal del vulcanismo relacionado con ellos.

#### REGIÓN DEL VOLCÁN ÑADÓ

A diferencia del caso anterior, aquí fue necesario auxiliarse de la interpretación de una imagen de satélite para detectar el lugar o los rasgos que indicaran la presencia de una estructura volcánica explosiva, a la que pudiera atribuirse el paquete piroclástico localizado en el extremo sudoccidental del área cartografiada, ya que sólo es visible un estratovolcán llamado Ñadó, que alcanza una altitud de 3,300 m s.n.m.; sin embargo, la juventud de dicho volcán y la composición de los productos emitidos por él, sugieren que sólo en el evento inicial pudo haber originado un volumen importante de material piroclástico.

No existe evidencia clara que indique que el volcán Ñadó fue el punto emisor; sin embargo, su morfología es representativa de un evento muy explosivo que abrió parcialmente su flanco nororiental, donde se puede ver una espina conocida como peña Ñadó. Además, su entorno permite delinear una superficie de traza elíptica con un diámetro mayor que 15 km y una dirección este-oeste, y un diámetro menor que 14 km con una orientación N-S; dicha traza circunscribe al volcán Ñadó.

En la imagen de satélite NASA/GSFC 591 (NASA, 1986) se puede observar que en la parte meridional de la traza mencionada, existe un arco formado por los cerros La Chiapa-

neca y Tiff, al oriente, Oxtotoxhie al SE, Tixmadejé y Colmillo al sur y Bothí al SW (Figura 1). Esta morfología arqueada no es necesariamente producto de las fracturas de una estructura preexistente que gobernó el emplazamiento de los cerros antes mencionados, también pudo ser originada por el fallamiento asociado al sistema Morelia-Acambay, de orientación E-W (Quintero-Legorreta y Suter, 1992; Suter *et al.*, 1992), que es más joven que el volcán Ñadó y los cerros antes citados, ya que el sistema afecta a esas estructuras.

Como se dijo anteriormente, el volcán Ñadó se ubica en el interior de dicha zona. Por sus características, éste corresponde a uno de los muchos estratovolcanes que se edificaron durante el Plioceno, a lo largo y ancho del Arco Volcánico Transmexicano (Demant *et al.*, 1976, 1981; Silva-Mora, 1979). Sin embargo, en la base oriental del volcán, existen afloramientos de rocas andesíticas más viejas; aparentemente, hay una sobreposición de una estructura más joven (cerro Pelón), cuyos productos mayoritariamente se emplazaron al SW y WNW de éste.

Confirmando dicha traza, existe un pequeño volcán monogenético reciente, ubicado en el borde sudoccidental, fuera del área que encierra la traza, y dentro de ésta, dos domos de lava riolítica; la traza circunscribe al volcán Ñadó.

El volcán monogenético se localiza al SE del poblado de Santa María La Loma, ubicado en su flanco NW; además, el pequeño volcán está a escasos 3 km del cerro Bothí, cuyo emplazamiento pudo ser favorecido por las fallas originadas por el sistema Morelia-Acambay, posteriores, como ya se mencionó, al emplazamiento del volcán Ñadó.

Uno de los domos de lava riolítica se localiza a 4 km al SW del cerro Pelón, en el flanco meridional del volcán; y el otro a 6.5 km al sureste del volcán Ñadó, y aparentemente son anteriores al mismo. Su presencia sugiere una estructura de naturaleza explosiva, o bien, al sistema San Miguel Allende-Taxco, que pasa a escasos 10 km al oeste del Ñadó. Al anterior pertenece la fractura que originó la erupción fisural que emplazó la secuencia piroclástica que aflora en la parte sudoccidental de la superficie cartografiada para este estudio.

No es posible llevar su continuidad más allá de la caldera de Amealco, dado que se interrumpe con el *graben* de Acambay, pero sus ramificaciones pudieron ser reactivadas por el emplazamiento del sistema diagonal y el sistema Morelia-Acambay (Quintero-Legorreta y Suter, 1992; Suter *et al.*, 1992), que son de una edad posterior.

Más tarde, las condiciones estructurales antes descritas provocaron el emplazamiento paulatino de los conductos que explican la expulsión de la secuencia piroclástica y su depósito en la zona sudoccidental de la superficie cartografiada, así como la edificación del volcán Ñadó.

La juventud del sistema Morelia-Acambay se manifiesta por su actividad en nuestros días, ya que se ha registrado eventos sísmicos, como el ocurrido en 1912 con una magnitud de  $M_s = 7.0$  (Astiz, 1986), y el de magnitud  $m_b = 5.7$  de 1979 (Astiz, 1980). Éstos ocurrieron en las fallas Maravatío-Venta

de Bravo y Pastores, pertenecientes al sistema arriba mencionado (Suter *et al.*, 1992).

Del análisis de la imagen de satélite, es evidente que los productos derivados de la caldera de Amealco alcanzaron el flanco occidental del volcán Ñadó; su límite da origen a una línea de orientación aproximada norte-sur, que incluye el arroyo San Ildefonso, que se une al arroyo Bothé, definiendo el límite oriental de los derrames de Amealco.

Al pie del volcán, donde llega esta línea, se incluye el arroyo Rancho Viejo, que nace en la base de dicha estructura y delimita la superficie que ocupa la secuencia de derrames cineríticos, derivados de la caldera de Amealco.

Los miembros de esta secuencia presentan características petrológicas muy semejantes a las que tienen los otros horizontes piroclásticos que afloran en el área estudiada.

Yaciendo debajo o bordeando los productos del volcán Ñadó en sus flancos septentrional y nororiental, aflora una serie de horizontes masivos: el superior, poco consolidado, de color crema o pardo rosado y un espesor que varía de 15 a 30 m, forma la superficie del terreno. Es un derrame de pómez, poco consolidado, con abundantes fragmentos de pómez blanca o amarillenta que alcanzan diámetros hasta de 20 cm, así como de líticos de una roca andesítica.

Debajo de ese paquete, existe otra unidad de derrame de color pardo rojizo o rosado, más compacto que en el caso anterior, con fracturas verticales, provocadas por la contracción del material al enfriarse, fenómeno que produjo gruesas columnas prismáticas, cuya expresión horizontal son formas poligonales. Contiene abundantes fragmentos de pómez de color blanco, gris y rojo y de líticos de roca basáltica de color negro o rojizo.

Por último, las formas lobulares que presentan los depósitos piroclásticos, indican una dirección de dispersión para los derrames proveniente de la zona del volcán Ñadó; ésta puede ser identificada en la imagen de satélite del área. Aparentemente, la superficie que cubren permite apreciar que la secuencia está constituida por tres unidades, cuyos alcances de dispersión y coloración superficial diferentes permiten identificarlas.

De las tres unidades mencionadas, la cima de la intermedia está formada por varios horizontes mal consolidados, con espesores de 5 a 15 m, aspecto presente a 3.5 km al SW de Polotitlán. Estas capas cubren un derrame cinerítico de color gris a pardo amarillento, con 60 m de espesor, que está constituido en su totalidad por material vítreo y fragmentos escasos de pómez. Su base presenta una secuencia estratificada con capas de ceniza del tipo *ash fall*, derrames laminares (*ground surge*) que forman una ignimbrita totalmente soldada.

El enfriamiento de esta unidad produjo prismas—por la contracción del material vítreo—que se deformaron, debido al comportamiento viscoso-plástico de esos derrames fluidificados, mayoritariamente en favor de la dirección de su desplazamiento. La estructura primaria así formada ha merecido tal atención que su fotografía se incluye en el libro de texto sobre aspectos de vulcanismo (Cas y Wright, 1987; p. 254).

En general, la dirección de desplazamiento de los derrames que forman la secuencia de esta zona es NNW y se inicia al pie del volcán Ñadó. Éstos quedan limitados por el cauce del arroyo Ñadó, y alcanzan el punto donde se recolectó la muestra LR-16, ubicada a 17 km al norte del volcán (Figura 1).

El conjunto de rasgos y depósitos antes descritos, permite sospechar la presencia de los conductos que expulsaron el material piroclástico que aflora al norte y oriente del volcán Ñadó. Éstos se ubican en la misma zona o quizás sean producto de la fase explosiva que destruyó los flancos septentrional y occidental de los cráteres que pueden identificarse por su morfología. Además, el del lado oriental presenta una espina, conocida como peña Ñadó, que ocupa el cráter.

## DISCUSIÓN

Con base en los cortes medidos, es evidente que existen diferencias entre las secuencias piroclásticas que fueron analizadas en la región de este estudio, las cuales representan episodios explosivos ocurridos en diferentes aparatos volcánicos, que no necesariamente son a los que tradicionalmente se les ha atribuido: las calderas de Amealco y Huichapan (Sánchez-Rubio, 1978; Cas y Wright, 1987; Aguirre-Díaz, 1990, 1993, 1996).

La producción de material piroclástico con características litológicas parecidas a simple vista, la cercanía de las estructuras producto de una actividad volcánica explosiva, aunadas al poco conocimiento que existía de la zona, favorecieron la suposición que atribuye a las calderas mencionadas los depósitos piroclásticos que afloran en la región estudiada.

Con base en las características de las secuencias descritas, es posible identificar los conductos o estructuras que los expulsaron, o por lo menos la zona de donde éstos provienen, ya que pueden estar cubiertos por otras estructuras o productos volcánicos más jóvenes.

Su cima a veces está coronada por un derrame de lava que cubre al material piroclástico (puente Donguinyó); otras lo presentan intercalado (zona de La Llave; ignimbrita Amealco, Figura 9). Su espesor es variable, en función de la cercanía al conducto emisor, volumen, duración de la fase eruptiva y composición del material que originó el depósito.

El análisis y la disposición de los diferentes materiales permite sugerir que la dispersión de las secuencias piroclásticas atribuidas a las calderas Amealco y Huichapan, fue restringida, aparentemente en un radio máximo de unos 20 km. Por otra parte, Aguirre-Díaz (1990, 1993, 1996) estima una distribución más amplia para las tobas Amealco y la que él llama Huichapan, que es la que en este estudio se adjudica a la zona del volcán Ñadó.

Sin embargo, se sabe que en algunos casos, cuando la topografía, fluidificación del derrame, volumen y dirección de los vientos dominantes en el momento de la emisión, son óptimos, puede favorecerse una dispersión mayor. Los derrames piroclásticos se desplazan como derrames dirigidos en

función de las variables que los afectan, por lo que algunos bien pudieran superar la distancia promedio mencionada, como es el caso de la toba Amealco III, 38 km al SW del lago Chincua, raras veces duplicarla, 40 km al norte de la Puerta del Tepozán, como lo propone Aguirre-Díaz (1990, 1993, 1996).

Por otro lado, las secuencias descritas tienen un color y composición petrográfica y química con muy poca variación, excepto la del noroeste, atribuida a la zona de San Juan del Río, que es de composición riolítica.

Otro aspecto que debe tenerse presente es la edad tan próxima que tienen algunos productos, fechados por el método K-Ar, en éstas y otras calderas de las partes septentrional y meridional del Arco Volcánico Transmexicano, como es el caso de la Santa María ( $4.6 \pm 0.2$  Ma; Gastil *et al.*, 1979); Amealco ( $4.62 \pm 0.1$  Ma; Aguirre-Díaz, 1990, 1993, 1996); y Huichapan ( $4.2 \pm 0.3$ ,  $4.3 \pm 0.3$  Ma; Nichols, 1970; Yáñez, 1984; Ferriz y Mahood, 1986; Milán-Valdez *et al.*, 1993).

Además, se debe considerar que la dimensión de las estructuras mencionadas es similar, por lo que es posible que hayan expulsado volúmenes parecidos, con excepción de los casos peculiares, donde el fenómeno eruptivo involucró un volumen más grande de magma y, por lo tanto, un período eruptivo de mayor duración, casos que aún no han sido identificados en el Arco Volcánico Transmexicano. Este aspecto último no se presenta en las calderas mencionadas; su período de construcción fue de aproximadamente 1'000,000 años, tomando como base los datos isotópicos existentes, lapso en el que se desarrollaron las fases eruptivas que las edificaron y en que se emplazaron los materiales relacionados con el fenómeno eruptivo que les dio origen.

Las fechas isotópicas reunidas hasta hoy indican que los períodos de construcción y evolución fueron relativamente cortos, en función de la juventud de la estructura. Así, los más antiguos fueron de 1'500,000 años, y se presentan en las calderas o complejos de domos de lava localizados en el norte; mientras que los más recientes son de centenas de miles a decenas de miles de años, y se ubican en complejos de las partes central y meridional del arco.

Con base en lo antes expuesto, la duración de la actividad volcánica en las calderas que han sido mencionadas, en los casos más recientes, sólo puede deducirse. En aquéllos en que el fechamiento de sus productos permite contar con una columna estratigráfica, se tiene información más precisa, como en el caso de Los Azufres (700,000 años), Los Humeros (440,000 años) y La Primavera (65,000 años).

Considerando los pocos fechamientos que existen en los productos de las calderas de la zona estudiada, los períodos de emplazamiento para tales estructuras definen una edad del Mioceno-Cuaternario; el primero ocurrió entre 9 y 6 Ma; el segundo entre 5 y 3 Ma; y el último entre 1 Ma y 20 mil años antes del presente.

Estas fechas ponen en evidencia la posible correlación entre los episodios que las edificaron y dos de los cuatro períodos de actividad volcánica ya detectados en la región

(Silva-Mora, 1988). Es decir, el lapso involucrado por la actividad eruptiva en la zona de estudio implica edades de  $15 \pm 0.7$ ,  $12 \pm 0.6$  Ma (Jacobo-Albarrán, 1986); 9 Ma (Milán-Valdez, 1982); 7 y 6 Ma (Nichols, 1970; Milán-Valdez, 1982) para las rocas más antiguas consideradas como Grupo San Juan (Wilson, 1955 *in* Segerstrom, 1961, 1962; Milán-Valdez y Herrera, 1987) y de 5 Ma al Holoceno, época en que estuvieron activas las calderas emplazadas en el área.

Lo anterior sugiere una migración progresiva del vulcanismo hacia el sur, porque las edades más antiguas están localizadas en el norte, mientras que las más jóvenes al centro y sur del Arco Neovolcánico Transmexicano.

Desde el punto de vista químico, los datos recopilados—algunos inéditos, no incluidos en la Tabla 1—indican que la Toba Donguinyó presenta una concentración de  $\text{SiO}_2 = 63.06 - 71.31\%$ , mientras que la suma de los componentes alcalinos  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.25 - 7.76\%$ ; en contraste, la secuencia San Francisco es más ácida, su contenido de  $\text{SiO}_2$  varía de  $71.31$  a  $75.82\%$ , y  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.70 - 8.37\%$  (Tabla 1).

Por otra parte, el análisis de un horizonte atribuido a la zona del volcán Ñadó revela un contenido de  $\text{SiO}_2 = 71.57\%$ , en tanto que  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.90\%$ , valores que evidencian la alcalinidad de los productos volcánicos de la zona estudiada. Prueba de la alcalinidad en los productos del vulcanismo explosivo en el área estudiada es la caldera de Amealco. Los datos químicos permiten clasificarlos como andesita-K, traquiandesita y traquidacita, cuyo contenido de  $\text{SiO}_2$  varía de  $61-66\%$  y  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  entre  $7.2-8.6\%$  (Aguirre-Díaz, 1990, 1993). Estos valores permiten suponer que el carácter petrológico, y posiblemente químico, de las secuencias piroclásticas descritas sean semejantes, por lo que debe esperarse un contenido alto de elementos incompatibles que definirían su afinidad con una zona en subducción, como es el caso.

Una explicación para la ligera alcalinidad podría atribuirse a las fuentes donde se produjeron los magmas, las cuales en apariencia tienen una estrecha relación con el fracturamiento de la litosfera en el área, que es producto de la instalación de los sistemas Diagonal, Morelia-Acambay y San Miguel Allende-Taxco—el más antiguo—accidentes que pudieron favorecer y controlar el ascenso del magma de fuentes más profundas.

En lo que respecta a la tectónica regional, tales períodos corresponden al inicio de los cambios en la dinámica litosférica del sur del continente americano, que incluye: salto de la dorsal del Pacífico oriental hacia el este (Lynn y Lewis, 1976); fin de la actividad volcánica en la Sierra Madre Occidental (Watkins *et al.*, 1971); instalación del Arco Volcánico Transmexicano (Demant, 1978, 1981; Robin, 1982), todos estos eventos ocurridos en los últimos 10 Ma.

No sólo en esas estructuras se puede señalar coincidencias o anomalías que insinúan esa relación en el tiempo. En general, aparentemente en todos los complejos donde se involucró un magma viscoso, hay cierta correspondencia en su comportamiento evolutivo. Así, por ejemplo, la columna estra-

tigráfica de las calderas Los Humeros, Huichapan y Amealco, pone en evidencia que las mismas fueron producto de una cámara magmática zonificada.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a todas las personas que en forma directa o indirecta colaboraron en este artículo, particularmente a Magdalena Alcayde, por su versión en inglés del resumen; al Dr. Peter Schaaf y al Ing. Guillermo Labarthe-Hernández, por su minucioso dictamen, sugerencias y contribuciones para mejorar el manuscrito original. Asimismo, se agradece a la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo su apoyo logístico, proporcionado a través del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; y la realización de algunos trabajos en los talleres y laboratorios del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, sin los que no hubiera sido posible obtener los datos que fueron utilizados para la interpretación. Por último, al CONACyT se agradece el apoyo económico que permitió realizar esta investigación.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1990, The Amealco tuff, Querétaro, Mexico—how far and how much? in *The tectonics, geophysics and volcanism of Mexico: University of New Orleans, Department of Geology and Geophysics; and Tulane University, Department of Geology, Symposium, Nueva Orleans, Louisiana, Abstracts, s.p. (resumen).*
- , 1993, The Amealco caldera, Querétaro, Mexico—geology, geochronology, geochemistry and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, Texas, University of Texas at Austin, disertación doctoral, 401 p. (inédita).
- , 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 1, p. 10-51.
- Anguita, F.; Verma, S.P.; García-Cacho, L.; Milán, Marcos; y Samaniego, M.D., 1991, Mazahua—una nueva caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional (México)*, v. 30, p. 135-148.
- Astiz-Delgado, L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México—el temblor del 22 de febrero de 1979: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 130 p. (inédita).
- , 1986, The 1912 Acambay, Mexico (Ms = 7.0) earthquake—a reexamination: *Geos. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Morelia, Mich., Boletín, época II, número extraordinario*, p. 17 (resumen).
- Carrasco-Núñez, Gerardo; Milán-Valdez, Marcos; y Verma, S.P., 1988, Fases volcánicas de la caldera de Amealco: *GEOMIMET (México)*, v. 153, p. 69-82.
- Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1987, Volcanic successions, modern and ancient—a geological approach to processes, products and successions: Londres, Allen and Unwin Hyman, 528 p.
- Castro-García, Arturo, 1991, Geología volcánica de la región de Tulancingo, Estado de Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Castro-García, Arturo, y Córdoba-Méndez, D.A., 1994, Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, *Revista de Investigación PANCRÓMICO* 23, v. 1, núm. 1, p. 26-39.
- CETENAL, 1974a, [Hoja] San Juan del Río (F14-C77), Querétaro: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica escala 1:50,000.
- , 1974b, [Hoja] Huichapan (F14-C78), Hidalgo: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica escala 1:50,000.
- , 1975a, [Hoja] Polotitlán (F14-C87), Estado de México: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica escala 1:50,000.
- , 1975b, [Hoja] Tula de Allende (F14-C88), Hidalgo: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica escala 1:50,000.
- De la Cruz-Martínez, Venancio, y Castillo-Hernández, Daniel, 1986, Geología de la zona geotérmica de la caldera de Acozulco, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 2, núm. 3, p. 245-254.
- Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2, p. 172-187.
- , 1981, L'Axe Néovolcanique Transmexicaine—Étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix Marseille, disertación doctoral, 259 p. (inédita).
- Demant, Alain; Mauvois, Roger; y Silva-Mora, Luis, 1976, El Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Geología, 3. Acapulco, México, *Libreto-guía, Excursión 4*, 37 p.
- Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Pasquarè, Giorgio; y Tibaldi, Alessandro, 1991, Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, p. 129-148.
- Ferriz, Horacio, 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional (México)*, v. 24, núm. 1, p. 97-157.
- Ferriz, Horacio, y Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8511-8524.
- , 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano: *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, núm. 1, p. 117-156.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y Jenschky, W.A., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: The Geological Society of America, Map and Chart series MC24, 8 p. y carta de escala 1:200,000.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839-857.
- Herrera-Franco, J.J., y Milán-Valdez, Marcos, 1981, Estudio geológico de las zonas geotérmicas de Yesthó, Pathé y Taxidó, estados de Hidalgo y Querétaro: Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, p. 13-81 (inédito).
- Hildreth, Wes, 1981, Gradients in silicic magma chambers—implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10153-10192.
- Jacobo-Albarrán, Jorge, 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica, Proyecto de exploración Proy. C-2006, 44 p. (apéndice petrográfico, geocronométrico y fotográfico).
- Lynn, W.S., y Lewis, B.T., 1976, Tectonic evolution of the northern Cocos plate: *Geology*, v. 4, p. 718-722.
- Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center—Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 199-230.
- , 1981, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center—the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 77, p. 129-149.
- Mahood, G.A., y Drake, R.A., 1982, K-Ar dating young rhyolitic rocks—a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 1232-1241.
- Milán-Valdez, Marcos, 1982, Aplicación del estudio geológico de las zonas

- geotérmicas de Ynthó, Pathé y Taxidó, Hidalgo, México: Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, p. 68-83 (inédito).
- Milán-Valdez, Marcos, y Herrera-Franco, J.J., 1987, Aspectos geológicos importantes de la exploración geotérmica del campo de Pathé, estados de Hidalgo y Querétaro: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 3, p. 31-39.
- Milán-Valdez, Marcos; Yáñez-García, Camilo; Navarro, L.I.; Verma, S.P.; y Carrasco-Núñez, Gerardo, 1993, Geología y geoquímica de elementos mayores de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México: *Geofísica Internacional (México)*, v. 32, núm. 2, p. 261-276.
- NASA, 1986, Imagen de satélite, NASA/GSFC 591: National Aeronautics and Space Administration.
- Nelson, S.A., y Carmichael, I.S.E., 1984, Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sangangüey volcano, Nayarit, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 321-335.
- Nichols, C.R., 1970, The geology and geochemistry of the Pathé geothermal zone, Hidalgo, Mexico: Oklahoma, The University of Oklahoma, disertación doctoral, 178 p. (inédita).
- Pasquaré, Giorgio; Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Tibaldi, Alessandro; y Vezzoll, Luigina, 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico: *Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072*, 19 p.
- Pradal, Evelynne, y Robin, Claude, 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 63, p. 201-215.
- Quintero-Legorreta, Odranoel, 1987, Distribución de los sistemas de fallas en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 2, México, D.F., Programa y Resúmenes, p. 36-38 (resumen).
- Quintero-Legorreta, Odranoel, y Suter, Max, 1992, Tectónica extensional de la Faja Volcánica Mexicana: Universidad de Salamanca, España, III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano Geológico, Salamanca, España, Actas, t. 4, p. 221-225.
- Robin, Claude, 1982, Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique; application au passage entre volcanisme alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-mexicain et Province alcaline Orientale): *Annales Scientifiques de l'Université Clermont-Ferrand II, Géologie, Mineralogie*, v. 70, 503 p.
- Robin, Claude, y Pradal, Evelynne, 1993, The Los Azufres caldera, Mexico—Comment on the paper by L. Ferrari, V.H. Garduño, G. Pasquaré and A. Tibaldi, or An attempt to understand the volcanic structure: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 56, p. 339-344.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1978, The Amealco caldera: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 10, p. 145 (resumen).
- , 1984, Cenozoic volcanism in Toluca-Amealco region, central Mexico: Londres, University of London, Imperial College of Sciences and Technology, tesis de maestría, 275 p. (inédita).
- Segerstrom, Kenneth, 1961, Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, núms. 3-4, p. 147-168.
- , 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 1104-C, p. 87-149.
- Siebe, Claus, y Sheridan, M.F., 1990, Reconstrucción de las diferentes fases evolutivas de crecimiento y subsecuente colapso gravitacional de los domos riolíticos localizados en la cuenca de Serdán Oriental, estados de Puebla y Veracruz: Universidad de Colima, Reunión Nacional del Volcán de Colima, 2, Colima, Colima, Abstracts, s.p. (resumen).
- Silva-Mora, Luis, 1979, Contribution à la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain—Étude géologique et pétrologie des laves du Michoacán oriental: Marsella, Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille III, tesis doctor-ingeniero, 230 p. (inédita).
- , 1988, Esquema magmático de la Sierra Madre Oriental, en la región de Zimapan-Jacala-El Realito, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tercer Simposio sobre Geología Regional de México, México, D.F., Memoria, p. 74-76.
- , 1991, La caldera de Huichapan o del Astillero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigación de Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica: Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo., México, Libro-guía, 18 p.
- Smith, R.L., 1979, Ash-flow magmatism: *Geological Society of America, Special Paper*, v. 180, p. 5-27.
- Suter, Max; Aguirre-Díaz, Gerardo; Siebe, Claus; Quintero-Legorreta, Odranoel; y Komorowski, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, in Walawender, M.J., y Hanan, B.B., *Geological excursions in southern California and Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; University of Texas at Austin, y Arizona State University, Annual meeting, San Diego, California, Libro-guía*, p. 224-243.
- Suter, Max; Quintero-Legorreta, Odranoel; y Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico; pt. 1, The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11983-11993.
- Verma, S.P., 1983, Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico—Nd and Sr isotope data: *Nature*, v. 302, 52-55.
- Verma, S.P.; Carrasco-Núñez, Gerardo; y Milán-Valdez, Marcos, 1991, Geology and geochemistry of Amealco Caldera, Qro., Mexico, in Verma, S.P., ed., *Calderas—Genesis, structure and unrest: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, p. 105-127.
- Watkins, D.N.; Gunn, B.M.; Baksi, A.K.; York, D.; y Ade, Hall, 1971, Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Río Grande de Santiago, central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1955-1968.
- Yáñez-García, Camilo, 1980, Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad, Informe interno (inédito), s.p.
- , 1984, Exploración geológica de la caldera de Huichapan, Estado de Hidalgo: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, Resúmenes, p. 171-173 (resumen).

Manuscrito recibido: 2 de junio de 1994.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 3 de noviembre de 1995.

Manuscrito aceptado: 12 de diciembre de 1995.