

GEOLOGÍA VOLCÁNICA Y CARÁCTER QUÍMICO PRELIMINAR DE LAS ROCAS DE LA REGIÓN TULA-POLOTITLÁN, ESTADOS DE HIDALGO, MÉXICO Y QUERÉTARO, MÉXICO

Luis Silva-Mora*

RESUMEN

La superficie estudiada se localiza 90 km al NNW de la Ciudad de México; tiene un área aproximada de 1,800 km² (hojas Tula de Allende y Polotitlán; CETENAL, 1975a, b). Las rocas volcánicas que afloran en la región pueden ser atribuidas a los cuatro episodios volcánicos que se ha podido identificar en el Estado de Hidalgo. Estas rocas cubren una vieja topografía desarrollada en calizas deformadas del Cretácico Superior que afloran a pocos kilómetros, al este y sudeste fuera de la superficie estudiada.

Las rocas volcánicas más antiguas que afloran en el área, pueden ser consideradas como parte del tercer episodio eruptivo en el Estado de Hidalgo; forman una secuencia de derrames de lava, ignimbritas, y brechas que dieron origen a los volcanes más importantes que existen en la región. En dos de ellos, los volcanes Xithí y La Joya, la estructura en su parte media está formada por la alternancia de esos materiales. En otros, las lavas de la parte inferior de la secuencia forman la estructura, o bien, constituyen el basamento sobre el cual se edificó un volcán más joven, por ejemplo, los volcanes Nadó y La Virgen. Las rocas más abundantes de este episodio son andesitas y riolitas calcialcalinas, que tienen una textura porfídica; su contenido de SiO₂ varía de 53.94 a 75.82%, y los óxidos de metales alcalinos de 5.13 a 8.26%, valores que permiten localizarlas en el campo de las rocas calcialcalinas. De acuerdo con las edades radiométricas obtenidas, estas rocas fueron emplazadas durante el Mioceno medio (~15–12 Ma).

Los productos del segundo episodio eruptivo cubren parcialmente las andesitas y riolitas anteriores, y están representados por depósitos piroclásticos relacionados con el desarrollo de estructuras en forma de caldera en la región, conocidas como secuencias Amealco, Huichapan y Nadó. En conjunto, ocupan una superficie importante de la región; la petrografía de estas rocas piroclásticas corresponde a la de una roca vítrea, con escasos fragmentos de cristales, con excepción de la toba Donguinyó, donde los cristales forman en volumen aproximadamente el 30% de la roca; químicamente, la acidez de estas tres unidades varía en un intervalo de 61 a 76% de SiO₂, los óxidos de metales alcalinos varían de 7.10 a 8.26%, valores que sirven de base para considerar que son rocas con una ligera alcalinidad.

El tercer episodio en la región está representado por una secuencia de andesitas que dio origen a dos tipos de volcanes. Los más grandes, como Nopala y Nadó, fueron emplazados durante el Plioceno medio, su actividad posiblemente se extendió hasta el Pleistoceno. Los volcanes más pequeños que fueron emplazados durante el Plioceno tardío constituyen el segundo tipo, y difieren de los más grandes por su tamaño y porque sus lavas están acompañadas de cenizas que forman depósitos estratificados delgados. La petrografía y composición química de estas rocas están caracterizadas por la presencia de fenocristales y granos en la matriz de olivino alterados. Estas rocas presentan un contenido promedio de 60.20% de SiO₂, y 6.34% de óxidos de metales alcalinos que sugieren una afinidad toleítica.

El cuarto y último episodio eruptivo en el área está representado por las rocas más jóvenes de la zona; derivan de una multitud de volcanes monogenéticos y domos de lava acompañados por sus cenizas, y tienen una composición andesítica y riolítica. Los conos definen alineamientos de dirección N 20° E, N 30° W y N 57° E, su morfología sugiere varios períodos de emplazamiento. Petrográficamente, las rocas atribuidas a los conos cineríticos son andesitas típicas con un contenido promedio de SiO₂ = 58.71 %, y 6.53 % de óxidos de metales alcalinos. Al comparar este último porcentaje con el valor promedio (5.65%), aportado por los elementos alcalinos de rocas equivalentes en edad, tipo de vulcanismo y condiciones de emplazamiento, se produce una diferencia que varía de 0.47 a 1.6% entre el contenido de esos elementos en relación con el promedio mencionado. Aparentemente, la actividad eruptiva responsable de estas rocas se inició en el Pleistoceno y continuó hasta el Holoceno.

Por último, la secuencia volcánico-sedimentaria emplazada en y al sur de la ciudad de Tula de Allende, está formada por capas de material volcánico y sedimentario, depositadas en un medio lacustre; contiene partes equivalentes al tercero y cuarto episodios eruptivos mencionados anteriormente. Los fósiles que contiene en sus capas basales indican la posibilidad de haber iniciado su depósito en el Mioceno tardío. Sin embargo, el contenido de fragmentos de elementos poscraneales de équidos, sugiere una edad aproximada de 3 Ma, que corresponde al Plioceno tardío. Lo anterior concuerda con la opinión general, en relación con la acumulación abundante de estos materiales durante el Plioceno y su continuidad hasta el Pleistoceno.

Palabras clave: Vulcanismo, Tula, Polotitlán, Hidalgo, México.

*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F., México.

ABSTRACT

The study area is located 90 km to the NNW of Mexico City, and has an approximate extension of 1,800 km², making up the Tula de Allende and Polotitlán quadrangles (CETENAL, 1975a, b). The rocks that crop out in the region resulted from four volcanic episodes that are recognized in the State of Hidalgo. These rocks cover an old topographic surface, developed on deformed Upper Cretaceous limestone, exposed a few kilometers to the east and southeast of the study area.

The oldest volcanic rocks form a sequence of lava flows, ignimbrites and breccias that constitute the more important volcanoes in the region; in two of these volcanoes—Xithí and La Joya—the middle part is composed by the alternation of those materials. In others, lavas of the inferior part of the sequence compose the structure, or they constitute the basement over which a younger volcano was built, for example, Ñadó and La Virgen volcanoes. The most abundant rocks of this oldest sequence have a porphyritic texture and consist of andesite and rhyolite, whose SiO₂ content ranges from 53.94 to 75.70% and the alkaline content ranges from 5.13 to 8.26%, values that permit to plot in the field of the calc-alkaline rocks. According to the isotopic ages obtained, these oldest volcanic rocks may be considered to be of the middle Miocene (~15–12 Ma).

The product of the second episode, that in part covers the oldest sequence, consists of pyroclastic deposits related to the development of caldera structures in the region and are known as the Amealco, Huichapan and Ñadó sequences, which on the whole area cover an important extension. These pyroclastic rocks are glassy and contain few crystal fragments, with the exception of the Donguinyó tuff, in which the crystals constitute about 30% of the rock. Chemically, the acidity of these three units shows values that range from 61 to 76% SiO₂, while the alkalis range from 7.10 to 8.26%, and are therefore slightly alkaline.

The third volcanic episode consists of andesite that forms volcanoes which have been classified in two types. The large volcanoes, like Nopala and Ñadó, were emplaced during the Pliocene and their activity extended into the Pleistocene. The small volcanoes are considered to be of late Pliocene age; they differ from the large volcanoes in size, and by the fact that their lavas are accompanied by ashes that form thin-stratified deposits. The petrography and chemistry of the lavas of the third volcanic episode are distinguished by the presence of olivine grains and altered olivine phenocrysts. These rocks have an average 60.20% SiO₂ content and are slightly alkaline, with an average alkalinity of 6.34%.

The fourth volcanic episode, which is the youngest, originated from several monogenetic volcanoes and lava domes with their ashes, whose composition varies from andesitic to rhyolitic. The monogenetic volcanoes form alignments of N 20° E, N 30° W and N 57° E; their morphology shows different times of emplacement. Petrographically, the lavas from the cinder cones are typical andesites, with an average 58.71% SiO₂ content, and slightly alkaline (average of 6.53%). The comparison of these averages with the values found in rocks equivalent in origin, age and composition, produces a difference that varies from 0.47 to 1.6% in relation to the content of these elements. Apparently, the eruptive activity that produced these volcanic rocks began in the Pleistocene and continued in the Holocene.

The volcano-sedimentary sequence in the region SE of Tula de Allende, which is formed by intervals of volcanic and sedimentary material and is deposited in a lacustrine environment, in part is equivalent of the third and fourth volcanic sequences. The fossils contained in the basal layers of these rocks are indicative of a late Miocene deposition. However, post cranial fragments of equines, suggest an age of about 3 Ma (late Pliocene) and would be in agreement with the general opinion that accumulation of the majority of these deposits took place during the Pliocene and continued in the Pleistocene.

Key words: Volcanism, Tula, Polotitlán, Hidalgo, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas más importantes en la investigación de las rocas volcánicas, radica en el conocimiento que de ellas se tiene, los procesos físicos responsables de su formación y el significado de su posición en el espacio que ocupan, así como en la utilidad económica que tenga la composición de estos materiales y el posible contenido de minerales nuevos y estratégicos para uso industrial.

En general, el párrafo anterior describe los objetivos de la presente investigación, que consiste en la cartografía geológica de aproximadamente 1,800 km² y el establecimiento de la columna estratigráfica de la región, limitada por las hojas Tula de Allende y Polotitlán (CETENAL, 1975a y b); la definición de la evolución de las estructuras volcánicas de la zona; así como sus relaciones con los eventos tectónicos que han deformado la región. Además, el análisis petrográfico de esas rocas para interpretar su génesis y la relación de éstas con la tectónica actual.

La superficie cubierta por las hojas mencionadas, se localiza entre los 20°00'-20°15'N y 99°20'-100°00'W (Figura 1). Los puntos más elevados de la región son los volcanes Xithí y La Joya, que se localizan al norte y noreste de la ciudad de Tula de Allende. Tienen una altitud de 2,800 y 2,750 m, respectivamente, un cráter de aproximadamente 6 y 4 km de diámetro; en los dos casos, presentan su flanco oriental destruido por un episodio eruptivo altamente explosivo. En la parte central de las hojas (CETENAL, 1975 a y b), el volcán conocido como cerro La Virgen, tiene una altitud de 3,100 m. Por último, en el extremo sudoccidental, se ubica el volcán Ñadó, con una altitud de 3,300 m.

ANTECEDENTES

Los estudios geológicos realizados en la región, son generalmente de carácter local y se remontan a la década de los años cincuenta; la mayoría fue realizada por la antigua

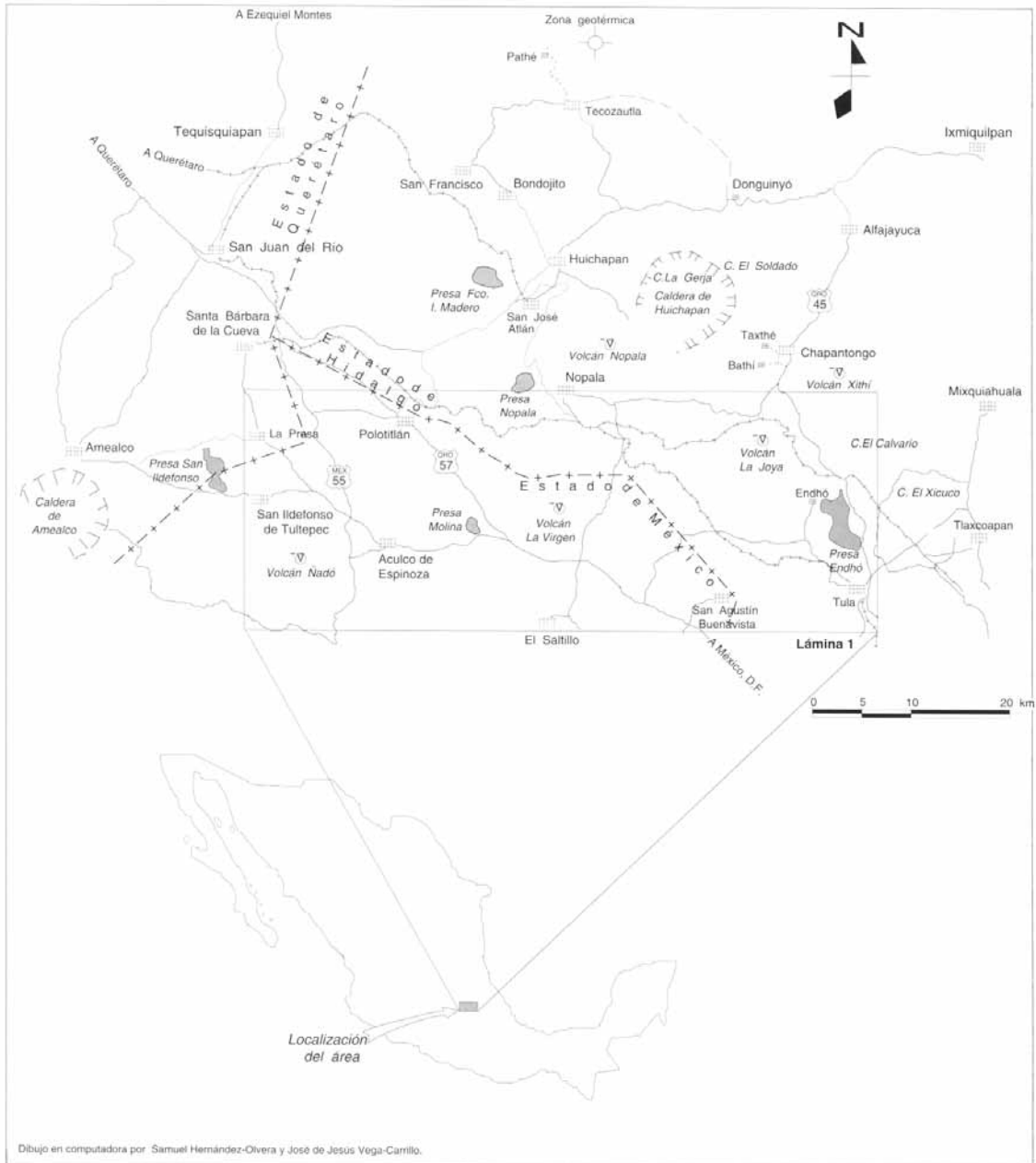


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

Comisión de Energía Geotérmica (De Anda, 1956; Alonso-Espinosa, 1960). Por otro lado, están los realizados por los institutos de Geología y Geografía de la UNAM (Segerstrom, 1961, 1962; Cervantes-Borja y López-Recéndez, 1972; Cedillo-Rodríguez, 1975). La necesidad de estudios geológicos regionales produjo investigaciones como las de Nichols (1970), Herrera-Franco y Milán-Valdez (1981), Maciel-Flores (1982), Milán-Valdez (1982), Milán-Valdez y colaboradores (1987, 1988, 1993), Milán-Valdez y Herrera-Franco (1987), base de los trabajos geofísicos de López-R. y Campos-Enríquez (1982); Ballina-López (1982), y Bigurra-Pimentel (1982), auspiciados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), así como los de carácter tectónico de Carrillo-Martínez y Suter (1982) y, por último, los de carácter volcánico y petrológico de Navarro-L. (1992), Silva-Mora (1991) y Silva-Mora y Córdoba-Méndez (1996).

El vulcanismo objeto de la presente investigación, se caracteriza por estar ligado a un régimen tectónico compresivo, generado a lo largo de la costa del Pacífico mexicano. Su ubicación en el Altiplano y dentro de la provincia definida como Arco Volcánico Transmexicano (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996), implica una naturaleza química calcalcalina para las rocas relacionadas con él.

En el Estado de Hidalgo, se identificó la presencia de cuatro episodios de actividad eruptiva (Silva-Mora, 1989), para el vulcanismo del Cenozoico, que cubre aproximadamente un 60% de su superficie. Según Cantagrel y Robin (1979), la actividad más importante ocurrió entre 20-15, 9-6 y 3-0 Ma.

- El período más antiguo, que está representado por lavas basálticas, andesíticas y riolíticas, ocurrió durante el Eoceno tardío-Oligoceno, entre 38.1 ± 1.9 y 31.1 ± 1.6 Ma (Kiyokawa, 1981, 1982). Estas rocas se intercalan con la parte superior de la Formación El Morro o yacen concordantemente sobre dicho grupo (Segerstrom, 1961, 1962), son conocidas como Formación Las Espinas (Simons y Mapes-Vázquez, 1956), y consideradas oligocénico-miocénicas (Geyne *et al.*, 1963).
- El segundo período, cuya relación con el más antiguo no se conoce con precisión, porque podría formar parte del anterior, como lo establece Kiyokawa (1981), o bien ser un evento posterior que ocurrió en el Oligoceno tardío, dado que está representado por lavas de andesita y riolita con edades de 27.2 ± 1.4 a 25.5 ± 1.3 Ma (Kiyokawa, 1982). No obstante, podría ser un episodio intermedio de poca importancia, porque su separación en el tiempo con el siguiente evento es grande.
- El tercer período corresponde al Mioceno medio y superior; son lavas de basalto, andesita básica con edades de 15 ± 0.7 a 12 ± 0.6 Ma (Albarrán-Jacobo, 1986) y riolitas con edad de 8.8 ± 0.3 a 6.7 Ma (Kiyokawa, 1981; Nichols, 1970).
- Por último, el episodio más joven es del Plioceno-Cuaternario, las rocas que lo representan han sido

agrupadas y definidas en las formaciones Atotonilco El Grande y San Cristóbal; la primera de naturaleza clástica, con lavas basálticas, mientras que la segunda está formada por basaltos, andesitas básicas con intercalaciones de tipo volcanosedimentario, depositadas en un ambiente lacustre (Robin, 1982).

Ahora bien, las rocas volcánicas que afloran en la superficie estudiada, pueden ubicarse en los tercero y último episodios eruptivos antes mencionados, debido a que los datos radiométricos que se tiene en la región varían en edad de 37.9 ± 2 a 4 ± 0.3 Ma (Albarrán-Jacobo, 1986). Además, existen eventos del Cuaternario representados por los productos de volcanes monogenéticos y domos de lava.

Es importante mencionar que la edad más antigua en la zona corresponde a la muestra del arroyo Manzanitas (37.9 ± 2 Ma; Albarrán-Jacobo, 1986), la cual fue obtenida de un dique andesítico que se introduce en rocas sedimentarias, sobre las que descansa la parte basal de una secuencia formada por lavas de andesita, cubiertas por las ignimbritas ubicadas al SW de la ciudad de Tula de Allende.

ESTRATIGRAFÍA

La información disponible actualmente sobre las rocas que existen en la superficie cartografiada, permite señalar la existencia de un basamento de rocas sedimentarias deformadas, con una edad del Cretácico Tardío, cuyos afloramientos, al oriente y sur de la ciudad de Tula de Allende, quedan fuera del área considerada. Yaciendo en discordancia angular, se presentan las rocas volcánicas producto de los episodios eruptivos que ocurrieron en la zona. Éstas fueron identificadas y agrupadas por su posición estratigráfica y características petrográficas, aspectos que al correlacionarse con la morfología, permitieron precisar la estructura que las expulsó e interpretar los mecanismos involucrados en su formación y depósito.

BASAMENTO CRETÁCICO (Ksc)

El único afloramiento de las rocas más antiguas que existen en la zona, se localiza en el arroyo Manzanitas que, por sus dimensiones, no se marca en la Lámina 1; otros están a pocos kilómetros al este y sur, fuera de la superficie cubierta. Tales rocas constituyen una paleotopografía anterior a la actividad volcánica en el área. Son rocas calizas muy deformadas y fracturadas, que forman pliegues en *chevron* con orientación NW 30° SE en la cantera de Santa María Ilucan, 8 km al sur de la ciudad de Tula de Allende, o están completamente horizontales, como en el balneario de San Miguel Vindhó, 3 km al oriente de dicha ciudad.

En general, las calizas de la cantera de Santa María son rocas de estratificación delgada, en capas de 20-30 cm de espesor, color gris oscuro a negro, que intemperizan con tonos amarillentos. Tienen una textura arcillosa,

aparentemente sin contenido fosilífero. Su aspecto e intensa deformación permiten interpretarlas como rocas formadas en un ambiente de cuenca y atribuir las a una porción de la Formación Tamaulipas Superior (?).

Sin embargo, en el balneario de San Miguel Vindhô, son calizas de color gris claro-oscuro a pardo, en bancos de 0.50 hasta más de 1 m de espesor, con naturaleza arrecifal y textura arenosa (calcarenita), o arcillosa (calclutita), contienen fragmentos de fósiles que han permitido considerarlas como parte de la Formación Cuautla (Seegerstrom, 1961, 1962). Una muestra analizada bajo el microscopio (muestra LR-3), obtenida en un afloramiento a 50 km al NW de la ciudad de Tula de Allende, se identificó como una biomicrita con fragmentos de braquiópodos y miliólidos, organismos de facies periarrecifales, y se atribuye su formación a un ambiente somero de plataforma. Ahora bien, de acuerdo con su contenido faunístico, estas rocas tienen una edad turoniana tardía y son muy semejantes a las del afloramiento del balneario de San Miguel Vindhô (A.L. Carreño, comunicación personal, 1995).

ROCAS DEL MIOCENO (Ma, Mar, Mab)

El episodio volcánico basal está representado por los productos que forman los volcanes Xithi y La Joya, localizados en el extremo NE de la hoja Tula de Allende (CETENAL, 1975a), incluyendo los cerros Grande y San Agustín en su parte SE, y la base oriental del cerro La Virgen, en la parte centrooccidental de dicha hoja; además de algunos aislados, como los cerros La Cruz y Mangui, en las partes centroseptentrional y nororiental de la hoja (Lámina 1).

En la hoja Polotitlán (CETENAL, 1975b) se encuentra el volcán Decandejé y sus productos; esta estructura recibe el nombre del poblado que se ubica en el centro del mismo. También está la base SE del volcán Nadó, localizado en el extremo SW de dicha hoja, así como los cerros El Tepozán y La Muralla, ubicados en el rincón NW. Además, hay algunos cerros pequeños y aislados que sobresalen como promontorios o ventanas en medio de rocas piroclásticas más jóvenes, como los cerros Tixhinú y El Comal, en la parte central, y los cerros Humini, Burro y Gordo en la parte NE de dicha zona (Lámina 1).

Secuencia Arroyo Manzanitas (Ma)

Las rocas volcánicas más antiguas, sin considerar los diques andesíticos antes mencionados, están representadas por las lavas que forman los cerros Calvario, Grande y San Agustín, en los extremos NE y SE, respectivamente de la hoja Tula de Allende (muestras TU-8, 14, 15, 16, 27). La base de la secuencia, en el arroyo Manzanitas (Lámina 1), está formada por derrames de lava andesítica con textura microcristalina, porfídica y afanítica, de color rojizo o gris oscuro que intemperiza a tonos pardos, rojizos y gris claro, alterada en

algunos lugares con la posible presencia de epidota (?) y un fuerte lajamiento o fracturación paralelo a la dirección.

La textura porfídica es el rasgo más común y generalizado en estas rocas, en los cerros Grande y San Agustín, tienen aspecto muy vítreo; en el primero cubren una brecha de aspecto escoriáceo formada de fragmentos de andesita, pómez color pardo y escoria en una matriz arcillosa de color amarillo rojizo; mientras que en el segundo, los afloramientos son pobres pero con características parecidas y están cubiertos por cenizas estratificadas atribuibles a un evento eruptivo más joven (Lámina 1).

Sobre esas lavas, hay ignimbritas de color gris claro o rosa, que intemperizan en colores rojizo, rosa oscuro o naranja (LR-14, TU-28, 42), tienen textura vitroporfídica fluidal, a veces con esferulitos y *fiammes* abundantes, algunos cristales de plagioclasa y piroxeno, así como un acentuado soldamiento que no alcanzaron todos los paquetes.

Considerando la base SW del volcán Xithi, los cerros Santa Cruz, Calvario, La Joya (Figura 2) y Garambullo, estos depósitos de derrames piroclásticos alcanzan un espesor de más o menos 300 m, y están formados por una alternancia de ignimbritas, brechas con fragmentos de andesita de textura porfídica y afanítica, con un diámetro que varía entre 1 y 60 cm. Una matriz de ceniza gruesa de aspecto arenoso, o bien ceniza fina de aspecto arcilloso, fragmentos de pómez de color pardo, grisáceo y amarillento; en esta parte, raras veces hay lavas de andesita o dacita intercaladas, el conjunto en el cerro Santa Cruz es de siete horizontes (Figura 3).



Figura 2. Volcán La Joya. Vista al NE en la que se puede observar los piroclásticos considerados de la secuencia Nadó, la parte superior está formada por una secuencia de derrames de lava y de fragmentos de composición andesítica.

Los datos radiométricos obtenidos en un dique que penetra en rocas calizas en el cauce del río Manzanitas, sobre las que descansan las andesitas que forman los volcanes Xithi y La Joya (Lámina 1), así como los cerros mencionados al principio de esta sección, aportaron una edad de 37.9 ± 2 Ma (Albarrán-Jacobo, 1986). Lo anterior permite suponer que la actividad volcánica en la zona se inició en el Eoceno-Oligoceno y proponer la siguiente posibilidad:

Las rocas con una edad cercana o semejante a la del dique, aún no han sido encontradas en el área estudiada. La



Figura 3. Cerro Santa Cruz, vista al occidente en la que se observa la secuencia de derrames de andesita y riolita en la base del volcán La Joya.

mayoría de los datos radiométricos que se tiene de las andesitas más antiguas varía entre los 15 y 7 Ma (Nichols, 1970; Albarrán-Jacobo, 1986); si acaso afloran rocas con más edad, no han sido fechadas o fueron erosionadas. Sin embargo, las características petrológicas del dique con 25 m de longitud, que aflora en el cauce del arroyo Manzanitas cortando calizas, permite observar una roca andesítica con textura porfídica, que contiene plagioclasas y vidrio; donde resaltan los moldes diseminados dejados por los ferromagnesianos y minerales opacos al desintegrarse por meteorización (Albarrán-Jacobo, 1986). Estas características no son muy comunes, ni parecidas a las que presentan las lavas andesíticas que cubren este afloramiento. Por lo anterior, es evidente que éstas pertenecen a otra fase eruptiva, pues el grado de alteración y fracturación es mucho menor en estas últimas. Por tanto, considerando los valores radiométricos antes mencionados, las rocas andesíticas e ignimbritas que descansan sobre las calizas, pueden atribuirse al Mioceno medio.

Volcán Decandejé (Ma)

Morfológicamente, de todos los volcanes adscribibles al Mioceno medio, el volcán Decandejé está muy erosionado aparentemente, siendo la estructura más antigua. Su base tiene un diámetro de 10 km y un cráter con forma elíptica de 4 y 4.5 km de longitud; sus ejes tienen una orientación NW-SE y NE-SW, respectivamente (Lámina 1). Está formado por lavas andesíticas de textura porfídica, comúnmente de color gris oscuro que intemperizan a tonos rojizos o amarillentos, son rocas muy parecidas a las que se encuentran en el arroyo Manzanitas y en la base de los volcanes Xithí y La Joya, también están muy fracturadas y alteradas.

Los derrames basales descansan sobre una brecha formada por clastos de andesita porfídica con un diámetro entre 2 y 30 cm, cementados por una matriz de ceniza gruesa escasa, similar a la matriz que tienen los horizontes de brechas que presentan los volcanes Xithí y La Joya. Un sistema de

fracturas de direcciones NE-SW, NW-SE y E-W, dio origen a que, en la actualidad, dicho aparato esté formado por bloques que se inclinan hacia el NE, NW y SE, debido a las direcciones de fallamiento que lo afectaron. Aparentemente, las dos primeras direcciones de fallamiento son las más antiguas, partieron en dos al volcán, mientras que la tercera originó *grabens* y *horsts* pequeños en la zona (Figura 4).

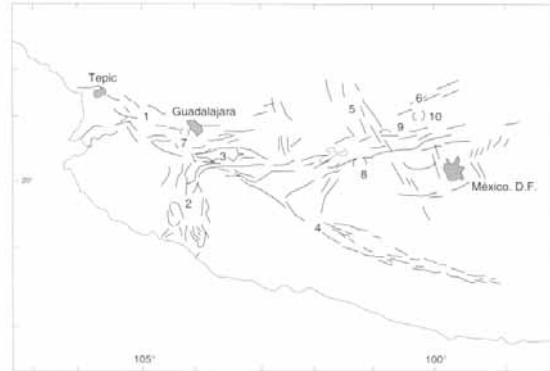


Figura 4. Esquema de rasgos estructurales de la parte occidental de México. *Rifts*, Tepic-Chapala o Tepic-Zacoalco (1); Colima (2); y Chapala (3). Además, los sistemas Chapala-Oaxaca (4); San Miguel de Allende-Taxco (5); Diagonal (6); caldera La Primavera (7); Complejo de los Azufres (8); caldera de Amelaco (9); caldera de Huichapan (10); Lago de Chapala (Lh); Laguna de Cuitzeo (LC); Volcán Colima (VC); y las ciudades de Tepic, Guadalajara y México.

La disposición E-W de las fallas permite relacionarlas con el sistema Morelia-Acambay (Quintero-Legorreta, 1987; Quintero-Legorreta y Suter, 1992), ya que la falla principal pasa a escasos 10 km al sur de este volcán. Además, existe la evidencia que permite considerarlas como las más jóvenes, porque las de orientación (NE-SW, NW-SE) presentan pequeños desplazamientos entre los bloques que formaron.

Cerros El Tepozán y La Muralla (Ma)

Los cerros El Tepozán y La Muralla, ubicados en el rincón NW de la hoja Polotitlán (Figura 4; CETENAL, 1975b), forman un conjunto de bloques inclinados al sudoriente y norte, los cuales están constituidos por el apilamiento sucesivo de derrames de lava andesítica, afectados por fallas de orientación NE-SW y NW-SE. Éstos son una exposición del basamento que surge de los depósitos piroclásticos más jóvenes.

Aparentemente, la morfología que presentan no tiene elementos o rasgos que indiquen la presencia de un volcán. Su relieve redondeado y más destruido en la parte oriental, indica un largo periodo de erosión que pudo eliminar tal morfología. En la base de éstos, las rocas presentan una alteración, color y fracturación semejantes a los de las lavas andesíticas descritas para el volcán Decandejé. Tienen una textura porfídica y están

ligeramente alteradas e inclinadas en las direcciones mencionadas. Estas rocas y las que forman el volcán Decandéjé, en apariencia están en una posición inferior y son ligeramente más antiguas que las rocas que forman la base de los volcanes La Joya y Xithí. Tomando como base la probabilidad anterior, se considera que sean parte de la actividad ocurrida durante el Mioceno medio.

Volcán Xithí (Mar, Mab)

Del volcán Xithí, que es compuesto, sólo una parte se ubica en la hoja Tula de Allende (Lámina 1). La naturaleza explosiva de los eventos eruptivos que lo edificaron se observa en su flanco SSW. Su base está formada por una secuencia de derrames piroclásticos de composición riolítica, que forman los cerros Santa Cruz y Calvario, antes mencionados; sobre ellos, descansa una alternancia de brechas y lavas de andesita; las primeras son muy abundantes en la parte media e inferior del volcán, mientras que las lavas se intercalan entre las brechas y son más abundantes en la parte superior del volcán.

Las brechas están constituidas por fragmentos grandes de roca andesítica de textura porfídica, afanítica o afírica, con diámetros entre 5 y 70 cm, y pómez, cementados por una matriz a veces escoriácea o de ceniza gruesa de aspecto arenoso, y un color pardo grisáceo, o bien, es una ceniza fina de aspecto arcilloso. Cuando se asciende por el flanco meridional del volcán, las intercalaciones de lava en las brechas son escasas pero predominan en la parte superior, y son muy abundantes en el flanco NW (Lámina 1).

El flanco oriental de este edificio volcánico está completamente destruido, y no afloran en la actualidad los productos de esa destrucción, causada por un evento altamente explosivo. Su dispersión posiblemente fue hacia el oriente, pero en el valle que se extiende en esa dirección, sólo afloran materiales más jóvenes.

En la entrada del flanco destruido, la secuencia observada está formada por 14 horizontes de brecha con diferente espesor y compactación, constituidos por abundantes fragmentos de andesita porfídica con diámetros entre 0.2 y > 1 m, en una matriz de ceniza gruesa a veces con escorias. Éstas descansan sobre un vitrófido de color negro con abundantes cristales de plagioclasa, que está cubierto por una capa delgada—1 m de espesor—de ceniza de color blanco grisáceo, cuya parte superior está formada por pequeños fragmentos de pómez de color amarillento.

Volcán La Joya (Mar, Mab)

El volcán La Joya también es un estratovolcán muy semejante al anterior, en la base tiene un diámetro de 11 km y una altura de 790 m—en el pico conocido como cerro Grande—sobre la planicie en la que se edificó, su cráter tiene 4 km de diámetro y está abierto hacia el oriente (Figura 2). Además, es perceptible un fallamiento con rumbo NE-SW y posiblemente E-

W (no muy claro) que afectó la estructura, dando origen a un conjunto de bloques ligeramente inclinados hacia el NE, NW y SE.

En general, la estructura está formada por la sobreposición de derrames de lava andesítica con textura porfídica, entre los que se intercalan horizontes de brecha en menor cantidad que en el caso anterior. Éstas contienen escorias y fragmentos de andesita. En el rancho La Joya, ubicado en el centro del cráter, la secuencia descansa sobre un depósito de ceniza mal consolidada, de color blanco, rosa, amarillento o ligeramente verdoso de granulometría fina, que aparentemente forma la parte superior de la secuencia piroclástica presente en los cerros Santa Cruz (Figura 3) y Calvario (LL-44, TU-21, 38, 39, 40 SI-3). Están constituidos por derrames de ignimbrita, brechas andesíticas y tobas no soldadas de color rojizo y rosa, que forman en el flanco oriental los relieves de la parte abierta del cráter.

En la parte superior de la secuencia antes mencionada, hay derrames de lava y, con menor frecuencia, brechas intercaladas. Estas últimas son derrames de fragmentos constituidos por abundantes líticos de lava andesítica en una matriz de grano grueso de aspecto arenoso y un color gris pardo. Las lavas tienen una textura porfídica primordialmente, aunque en algunos casos es microlítica, afírica o afanítica (muestras TU-1, 2, 3, 4, 10, 17, 23, 30, 31, 32). Su color es gris rojizo, gris claro, gris azulado, gris oscuro e interperizan a tonos gris rojizo, gris oscuro y amarillento.

En la parte inferior del paquete descrito, las lavas presentan una intensa fracturación paralela a la dirección, alteración y un color rojizo; mientras que las lavas de la parte superior rara vez presentan esas características. En general, forman conjuntos de dos a siete derrames, con espesor promedio de 1 a 5 m—muy pocas veces alcanzan los 10 m de espesor.

En general, es una alternancia de varios derrames de lava, separados por productos piroclásticos o brechas, constituidas de abundantes líticos de andesita y pómez. Los fragmentos tienen diámetros variables de entre 1 y 20 cm, tamaños que permiten diferenciarlos de los fragmentos contenidos en las capas basales, debido a que éstas presentan algunos con un diámetro mayor; en tanto que los horizontes de la parte media tienen fragmentos con un diámetro de 1 a 5 cm. La matriz que los cementa es una ceniza gruesa, de aspecto arenoso, o una ceniza fina de aspecto arcilloso de un color pardo amarillento.

La similitud estructural entre los volcanes La Joya y Xithí; la posición estratigráfica de sus lavas, que yacen bajo la secuencia Donguinyó; además de las características litológicas de éstas, permiten suponer que los dos volcanes son contemporáneos, o bien que entre ellos existe una diferencia de edad muy corta. Aparentemente, la actividad eruptiva o fase principal de construcción de estos aparatos ocurrió en el Mioceno tardío, pues no hay lavas de ellos sobre la secuencia atribuida a la caldera de Huichapan.

Tomando en consideración la posición relativa que guardan los derrames de andesita e ignimbrita en la base de los volcanes anteriores, la abundancia de lavas de la parte superior de éstos y que estas últimas se ubican debajo de los piroclastos Donguinyó, además de las características litológicas que tienen, es posible establecer una semejanza litológica de tales lavas con los derrames de andesita que afloran en los poblados El Salto, Puerta de Palmillas y San Joaquín, cuya edad radiométrica oscila entre 15 ± 0.7 , 12 ± 0.6 y 9.3 ± 0.5 Ma, respectivamente (Albarrán-Jacobo, 1986), que también yacen debajo de los piroclastos de la secuencia mencionada. No obstante lo anterior, su localización respecto al volcán es de 51 km, y de 7.5, 13 y 20 km de la parte central de la superficie aquí considerada. Dichas localidades están muy cerca del límite entre los estados de Querétaro e Hidalgo, y a 60 km al NW de la ciudad de Tula de Allende (Figura 1).

Lo antes expuesto constituye la base para proponer que la actividad volcánica en la superficie estudiada se haya desarrollado durante el Mioceno medio y tardío, como indican los datos radiométricos hasta hoy reunidos. La separación que existe entre los valores puede interpretarse como la atenuación o interrupción de la actividad volcánica durante este largo período.

Por otro lado, llama la atención la periodicidad de los eventos eruptivos, porque éstos aparentemente están separados por un lapso de más o menos 3 Ma. Además, si se considera la edad más antigua que se conoce (arroyo Manzanitas), es evidente la presencia de un hiato, ausencia o actividad eruptiva mínima en el área, difícil de explicar, aun cuando pudiera justificarse porque en esta época se transformó el régimen compresivo atribuido a la subducción de la Placa Farallón. En general, corresponde al período de reorganización de las placas litosféricas en el Pacífico al sur de México, mecanismo al cual se puede atribuir un cambio del régimen tectónico que afectó esta parte de la Placa Norteamericana, y que se inició hace 30 Ma (Schilt *et al.*, 1982), a lo que hay que agregar la formación de la Placa de Cocos (Mioceno temprano; Atwater, 1970), elemento litosférico al cual se atribuye el vulcanismo que formó el Arco Volcánico Transmexicano.

La anomalía anterior ya fue detectada por otros autores, al relacionar el vulcanismo más antiguo con el del Arco Volcánico Transmexicano (Pantoja-Alor, 1992; Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996). Por lo anterior, es razonable proponer una edad del Mioceno medio al tardío para el principio de la actividad eruptiva en la región. Así, las rocas del volcán Decandéjé y los cerros El Tepozán y Muralla representan la parte más vieja de esa actividad, mientras que las rocas que forman los volcanes Xithí y La Joya son del Mioceno superior.

Existen otros afloramientos de rocas atribuibles a este período, localizadas en la superficie cartografiada; algunas de éstas forman la base de aparatos más jóvenes, como es el caso del flanco oriental del cerro La Virgen, el flanco SE del volcán Ñadó, o bien, son volcanes aislados, pequeños y erosionados que emergen de los depósitos más recientes, como los cerros

La Cruz, Manguí, Humini, Burro, Gordo, Tixhinú, El Comal, etc.

Resumiendo, la disposición, litología y composición petrográfica de la secuencia de rocas más antiguas, permiten distinguir tres miembros o unidades (Ma, Mar y Mab):

La unidad inferior (Ma) es producto de una actividad eruptiva andesítica, cuya característica es el predominio de una textura porfídica, la alteración y fracturación en lajas, con color rojizo; se desconoce su espesor (Lámina 1).

El miembro intermedio (Mar), aparentemente, posee una naturaleza bimodal, pues por lo común está constituido por una alternancia de lavas andesíticas, escasas brechas e ignimbritas de composición riolítica (Lámina 1).

El miembro superior (Mab) forma los volcanes Xithí y La Joya; están constituidos en su parte inferior por el predominio de depósitos de brecha con intercalaciones de lava, y la parte superior por derrames de lava con raras intercalaciones de brecha. Es común una composición andesítica, pero se llega a presentar basáltica o dacítica.

Por otra parte, en relación con su edad, sólo se cuenta con características morfológicas, litológicas, petrográficas y posición estratigráfica controlada (Donguinyó), que permiten intentar una correlación con las rocas fechadas en zonas aledañas, y justificar la ausencia de datos radiométricos en la región, mayores que los determinados en las muestras obtenidas en los poblados El Salto, Puerta de Palmillas y San Joaquín. Aunque sólo el miembro superior tiene características semejantes a las rocas mencionadas y representa la parte final de este período, es la base para extrapolar un lapso tan amplio, que abarca del Mioceno medio para el emplazamiento del miembro inferior, y del Mioceno medio a superior, para la unidad intermedia y cima o miembro superior de este paquete.

ROCAS DEL PLIOCENO (*Pia, Pih, Piñ, Pmsa, Ptag*)

Los productos emplazados por los eventos eruptivos que ocurrieron durante el Plioceno, están relacionados con el emplazamiento de estructuras del tipo de caldera, como la de Huichapan (secuencia Huichapan), que se localiza a 32 km al norponiente de la ciudad de Tula de Allende (CETENAL, 1975a), y escasos 5 km del límite NE de la superficie cubierta por este estudio; y la de Amealco (secuencia Amealco), ubicada a 12 km del extremo occidental de la hoja Polotitlán (CETENAL, 1975b). En apariencia, algunos de estos materiales anteceden o son parte de la edificación de grandes volcanes como el Ñadó—secuencia Ñadó—(Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996).

La edad de estos materiales varía del Plioceno temprano al tardío. En general, los más antiguos son horizontes con diferente grado de compactación, algunos alcanzan el soldamiento de una ignimbrita pero, en su mayoría, son cuerpos tabulares ligeramente compactos, separados por capas de lapilli y pómez del tipo *ash fall*, *base surge*. La superficie que cubren es pequeña en los casos de las secuencias Amealco

y Huichapan, mientras que la secuencia Ñadó se encuentra en casi toda la superficie cartografiada; en la parte occidental de la hoja Polotitlán, cubre una superficie importante (Lámina 1).

Por último, dentro de este período son de importancia las coladas de lava y ceniza andesítica que edificaron los grandes volcanes de la región. En general, son aparatos de dos tipos; los de grandes dimensiones, que se elevan entre 600 y 900 m sobre la superficie donde se emplazaron, tienen una base con diámetro de 9 a 11 km. Pueden ser estructuras complicadas por la coalescencia de varias bocas que definen una dirección general norte-sur. Los del segundo tipo son aparatos cónicos de menor dimensión, tienen su base con un diámetro promedio de 1.5 km, representan la fase tardía del vulcanismo de esta época (Lámina 1).

Secuencia Amealco (Pia)

Considerada anterior a la secuencia Huichapan (Aguirre-Díaz, 1993, 1996), la secuencia Amealco aflora en la parte NW de la hoja Polotitlán. Se atribuye al emplazamiento y evolución de la caldera de Amealco, y se localiza a unos 12 km hacia el oeste del límite de la superficie que cubre este artículo (Lámina 1). Sus productos están asociados con la secuencia piroclástica definida como secuencia Ñadó, asociación que aflora en el cañón del río San Juan y sus afluentes, cauce que se localiza a 1 km al oeste del pueblo Soledad del Río (SR), ubicado a 9 km al norte de la esquina noroccidental del área considerada para este estudio (Figura 4).

El paquete expuesto ahí está constituido por una secuencia estratificada de piroclastos con horizontes de diferente coloración y tipo de granulometría, tiene un espesor de 147 m aproximadamente, y descansa sobre una lava basáltica de color negro que forma el cauce del río San Juan (Figura 5).

Para conocer las relaciones entre las dos secuencias antes mencionadas, se describe brevemente la columna estratigráfica en el cañón del arroyo Prieto, que se considera un corte representativo de las facies intermedias de la secuencia Amealco (Aguirre-Díaz, 1996; Figura 5). Este corte se localiza a 9.5 km en línea recta al SE de Soledad del Río, y está dentro del área aquí considerada.

Para complementar y comparar dicho corte, se proporciona las descripciones de los cortes de Soledad del Río (SR) y San Sebastián de las Barrancas (SSB), comentando que en el arroyo afluente del río San Juan y cañón que nace al SW del pueblo de Santa Bárbara de la Cueva (SBC), el espesor de la secuencia Ñadó es mínimo (Figura 5). Ahí se observa que el pueblo se asentó en dicha secuencia, pero también que el bordo del nuevo trazo o vía del ferrocarril eléctrico México-Querétaro reposa en la cima de la secuencia Amealco. Es un punto intermedio entre los cortes de Soledad del Río y San Sebastián de las Barrancas (Figura 5), considerado para mostrar las variaciones de espesor y relaciones que guardan las secuencias antes mencionadas (Figura 6).

Lo expuesto antes obliga a tener presente que los depósitos piroclásticos, atribuidos a diferentes estructuras volcánicas y eventos eruptivos, tienen variaciones locales en su dispersión, que son producto de las condiciones topográficas y climáticas que prevalecen durante la erupción y su depósito.

Por otra parte, también hay que mencionar que los puntos escogidos—cañón del arroyo Prieto (CAP), Soledad del Río (SR) y San Sebastián de las Barrancas (SSB)—distan entre sí 9.5, 8 y 5 km, respectivamente (Figura 5); tal distancia es mínima, pero permite suponer que las condiciones de depósito fueron más o menos semejantes. Sin embargo, las diferencias de espesor y altitud que muestran las columnas estratigráficas seleccionadas, pueden explicarse por su posición, en relación con la dirección del vector principal de desplazamiento de la nube que transportó los piroclastos y la topografía preexistente.

En este caso, el vector de desplazamiento debió pasar muy cerca del pueblo de Soledad del Río y tener una dirección de dispersión hacia el NW, ya que este punto presenta el mayor espesor de las columnas estratigráficas objeto de este análisis—tobas Amealco I, II, III— (Aguirre-Díaz, 1993, 1996; Figura 5). Otro factor que hay que considerar, es la fracturación, desplazamiento y levantamiento del bloque que contiene la caldera, provocados por el fallamiento regional de tipo normal que afectó la parte meridional de esta estructura y en general de dicho bloque. Además, lo anterior es evidente por la dirección que tienen los cursos de los arroyos en la zona, que a veces dan vuelta en escuadra como el cauce del arroyo Prieto, cuya orientación es ligeramente al NW-SE, o el del arroyo Rancho Viejo, que define una dirección N-S, y nace al pie del volcán Ñadó. Estos rasgos permiten deducir la existencia de fallas de orientación NW-SE, que corresponden a los lineamientos más antiguos de la zona; otras más recientes tienen una dirección NE-SW, y segmentan los cursos de tales arroyos, que en general tienen la orientación primeramente mencionada. Estas fallas crean un conjunto de bloques con inclinaciones ligeras e imperceptibles que materializan desplazamientos mayoritariamente verticales.

Por otro lado, la topografía sólo involucra una diferencia de 100 m de altitud, entre los puntos más alejados, por lo que se considera que la paleotopografía fue más o menos semejante a la actual. Por lo tanto, su influencia en el depósito y desplazamiento fue mínima (Lámina 1).

La diferencia que existe entre las columnas representadas en la Figura 5, se puede apreciar por los componentes de cada columna. En el corte de arroyo Prieto, debajo en la base de la toba Amealco I, existen varios depósitos de derrames piroclásticos de lodo, o fluviales, no consolidados de características diferentes que no están presentes, o fueron sustituidos por capas de otro tipo de productos piroclásticos, en los otros cortes ahí representados. Además, sobre esta toba, existe una alternancia de depósitos de derrames con algunas capas de tefras de caída, pómez intercaladas con *surge deposits* y otros derrames de cenizas que tienen características

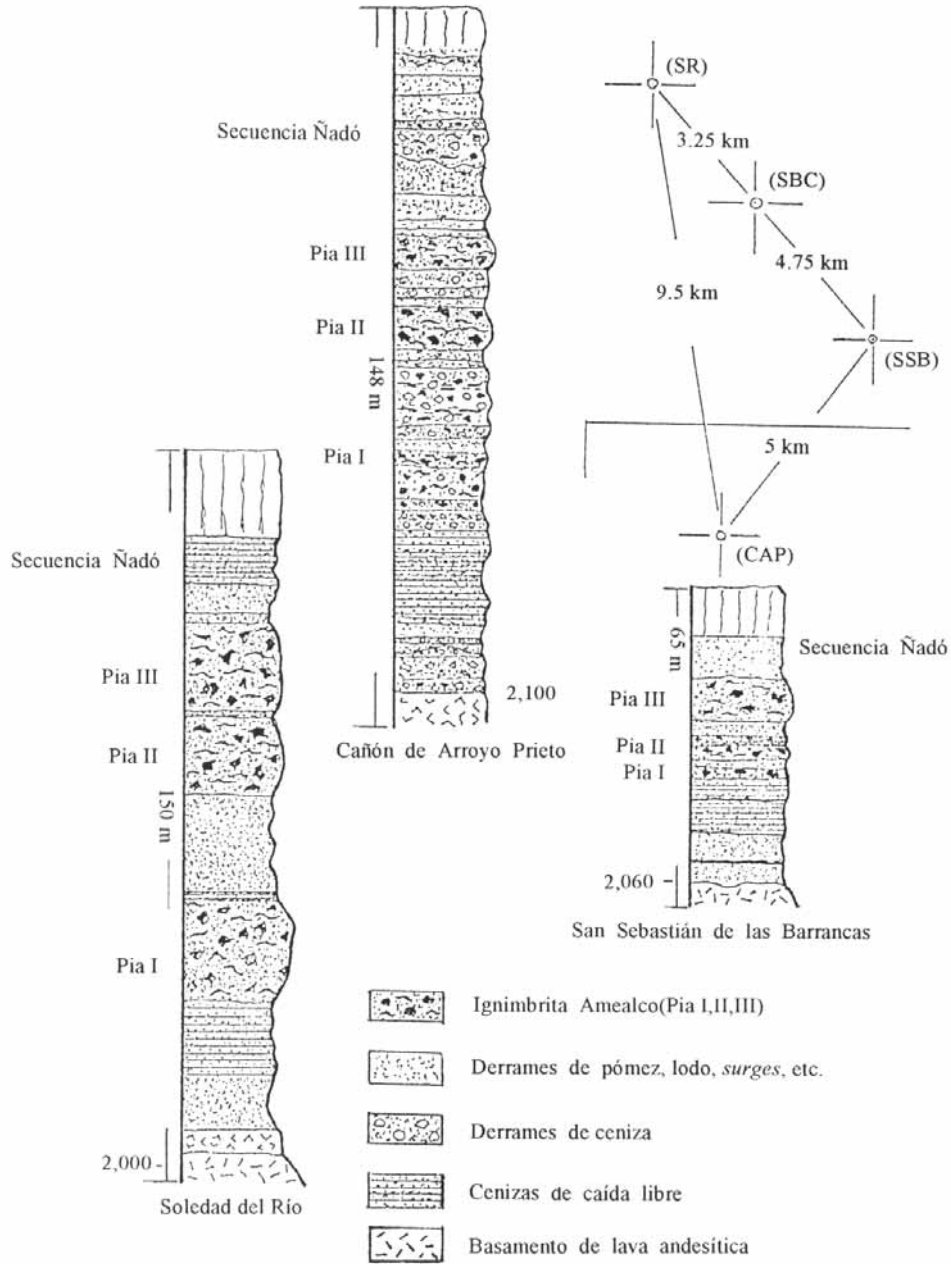


Figura 5. Columnas estratigráficas simplificadas de los puntos Soledad del Río (SR), cañón de Arroyo Prieto (CAP) y San Sebastián de las Barrancas (SSB), punto intermedio Santa Bárbara de la Cueva (SBC); esquema de localización respecto a la hoja Polotitlán (línea en escuadra en el diagrama).



Figura 6. Andesitas y piroclastos de la secuencia Ñadó, en las afueras del pueblo de Santa Bárbara de la Cueva, descansan sobre la secuencia Amealco, vista al NE, corte de la vía del ferrocarril México-Querétaro.

diferentes a los que se asocian con la toba Amealco I, en los otros cortes.

En las otras columnas, se presenta una secuencia estratificada de capas de pómez de caída libre con un color blanco, grano grueso, lapilli de pómez a veces con estratificación laminar o diastratificación, que es común encontrar debajo de los derrames de ceniza representativos de esta secuencia (Amealco I, II y III).

Los horizontes que representan la toba Amealco I y II están separados por materiales más o menos parecidos a los que se encuentran en los casos de Soledad del Río y San Sebastián de las Barrancas, donde las unidades II y III están cubiertas por un paleosuelo. Esta diferencia contrasta con los otros cortes; en el caso de arroyo Prieto, se tiene derrames de ceniza y lodo que no están presentes en los casos antes mencionados (Figura 5).

Por último, la cima de los cortes anteriores está representada por un paquete de espesor variable—48, 32 y 19 m, respectivamente—(Figura 4). En los casos de arroyo Prieto y San Sebastián de las Barrancas, está formada por una ignimbrita muy vítrea de un color gris, que intemperiza a tonos amarillentos, con una fracturación columnar muy marcada que dio origen a prismas de 1 m de diámetro con 3 ó 6 caras en la parte superior de este derrame; prismas que a veces están deformados por riomorfismo(?). Esta característica distintiva ocasionó la inclusión de una fotografía de estas rocas, en los temas de un libro de texto, sobre aspectos del vulcanismo (Cas y Wright, 1987, p. 254). Dicho derrame descansa sobre productos piroclásticos estratificados del tipo *surge deposit*, *ash fall*, derrames laminares que constituyen una ignimbrita soldada.

En el caso de Soledad del Río, la cima del corte está formada por una ignimbrita menos vítrea, de color pardo rojizo o rosa, que contiene fragmentos de pómez y líticos de roca basáltica de color negro o rojizo; la fracturación columnar que presenta dio origen a prismas gruesos que permiten diferenciar esta unidad e incluirla en lo que aquí se ha llamado secuencia

Ñadó (Figura 3), que es la unidad que cubre a la secuencia piroclástica, atribuida a la caldera de Amealco.

Sin embargo, debe considerarse para un futuro cercano hacer un estudio más detallado, con objeto de particularizar las características de las diferentes unidades que constituyen la secuencia; debido a que entre Soledad del Río y San Sebastián de las Barrancas, existe el poblado Santa Bárbara de la Cueva, donde la cima de la columna estratigráfica aparentemente principia con la toba Amealco III (?) y, a pocos metros, se presenta un relieve andesítico cubierto por los productos piroclásticos atribuidos a la secuencia Ñadó; es una parte alta de la topografía anterior.

Resumiendo, la voluminosa secuencia definida como toba Amealco, fue expulsada durante las fases eruptivas que edificaron la caldera de Amealco, y que ocurrieron durante el Plioceno temprano, alrededor de 4.62 ± 0.1 Ma. En general, sus fases están marcadas por tres ignimbritas que constituyen las unidades índice de la secuencia—Amealco I, II, III—separadas por otros horizontes levemente o mal consolidados de productos piroclásticos de *ash fall*, *pumice fallout*, *surge deposit* y derrames de lodo (Aguirre-Díaz, 1993, 1996; Lámina 1, Figura 5).

Secuencia Huichapan (Pih)

Los productos piroclásticos conocidos como ignimbrita Donguinyó, atribuidos a la caldera de Huichapan, afloran en la parte septentrional de la hoja Tula de Allende (Lámina 1, Figura 7); la edad obtenida para estos materiales es de 4.5 ± 0.3 , 4.2 ± 0.3 (Nichols, 1970; Yáñez-García, 1984; Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1986). En esta zona, la ignimbrita está representada por dos horizontes masivos, el superior con 10 m de espesor, mal consolidado y de color blanco o crema, constituido por fragmentos de pómez y líticos de andesita con diámetros entre 1 y 10 cm, en una matriz de ceniza gruesa de aspecto arenoso del mismo color. Este horizonte es un derrame de fragmentos de pómez; su base está formada por cenizas estratificadas del mismo color, constituidas por lapilli de pómez y fragmentos de roca (Lámina 1).



Figura 7. Ignimbrita Donguinyó, uno de los miembros considerados en la secuencia Huichapan. Presa Francisco I. Madero, vista al SW.

El horizonte inferior de la ignimbrita Donguinyó, sobre el que descansa el horizonte superior, consiste en un derrame de ceniza de color pardo rojizo, que contiene pocos fragmentos de pómez y líticos basálticos de color negro o rojizos, en una matriz de ceniza fina; su grado de compactación permite a los lugareños fabricar bloques que utilizan en la construcción de sus casas (Figura 8).



Figura 8. Derrame de cenizas de la secuencia Huichapan que se presenta en la hoja Tula de Allende. Este se utiliza como material de construcción por los lugareños. Vista al norte.

Cubriendo estas dos unidades, hay una secuencia delgada de cenizas blancas y pómez que yacen sobre un derrame de lava andesítica, con escorias de la misma composición en la base y un espesor de 5 m.

La superficie tan reducida que ocupan esos dos miembros, no permite conocer las características de los diferentes miembros que componen la secuencia Huichapan; además, uno de ellos prácticamente es una tefra, por lo que sólo se describe el horizonte basal. Se trata de un derrame de cenizas—*ash flow*—de color pardo rojizo a pardo claro amarillento o rosáceo, que contiene líticos de andesita, algunos alterados de color negro o rojizo, con diámetros entre 0.5 y 3.0 cm, escasos fragmentos de pómez caolinizados, en una matriz de ceniza fina cuya consistencia, como ya se mencionó, permite la fabricación de bloques para la construcción de casas (Figura 8).

Petrográficamente, no fue posible identificar minerales, sólo se observó una masa de vidrio con fragmentos de roca basáltica. Debe mencionarse que la secuencia Huichapan, como en el caso de la toba Amealco, está formada por lo menos de cuatro a siete horizontes compactos o derrames de ceniza, algunos son ignimbritas. Su grado de compactación y soldamiento es diferente, pero también contienen intercalaciones de capas de tefra, como es el caso del afloramiento en el pueblo de San Francisco, ubicado 40 km al NW de la superficie que ocupa la hoja Tula de Allende, o de la localidad tipo en el puente Donguinyó, localizado a 20 km al NE de la misma—Km 25 de la carretera Ixmiquilpan-Querétaro.

Secuencia Ñadó (Piñ)

En la porción occidental del área analizada, existe una superficie extensa de más de 20 km al norte del volcán Ñadó, cubierta por derrames piroclásticos y horizontes estratificados, cuya disposición espacial y los rasgos direccionales que aún conserva, indican una posible procedencia ubicada en la zona alrededor de dicho volcán, donde pudieron existir los conductos de emisión que expulsaron tales productos piroclásticos (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996; Lámina 1).

La edad proporcionada por esos materiales es de 3.43 ± 0.16 Ma (Aguirre-Díaz, 1996), dato que permite separarlos de los atribuidos a las calderas de Amealco y Huichapan, por lo que existe una diferencia en tiempo de más de un millón de años, que no se puede explicar fácilmente, atribuyéndolos a una fase tardía en tal caldera (Figura 1).

La secuencia piroclástica Ñadó está constituida por varios horizontes masivos de derrames de ceniza, separados por cenizas estratificadas, que forman paquetes que a veces alcanzan un espesor de 30 a 60 m. Su color es blanco amarillento, gris, pardo rojizo o rosado, algunos poseen un alto grado de compactación o soldamiento, pudiendo clasificarlos como ignimbritas (Lámina 1).

En general, en estos derrames de ceniza son comunes los fragmentos angulosos o subredondeados de pómez de color blanco, crema o pardo amarillento; en algunos casos, su diámetro alcanza longitudes de 5 a 30 cm. Además, contienen líticos de andesita de color negro o rojizos y *fiammes*, cementados por una matriz de ceniza gruesa o fina que puede ser muy vítrea, sobre todo cuando tienen coloración amarillenta.

Los paquetes identificados constituyen tres unidades separadas por secuencias estratificadas de diferente tipo de productos piroclásticos—*ash fall*, derrames de pómez, surge deposits. Aparentemente, la base de la secuencia es un derrame bastante compacto de color pardo rojizo, o en ocasiones amarillo verdoso, que tiene un espesor expuesto de más o menos 20 m, y contiene fragmentos angulosos de pómez con diámetro aproximado de 5 cm de color pardo o blanco, líticos de andesita de color negro o rojizo, escasos *fiammes* de color pardo amarillento, en una matriz fina de aspecto arcilloso.

Yaciendo sobre dicho derrame, la unidad intermedia es una ignimbrita muy vítrea de color gris, que meteoriza a tonos de color pardo amarillento; tiene un espesor de unos 60 m y está formada en su totalidad por material vítreo, raros o escasos fragmentos de pómez y líticos, en su base hay una secuencia de capas estratificadas del tipo *ash fall*, derrames laminares, *ground surge*, que posiblemente la separen de la unidad anterior. Este conjunto lo constituye una ignimbrita totalmente soldada, cuya característica distintiva es una fracturación columnar que dio origen a prismas de 0.5 a 1 m de diámetro, en ocasiones deformados por reomorfismo(?) (Figuras 9 y 10).

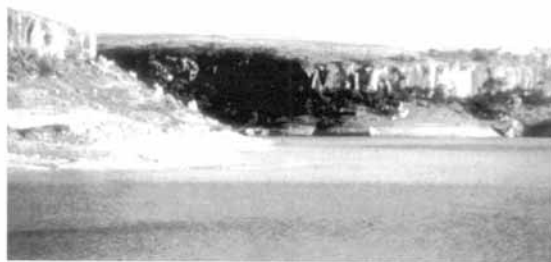


Figura 9. La ignimbrita más vítrea de la secuencia Ñadó; es la unidad que tiene deformación por reomorfismo. Presa San Ildefonso, vista al NW.

Por último, la cima de los paquetes está formada por un derrame de pómez de color blanco o crema (Figura 11), cuyos restos sólo se localiza en el flanco nororiental del volcán Ñadó y en raras ocasiones a distancias superiores a los 10 km de dicho volcán; contiene fragmentos de pómez con diámetro que varía entre 1 y 5 cm, escasos líticos de roca basáltica y lo cubre una sucesión de capas estratificadas con espesores de 5 a 15 cm. Debajo de este derrame, se presenta uno de cenizas de color pardo rojizo, constituido por dos unidades de enfriamiento; la superior está mal consolidada, mientras que en la inferior, su grado de compactación permite su explotación para la construcción de casas y ornamentación de fachadas.

En la parte superior, esta unidad contiene líticos y fragmentos angulosos abundantes de pómez de color pardo amarillento, blanco y crema; la pómez de color pardo tiene un diámetro de 5 a 30 cm, en tanto que la de color blanco y crema tiene un promedio de 1 cm. Por el contrario, en la unidad más compacta inferior y que aflora en el flanco nororiental del volcán Ñadó, se tiene escasos fragmentos de pómez de color pardo amarillento, pero son abundantes los de



Figura 10. Ignimbrita de la secuencia Ñadó; es el miembro que yace debajo del derrame de pómez, considerado como la unidad superior de estos piroclastos. Cantera donde se explotan bloques y lascas para la construcción. Vista al SE.

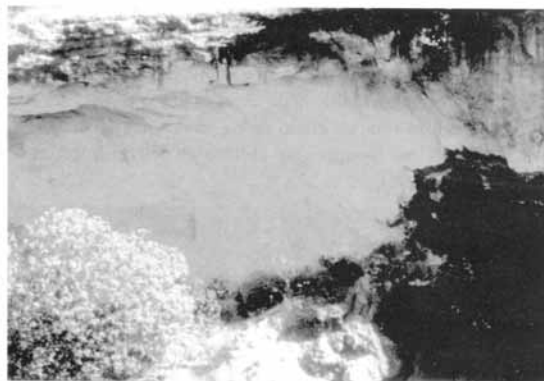


Figura 11. Derrame de pómez perteneciente a la secuencia Ñadó. Vista al SE.

color blanco, gris, rojizo y crema, acompañados por líticos de roca basáltica de color negro y rojizo. Además, posee una fracturación columnar que ha creado prismas gruesos con diámetro entre 1 y 1.5 m, característica que la distingue de las otras unidades.

Andesitas del Plioceno medio y superior (Pmsa)

Los derrames de lava, cuyo apilamiento edificó un gran número de conos andesíticos, incluyendo los escudos gigantes y estratovolcanes que caracterizan el Arco Volcánico Transmexicano durante el Plioceno, también están representados en la zona estudiada. Los edificios cónicos atribuidos a este período son, como se mencionó anteriormente, de dos tipos:

1. Por sus características, en la zona estudiada los aparatos de mayor tamaño corresponden a volcanes de tipo escudo, y están representados por los volcanes Ñadó y Nopala, ubicado a escasos 5 km del extremo noroccidental de la hoja Tula de Allende (CETENAL, 1975a). Sus productos están constituidos principalmente por lavas y la rareza relativa de escorias de proyección, que es una característica de los volcanes del Plioceno (Silva-Mora, 1979, 1988).
2. Los del segundo tipo son aparatos cónicos de menor talla, más jóvenes y abundantes; tienen un diámetro basal promedio de más o menos 1.5 km, y una altura sobre la superficie donde se edificaron de 250 a 300 m. Sus características son semejantes a las que tienen los volcanes gigantes, salvo que en algunos casos están acompañados de cenizas que cubren o se intercalan con las lavas que emitieron.

Los derrames de lava andesítica, atribuibles al Plioceno medio y superior, afloran en las partes centroseptentrional, central y sudoccidental de la superficie cartografiada (Lámina 1). Las primeras son parte de los derrames que emitió el volcán Nopala; el cerro Ahorcado, ubicado a 14 km al NW de la

ciudad de Tula, es un cono aislado con una base de 1.5 km de diámetro y una altura de 110 m, los derrames de lava que expulsó se extendieron hacia el NE. Con características similares, el volcán La Virgen tiene una base de 2 km de diámetro y una altura de 320 m, se ubica en el centro de la hoja Tula de Allende, forma un conjunto de cuatro estructuras que definen una dirección N 22° E y descansa sobre andesitas porfídicas del Mioceno, que afloran en la base de su flanco oriental (Lámina 1).

La morfología y dimensiones de estos aparatos permiten hacer una separación entre los emplazados durante el Plioceno medio, cuya actividad quizás se extendió hasta el Pleistoceno, y aquéllos que se edificaron durante el Plioceno tardío. La diferencia entre los dos tipos radica en que las lavas expulsadas por el segundo tipo, a veces son acompañadas por cenizas que dieron origen a secuencias estratificadas delgadas entre las lavas, sus formas son más redondeadas que las de sus homólogos más jóvenes, de los que se distinguen por la ausencia relativa de escorias.

En general, las lavas que expulsaron los dos tipos de volcanes son de color gris, gris oscuro o negro, con textura porfídica para las emitidas por los grandes volcanes; mientras que microlítica y pocas veces porfídica, para los más pequeños. En ambos casos, los depósitos prácticamente carecen de escorias de proyección. Los derrames emitidos son delgados, con una longitud de 4 a 6 km en promedio, un espesor de 3 a 5 m, y ocasionalmente están autobrechados.

En el caso de la hoja Polotitlán, sólo existen dos lugares donde hay rocas atribuibles al Plioceno medio y superior. En el primer lugar, se considera los productos que edificaron al volcán Ñadó, pues es el único volcán de grandes dimensiones que presenta las características de los aparatos del Plioceno (Silva-Mora, 1979, 1988, 1991). Este aparato, así como el volcán La Virgen, descansan sobre el relieve volcánico más antiguo de la región (Lámina 1).

El segundo sitio se localiza al oriente y sudoriente del poblado Santa Ana Matlabhat, en la parte centrooccidental de la superficie estudiada, donde existe un conjunto de volcanes y sus productos, cuyas dimensiones son menores y se consideran del mismo tipo que el cerro Ahorcado y el volcán La Virgen, emplazados durante el Plioceno tardío, porque presentan características semejantes a las descritas anteriormente para esos aparatos (Lámina 1).

Secuencia volcánico-sedimentaria Tula de Allende (Ptag)

Debe mencionarse en forma particular las capas piroclásticas asociadas a las lavas andesíticas de los volcanes monogenéticos que son descritos en el siguiente inciso. Esta secuencia se puede clasificar como tefras, ya que en la mayoría de los casos el grado de compactación de ellas es mínimo. Incluyen algunos horizontes de material clástico que raras veces están cementados y, cuando lo están, es caliche el material que los cementa. La secuencia está constituida por

arenas, areniscas conglomeráticas compactadas ligeramente, y conglomerados escasos; mayoritariamente son gravas con o sin matriz cementante, su espesor y ubicación es de importancia en el extremo sudoriental de la superficie estudiada (Lámina 1, Figura 12).



Figura 12. Secuencia volcánico-sedimentaria del sur de la ciudad de Tula de Allende, considerada del Plioceno-Pleistoceno.

Esta secuencia volcánico-sedimentaria ocupa un periodo temporal bastante amplio. Un análisis preliminar de los elementos fósiles que contienen los estratos inferiores, sugiere una edad del Mioceno tardío o Plioceno (Carranza-Castañeda, 1995, comunicación personal). Sin embargo, en la parte superior de la secuencia, se ha encontrado fósiles que corresponden sin duda al Pleistoceno, periodo que fue acompañado por el emplazamiento de lavas andesíticas, expulsadas por los volcanes monogenéticos considerados del Pleistoceno-Holoceno.

Dichos materiales son muy abundantes durante el Plioceno, alcanzando el Pleistoceno (Carranza-Castañeda, 1995, comunicación personal). Su distribución en la superficie cartografiada es muy amplia, prácticamente cubren toda la superficie estudiada, por lo que es posible que algunos horizontes de la cima que a veces cubren las lavas, sean del Holoceno.

De lo antes expuesto, se deduce la importancia que tiene esta secuencia volcánico-sedimentaria; localmente cuenta con un espesor importante, en promedio de 100 m. Este último se forma por horizontes de espesor variable—0.5 a 5 m—constituidos por capas estratificadas con un espesor que varía desde 1 hasta 15 cm. Son tobas, arenas y gravas de color blanco, rosa, amarillento, verdoso o pardo rojizo, que se emplazaron en un ambiente lacustre (Figura 12). Este aspecto se explica porque es común encontrarlas asociadas con material clástico de relleno, producto de la erosión de los relieves formados en épocas anteriores.

Estas tobas y materiales clásticos, según la descripción de Segerstrom (1961, 1962), en la parte superior y en algunos lugares contienen intercalados derrames de lava basáltica o los cubren; derrames que a su vez fueron cubiertos por las tefras

expulsadas por los volcanes monogénéticos, en algunos casos más jóvenes, o contemporáneas al depósito de la cima de esta secuencia volcánico-sedimentaria.

Al sur de la ciudad de Tula de Allende (Figura 12), existe una versión de la secuencia volcánico-sedimentaria estratificada antes descrita, que se ha considerado o atribuido a la Formación Tarango (Segerstrom, 1961). En ésta, fueron encontrados elementos fósiles de edad pliocénica tardía, que consisten en fragmentos de elementos posteranales de équidos, lo que sugiere una edad aproximada de 3 Ma (Carranza-Castañeda, 1995, comunicación personal). En dicha localidad, las lavas de andesita sólo la cubren; su base descansa sobre derrames piroclásticos equivalentes o relacionados con la secuencia Ñadó (Figura 13); relación que permite suponer un período temporal más amplio para la cima de este conjunto.



Figura 13. Derrame piroclástico que se atribuye a la secuencia Ñadó. Cantera San Francisco Bajay, norte de la ciudad de Tula de Allende, vista al oriente.

ROCAS DEL PLEISTOCENO (*Pla, Plar*)

Andesitas del Pleistoceno (Pla)

En el área estudiada, existe una gran cantidad de volcanes monogénéticos o conos cineríticos que se atribuye a una época pleistocénica, quizás holocénica. Aparentemente, cubren un amplio período de instalación, como su morfología lo sugiere, son de talla relativamente pequeña con un diámetro basal que varía entre 0.5 y 1 km y una altura promedio entre 80 y 160 m sobre la superficie donde se edificaron. Consisten en conos simples, a veces gemelados, constituidos por cenizas, escorias de proyección, lapilli y bombas de composición andesítica que frecuentemente tienen un cráter “desbocado”, al pie del cual se extiende un derrame de lava muy fluida, con una longitud de una docena de kilómetros (Silva-Mora, 1979, 1988; Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996).

La morfología conservada que presentan los conos escoriáceos o volcanes monogénéticos, indica varios y diferentes períodos de edificación, su emplazamiento define tres direcciones de orientación N 20° W, N 30° W y N 57° E.

La frescura de sus rocas permite distinguirlos y separarlos de los volcanes antes descritos; éstos forman un campo, localizado en la parte centrooccidental de la superficie considerada en este análisis (Lámina 1, Figura 14), prácticamente el centro de ésta. Es común que la asociación de algunos de estos aparatos forme una estructura gemelada constituida por dos o tres conos; sus productos son derrames de lava con un espesor aproximado de 3 m y una longitud de 2 a 3 km, en ellos existen abundantes escorias y depósitos de ceniza delgados, en capas estratificadas que a veces cubren o yacen bajo las lavas.



Figura 14. Volcán formado por derrames de lava andesítica, escoria y ceniza que se consideran del Pleistoceno-Holoceno.

Estos derrames casi siempre están autobrechados, son rocas de color gris oscuro o negro de textura afánítica, y pocas veces tienen una textura porfídica; por su parte, las escorias que los acompañan son de color rojizo o negro. Las cenizas que muchas veces los cubren o están debajo, son de granulometría fina y un color rojizo o amarillento, con menor frecuencia. Este aspecto proporciona una intensa coloración rojiza al suelo o superficies donde estos volcanes se emplazaron, lo que permite una separación de los productos fácil y distinción de los volcanes más antiguos (Figura 14).

Por otro lado, con base en lo antes descrito, y en las relaciones que dicho vulcanismo guarda con las rocas o depósitos con los que se asocia, se puede considerar para éste una edad que abarca un período amplio, que se inició probablemente en el Pleistoceno y terminó en el Holoceno.

Domos de lava (Plar)

Por último, debe mencionarse la presencia de domos de lava y cenizas asociadas con su emplazamiento. Se trata de cuerpos con un diámetro que varía entre 0.5 y 3.2 km y una altura sobre la superficie donde se edificaron de 70 a 220 m. Se localizan principalmente en la parte central y en el extremo sudoccidental de la superficie estudiada (Lámina 1). Están formados por lavas viscosas de composición andesítico-dacítica y riolítica. Los que se ubican en la parte central, por lo

común son andesíticos, y los localizados en el SW del área cartografiada, tienen una composición riolítica (Lámina 1). Son rocas de color gris claro a oscuro con textura porfídica, vitroporfídica, vítrea, o ligeramente esferulítica, a las que, en algunos casos, la abundancia de volátiles durante su emplazamiento o la meteorización alteró.

En general, su morfología está bien conservada, en ella es posible observar y medir los rasgos o estructuras primarias que permiten su representación en un plano; las tobas que los acompañan son capas de ceniza fina o de pómez de color blanco o amarillo. Algunos cuentan con prolongaciones o derrames de aspecto brechoide que se extienden por una distancia de 1 a 3 km.

En cuanto a su edad, se tomó como base las relaciones que guardan estos cuerpos y sus productos con las rocas del área; éstos se intercalan entre los productos andesíticos del Plioceno superior y las lavas de los volcanes monogenéticos del Pleistoceno, razón por la que se considera que su emplazamiento ocurriera durante el Pleistoceno, y que probablemente algunos sean de una época más antigua.

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA

Los productos de la actividad volcánica, en el área cubierta por las hojas Tula de Allende y Polotitlán (Lámina 1), fueron emplazados en un amplio lapso que se inició desde el Mioceno medio (15 Ma); respecto al límite superior, es posible que algunas lavas y cenizas hayan sido depositadas en el Holoceno. Su diversidad fue definida en función de los minerales que contienen, y la concentración de SiO_2 que presentan (Tablas 1, 2, 3); su clasificación y nombre fueron obtenidos con el apoyo del análisis petrográfico de las muestras recolectadas, y el uso de diagramas de variación que permite esbozar la relación de estas rocas con la tectónica que actualmente afecta la región.

LAS ANDESITAS MAS ANTIGUAS (*Ma, Mar y Mab*)

Anteriormente, al describir estas rocas, se mencionó que están formadas por derrames de lava, productos piroclásticos y fragmentos que constituyen una alternancia, que puede observarse en los flancos de los grandes volcanes Xithí y La Joya (Figura 2). El análisis petrográfico realizado a 25 muestras de esta secuencia andesítica y riolítica, define el predominio de rocas con una textura porfídica. El 85% del volumen de esta secuencia tiene textura porfídica, el 15% de los derrames tiene textura afanítica o microlítica, así como dolerítica. La paragénesis más común que se observó está representada por las siguientes facies: fenocristales de andesina, labradorita + augita, con menor frecuencia se asocian a la plagioclasa la hiperstena + augita y, en raras ocasiones, la agrupación es de los siguientes minerales: labradorita + olivino; andesina, labradorita + olivino + augita y andesina + augita + anfíbol?

En el caso de los productos ácidos intercalados con las andesitas, son rocas que tienen una textura vítrea fluidal eutaxítica, donde sólo se observa fragmentos de cristales de andesina + cuarzo, en una matriz vítrea con recristalización parcial, que permite identificar la presencia de tridimita y calcedonia, acompañadas de escasos y diminutos piroxenos, minerales opacos como la magnetita. Las facies antes descritas presentan los ferromagnesianos alterados, ya sea formando una silueta cristalina de color negro, constituida por magnetita que reemplazó total o parcialmente al mineral original, o siendo cristales parcial o totalmente transformados a iddingsita y antigorita, o bien estando cloritizados ligeramente. Lo anterior induce a interpretar la presencia de mecanismos de resorción magmática durante la etapa intratélúrica de esos magmas.

Desde el punto de vista químico, estas rocas presentan una variación en la concentración del SiO_2 de 53.94 a 75.70%, valores que las ubica en el campo de las andesitas y riolitas (Tabla 1, muestra CAM-22); su contenido de alúmina es de 17.38% para las andesitas y de aproximadamente 14% para las segundas. La suma de los óxidos de metales alcalinos en las andesitas es de 6.46%, mientras que para las riolitas debe ser aproximadamente de 7.50%. Sin embargo, no se tiene muestras analizadas para proporcionar valores representativos de éstas, tampoco se puede esbozar su relación con la tectónica y evolución (Figuras 15, 16 y 17). Sin embargo, ¿su posición en el campo de las rocas toleíticas insinúa que deriva manto? En algunos casos, la presencia de minerales—como el olivino o el anfíbol—permite deducir una acidez menor o mayor en los tipos de roca que forman este conjunto; probablemente algunas de las andesitas puedan clasificarse como basalto o dacita.

SECUENCIAS PIROCLÁSTICAS (*Pia, Pih y Piñ*)

Se analizó las características petrográficas de tres secuencias piroclásticas que, de la más antigua a la más joven, son: secuencia Amealco, secuencia Huichapan y secuencia Ñadó. Generalizando, las facies observadas en dichos materiales son de textura vítrea eutaxítica, a veces fluidal, raras ocasiones vitroporfídica (toba Donguinyó). En la mayoría de las muestras obtenidas, sólo se identificó pequeños fragmentos de cristales, algunos de feldespatos y otros de cuarzo que, por sus dimensiones, no fue precisa la identificación.

Secuencia Amealco (*Pia*)

Las ignimbritas principales de la secuencia Amealco fueron definidas como toba Amealco I, II y III. Éstas, en general, son tobas oscuras que contienen fragmentos de roca andesítica, clastos de pómez deformados, en una matriz de color pardo rojizo, debido a la oxidación originada por la alteración producto de la fase de vapor. Su matriz está formada por astillas de vidrio que se soldaron parcial o totalmente. Además, presentan una fracturación columnar bien desarrollada (Aguirre-Díaz, 1993). Su análisis petrográfico

Tabla 1. Análisis químico de rocas básicas de la región cartografiada; muestras HP-05, 06, 09, 14, 15, 21 (Milán-Valdez, *et al.*, 1993); CAM-22 (Carrasco-Núñez, 1988); LR-2, 9, 10 (Silva-Mora, este estudio).

Muestra	LR-9	HP-14	LR-2	HP-09	CAM-22	LR-10	HP-21	HP-15	HP-06	HP-05
SiO ₂	49.58	56.09	56.26	57.22	59.11	59.59	59.65	60.33	60.42	60.58
Al ₂ O ₃	18.39	16.53	8.75	16.14	17.38	16.01	14.44	16.18	15.43	15.43
Fe ₂ O ₃	3.02	8.76	13.05	7.77	6.29	1.43	8.15	6.77	6.66	6.57
FeO	4.75		2.16			4.45				
MnO	0.12	0.13	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09
MgO	4.88	3.59	4.44	2.63	3.55	2.51	2.88	3.09	2.88	2.83
CaO	8.87	7.46	5.62	5.57	6.81	5.47	6.16	4.89	4.85	4.78
Na ₂ O	3.80	4.07	4.65	4.58	5.00	3.60	4.10	3.65	3.86	3.62
K ₂ O	0.51	1.06	1.40	1.65	1.46	2.70	1.96	2.79	2.92	2.90
TiO ₂	1.52	1.51	1.81	1.32	1.07	1.33	1.49	1.07	1.04	0.95
P ₂ O ₅	0.14	0.27	0.43	0.19	0.26	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16
H ₂ O ⁺	1.18		1.00		0.22	0.68				
H ₂ O ⁻	2.77		0.40		0.28	0.67				
LOI		0.67		1.23			0.86	1.31	0.41	1.81
Total	99.53	100.36	100.07	98.41	101.54	98.73	99.98	100.36	98.75	99.72

Tabla 2. Análisis químico de rocas ácidas de la región cartografiada; muestras HP-12, 17, 20, 27, 28 (Milán-Valdez, *et al.*, 1993); CAM-02, 40 (Carrasco-Núñez, 1988); SR-19177 (Sánchez-Rubio, 1984); LR-1, 7 (Silva-Mora, este estudio).

Muestra	HP-20	HP-12	HP-17	CAM-02	LR-1	CAM-40	LR-7	HP-28	SR-19177	HP-27
SiO ₂	62.73	63.50	63.72	61.50	61.81	62.53	63.06	64.60	64.66	65.10
Al ₂ O ₃	14.32	16.64	17.60	16.90	11.49	14.80	14.05	13.81	14.59	14.61
Fe ₂ O ₃	7.50	4.93	5.14	5.88	7.71	4.02	4.13	6.54	2.83	5.58
FeO					2.46		4.55		3.29	
MnO	0.08	0.06	0.06	0.10	0.10		0.73	0.08	0.10	0.06
MgO	1.69	1.76	1.88	1.35	4.48	2.05	0.44	0.97	1.20	0.47
CaO	3.85	4.20	4.57	3.53	3.12	6.46	3.11	2.82	3.63	2.66
Na ₂ O	4.44	4.24	4.17	4.61	5.00	3.91	4.45	4.92	4.32	4.98
K ₂ O	2.37	1.81	1.85	3.15	2.10	3.31	2.80	2.75	3.05	2.94
TiO ₂	1.14	0.69	0.72	0.86	0.72	0.72	0.68	0.58	0.94	0.61
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.14		0.26		0.08	0.06	0.31	0.04
H ₂ O ⁺				0.19	0.73	1.63	0.52		0.79	
H ₂ O ⁻				1.81	0.08	0.42	1.30		0.10	
LOI	1.61	1.62	1.01					2.44		2.56
Total	99.86	99.57	100.86	99.78	100.06	100.17	99.90	99.57	99.78	99.61

Tabla 3. Análisis químico de rocas ácidas de la región cartografiada; muestras HP-10, 26, 31 (Milán-Valdez, *et al.*, 1993); CAM-50 (Carrasco-Núñez, 1988); M-116 (Nichols, 1970); LR-13, 14, 16 (Silva-Mora, este estudio).

Muestra	M-116	HP-26	LR-13	LR-14	LR-16	CAM-50	HP-10	HP-31
SiO ₂	65.80	66.25	69.63	71.31	71.57	71.87	75.06	75.82
Al ₂ O ₃	14.20	13.80	13.35	13.11	14.03	12.52	12.67	12.39
Fe ₂ O ₃	6.40	5.78	0.97	1.09	1.15	1.42	2.05	2.02
FeO			3.47	0.30	0.48			
MnO	0.09	0.09	0.06	0.02	0.03		0.02	0.03
MgO	0.42	0.80	0.39	0.46	0.56	1.54	0.30	0.51
CaO	1.89	2.58	1.18	0.97	0.65	1.12	0.27	0.64
Na ₂ O	4.62	4.99	4.50	3.20	3.40	3.56	4.01	4.23
K ₂ O	3.14	2.87	1.80	4.50	4.50	4.19	4.36	4.03
TiO ₂	0.50	0.62	0.75	0.16	0.16	0.12	0.16	0.15
P ₂ O ₅	0.15	0.06	0.05	0.02	0.16			0.01
H ₂ O ⁺	1.20		0.76	1.20	2.84	2.99		
H ₂ O ⁻	0.20		1.75	3.32	0.43	0.29		
LOI		1.77					1.76	0.47
Total	98.61	99.61	98.66	99.66	99.96	99.62	100.66	100.30

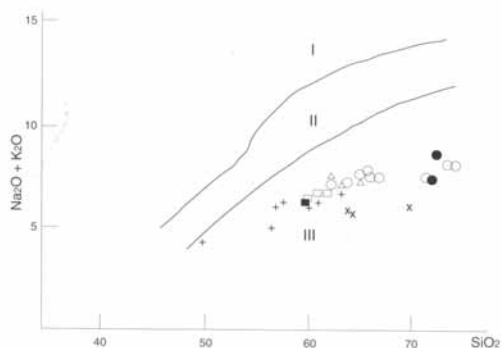


Figura 15. Diagrama $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Kuno, 1959) de las rocas en las hojas Tula de Allende y Polotitlán. I, Campo de las rocas alcalinas; II, campo de las rocas calcialcalinas; III, campo de las rocas toleíticas. Triángulos: ignimbritas Amealco; círculos blancos: ignimbritas Huichapan; círculos negros: ignimbritas Nadó; cuadro negro: andesita antigua; cuadros blancos: andesitas del Plioceno; cruces: andesitas del Pleistoceno-Holoceno?; y equis: domos.

permitió identificar plagioclasas + ortopiroxenos + clinopiroxenos + ilmenita + titanomagnetita + apatita + escaso olivino. Estos minerales comúnmente forman aglomerados cristalinos constituidos por la asociación de plagioclasas + ortopiroxenos + óxidos de Fe-Ti, o bien plagioclasas + ortopiroxenos + clinopiroxenos + óxidos de Fe-Ti, en muchos de los que hay un vidrio intersticial de color pardo (Aguirre-Díaz, *op. cit.*).

Desde el punto de vista químico, para conocer la composición inicial del magma, fueron analizados los clastos de pómez negra que contienen las ignimbritas principales; éstos proporcionaron las composiciones que corresponden a la de una andesita-K, traquiandesita y la de una traquidacita con un contenido de SiO_2 que varía entre 61 y 66%, y $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ de 7.2 a 8.6% (Aguirre-Díaz, 1993).

Por otra parte, para visualizar el comportamiento químico y naturaleza de esta secuencia, se utilizó tres muestras

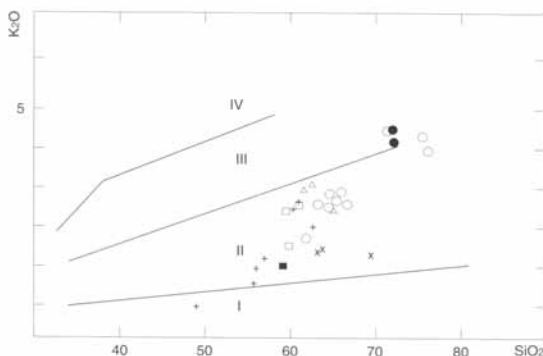


Figura 16. Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (Peccerillo y Taylor, 1976) para las rocas en las hojas Tula de Allende y Polotitlán. I, Campo de las rocas toleíticas; II, campo de las rocas calcialcalinas; III, campo de las rocas calcialcalinas potásicas; IV, campo de las rocas shoshoníticas. Triángulos: ignimbritas Amealco; círculos blancos: ignimbritas Huichapan; círculos negros: ignimbritas Nadó; cuadro negro: andesita antigua; cuadros blancos: andesitas del Plioceno; cruces: andesitas del Pleistoceno - Holoceno?; y equis: domos.

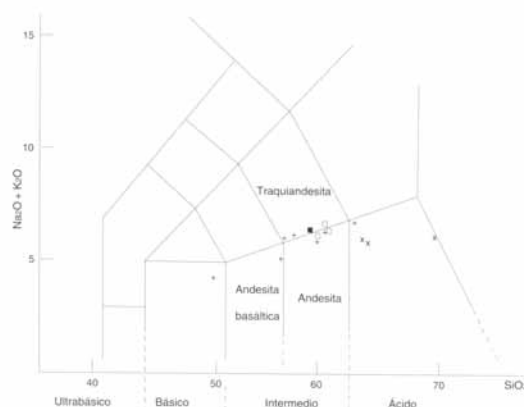


Figura 17. Diagrama $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas básicas en las hojas Tula de Allende y Polotitlán (CETENAL, 1975a, b). Cuadro negro: andesita antigua; cuadros blancos: andesitas del Plioceno; cruces: andesitas del Pleistoceno - Holoceno?; equis: domos.

encontradas en la literatura relacionadas con dicha caldera. Estas rocas muestran una variación en el contenido de SiO_2 que va de 61.50 a 64.66% (Tabla 2, muestras CAM-02, 40 y SR19177); valores que confirman la composición establecida con el análisis de los clastos de pómez que contienen, que varía entre una andesita y alcanza la de una dacita. El contenido de óxidos de metales alcalinos aparentemente varía poco de 7.22 a 7.76%, pero permite observar una diferencia de (0.54%) que es importante, pues sólo se trata de tres muestras (Tabla 2).

Su inclusión en diagramas de variación, para aclarar la naturaleza de los magmas que las originaron, esbozada con el análisis químico antes mencionado (Aguirre-Díaz, 1993) y los datos de las muestras utilizadas, son definidos cuando son dibujados los puntos representativos de estas rocas en el diagrama de Kuno (1959); éstos caen en el campo de las rocas toleíticas (Figura 15). ¿Permitiría este aspecto sugerir un origen en el manto, para el magma del cual derivan éstas? Tal sugerencia debe materializarse o visualizarse definiendo el ambiente tectónico al que se relacionan y la naturaleza química que poseen estas rocas. Este problema en parte se soluciona con el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976); en el cual se observa que los puntos representativos de estas rocas caen en el campo de las rocas calcialcalinas normales; sin que haya duda, son rocas que se relacionan con un margen continental activo. Por lo tanto, es congruente la relación de la estructura que las emitió con una zona en subducción (Figura 16).

El contenido en óxidos de metales alcalinos presenta valores y una diferencia tan fuerte que permiten sugerir una naturaleza química alcalina para los magmas que las originaron. Sin embargo, si esto es real, debe materializarse plenamente. Por esta razón, se dibujó los puntos que representan estas rocas en el diagrama de Le Bas y colaboradores (1986). En tal diagrama, se observa que todas las muestras se dispersaron en el campo de las traquiandesitas y el de las traquidacitas; además, describen una trayectoria

evolutiva que se desarrolló muy cerca del límite, entre el campo de las rocas normales y el campo de las rocas alcalinas; ubicación que puede indicar o significar que la naturaleza química supuesta para estas rocas es adquirida, debido a que su localización en otros diagramas, no manifiesta dicha anomalía. Su posición sólo confirma que estas rocas poseen una ligera alcalinidad, que se explica atribuyéndola a los procesos de diferenciación y contaminación que ocurrieron durante su estancia y ascenso del magma de la cámara magmática que alimentó la caldera (Figura 18).

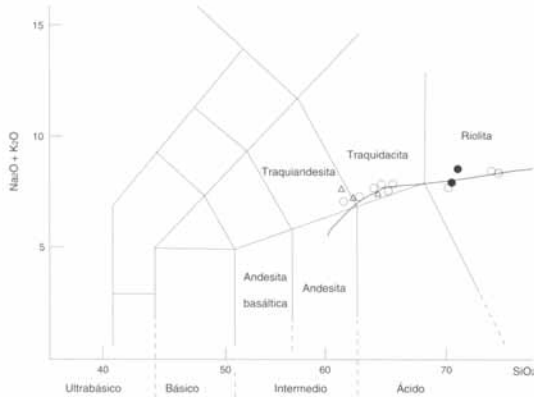


Figura 18. Diagrama SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Bas *et al.*, 1986) para las ignimbritas en las hojas Tula de Állende y Polotitlán (CETENAL, 1975a, b). Triángulos: secuencia Amealco; círculos: secuencia Huichapan; círculos negros: secuencia Nadó; línea: trayectoria de evolución aparente.

Secuencia Huichapan (Pih)

La variación petrográfica contrastante que presentan los diferentes miembros que forman la secuencia Huichapan y, en consecuencia, composicional, se materializan al conocer las características petrográficas de la ignimbrita Donguinyó en su localidad tipo (Figura 19), y por la descripción general del miembro Atengo (Milán-Valdez *et al.*, 1993). La toba Donguinyó es una roca de textura vitroporfídica fluidal con fragmentos abundantes de andesina, labradorita + augita + hiperstena, escasos fragmentos de cuarzo, xenolitos basálticos y de una roca vítrea, más minerales opacos. Su análisis modal, proporcionó los siguientes porcentajes: plagioclasa (21 a 27%), piroxenos (3 a 8%), minerales opacos (~0.5%), cuarzo (~0.5%); una matriz vítrea muy compacta o soldada, de color pardo o pardo rojizo, constituye entre el 60 y 75% de la roca y está formada por astillas de vidrio ligeramente deformadas.

En el caso del miembro Atengo, según Milán-Valdez y colaboradores (1993) contiene fenocristales de ortopiroxeno (<5%), feldespatos potásicos (>50%), fragmentos de roca (<5%), en una matriz vítrea que constituye (>50%), datos muy generales que no necesariamente son representativos. No obstante, al comparar estas características con la descripción



Figura 19. Localidad tipo de la ignimbrita Donguinyó, vista al SE, arroyo del mismo nombre.

del derrame que representa estos depósitos en la zona cartografiada, resaltan la variabilidad petrográfica y composicional de esta secuencia piroclástica.

Los análisis químicos de roca total que han sido obtenidos en la secuencia Huichapan (Tablas 2 y 3), sobre todo en los derrames de ceniza e ignimbritas, confirman dicha variación, porque el valor más bajo del contenido de SiO_2 es de 61.81 a 75.82%—que es el más alto comportamiento—también se refleja en la suma de sus óxidos de metales alcalinos, que varían entre 7.10 y 8.37% (Tablas 2 y 3). Estos valores son fuertes para rocas que supuestamente están relacionadas con una zona en subducción.

La variación numérica esbozada antes, debe materializarse para conocer el origen, la evolución y comportamiento del magma que originó estas rocas. Su inclusión en el diagrama SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Kuno, 1959), permite considerar una afinidad toleítica, por la ubicación de los puntos representativos de éstas. Sin embargo, el número de muestras utilizadas, describe una trayectoria o tendencia evolutiva constante y homogénea (Figura 15). Por lo anterior, la aparente naturaleza toleítica del magma que insinúa la posición de los puntos en dicho diagrama, no significa que estas rocas sean primitivas o representen las primeras manifestaciones de un arco volcánico; es decir, la etapa inicial en la evolución de ese tipo de estructura. En este caso, la explicación que pudiera darse tiene como base aceptar que existe una relación estrecha entre el lugar donde se generó el magma y la tectónica local.

Para confirmar o rechazar los conceptos anteriores, a partir de los datos hasta hoy reunidos, se analizó la variación y dispersión que describen los puntos que las representan en diferentes diagramas de variación. En el caso anterior (Figura 15), se describe una evolución durante la cual los mecanismos de diferenciación y contaminación pudieron actuar, alterando la composición inicial del magma, pero hay que tener presente que las muestras usadas son producto de diferentes fases eruptivas, y no necesariamente fueron expulsadas en el mismo período. Este aspecto permite explicar la separación o hiatus que presentan los dos grupos de puntos formados (Figura 15), aunque es material que deriva de la misma cámara magmática,

ésta pudo ser realimentada. Por lo general, el magma estuvo sujeto a diferentes grados de diferenciación, mecanismo que puede confirmarse al establecer la diferencia de edad obtenida para estas rocas; aunque el lapso es muy pequeño (300,000 años), se sitúa dentro del alcance de vida que tiene una cámara magmática activa (106-107 años; Hildreth, 1981), argumento que permite interpretar la actividad del mecanismo mencionado, y un lapso del orden de 500,000 años para la edificación de la caldera (?).

Las suposiciones anteriores deben materializarse o alcanzar un grado de certidumbre que les permita ser viables, objetivo que se puede alcanzar al representar estas rocas en un diagrama apropiado para el análisis de rocas pertenecientes a un arco volcánico continental. En él se revela las características de éstas. Por tanto, conocer el ambiente tectónico y naturaleza química de los magmas que dieron origen a esta secuencia de rocas, proporciona la base para apoyar o rechazar los conceptos antes expuestos. Tal objetivo se alcanza con el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), en el cual se observa el carácter tectónico y químico real que poseen estas rocas; su localización precisa en el campo de las rocas de naturaleza química calcialcalina es indiscutible (Figura 16). Además, en el mismo diagrama, se puede observar que dos puntos se localizan en el campo de las rocas potásicas, ubicación que al asociarse con los altos valores de óxidos de metales alcalinos que contienen, explica la alcalinidad que puede suponerse a partir de esos valores; en consecuencia, ¿podría interpretarse que los magmas, de los que derivan estas rocas, se generaron a profundidad?

No obstante, es más congruente atribuir a la diferenciación magmática o al conjunto de mecanismos que estuvieron activos antes de iniciar el fenómeno eruptivo que creó y alimentó la caldera de Huichapan, las peculiaridades que estas rocas presentan; es decir, a las diferentes fases de edificación de la estructura, se atribuye el emplazamiento de las diferentes facies petrográficas que pueden ser observadas en los miembros que forman esta secuencia. No obstante, la ausencia de elementos que demuestren si la alcalinidad supuesta es real, conduce a pensar que ésta sea adquirida no de origen. Esto significa que la posición de los puntos, mencionados en el párrafo anterior, y los valores de alcalinidad son aparentes, pues son rocas que derivan de un magma diferenciado, como lo demuestra su contenido alto en sílice. Por tanto, sólo se puede decir que fueron emplazadas en un margen continental activo o zona en subducción (Figura 16).

Sin embargo, lo anterior no explica los valores altos de óxidos de metales alcalinos; éstos no reflejan con la posición y dispersión de los puntos, en los diagramas antes usados, la supuesta anomalía, por lo que cabe preguntar ¿dicha alcalinidad es real o sólo aparente? La respuesta a esta pregunta no necesariamente debe ser una contestación simple, como la proporcionada anteriormente, sino que se introdujo en el diagrama de Le Bas y colaboradores (1986). En este

diagrama, se obtiene la respuesta, porque se materializa y confirma dicha anomalía. Son rocas que poseen una ligera alcalinidad, como lo confirma su ubicación, los puntos caen en los campos de las traquiandesitas-traquidacitas-riolitas (Figura 18), ubicación que avala y refuerza la explicación antes dada. Puesto que los puntos que las representan describen una trayectoria muy cercana al límite entre los campos de las rocas alcalinas y las normales, dicha localización puede traducirse y explicar la alcalinidad numérica detectada, por lo que es válida.

Por otro lado, el carácter o afinidad toleítica de estas rocas (Figura 15), no se explica al sugerir la estrecha relación que aparentemente existe entre la tectónica local y el lugar donde se generaron los magmas. Si esto es verdad, se tiene la respuesta, pero debe plantearse la siguiente pregunta ¿en qué grado influyó la tectónica local en la generación de los magmas, de los cuales derivan las rocas de la zona? Si se acepta que ésta jugó un papel importante, su posición en el campo toleítico se justifica; y significa que el magma se originó en el manto superior o bien en la corteza inferior. Por lo tanto, existe una relación estrecha de la fuente con un ambiente continental, afectado por un fallamiento profundo de la corteza, que dio origen a la afinidad toleítica y condiciones que favorecieron el emplazamiento y características que presentan las estructuras volcánicas y rocas de la zona.

Por otra parte, la separación que se observa entre los puntos o grupos representativos de estas rocas, también puede interpretarse (Figuras 15, 16 y 18), si se considera que éstos representan las diferentes fases eruptivas que ocurrieron. Es decir, la primera es la más ácida y corresponde a la Toba San Francisco (Milán-Valdez, 1982), en tanto que la emisión posterior corresponde a la Toba Donguinyó, que es la más básica (Segerstrom, 1961, 1962; Silva-Mora, 1991). El apoyo a esta hipótesis puede ser la forma o trayectoria que describen los puntos que las representan, ya que ésta no debería tener interrupciones o hiato—ausencia de miembros—el vacío que hay entre la composición más básica y la más ácida de estas rocas, puede interpretarse como la presencia o actividad de mecanismos (¿realimentación de la cámara magmática?) que influyeron en el material expulsado en cada fase eruptiva.

Esto último es congruente con la suposición inicial, que considera a la ignimbrita Donguinyó como una emisión posterior a la Toba San Francisco (Milán-Valdez, 1982; Silva-Mora, 1991), porque si se toma en cuenta que la cámara magmática que alimentó la caldera se formó al ascender un magma, originado por la descompresión local de la astenosfera, a consecuencia de la fracturación, es posible que la rapidez de ascenso del material que iniciara la edificación y posterior alimentación de dicha estructura, sufriera una rápida diferenciación, sin dar lugar a la formación de cristales. Prueba de ello es la composición vítrea carente de cristales o minerales en la mayoría de los derrames de ceniza de esta secuencia, y la tendencia evolutiva que se describe en los diagramas.

En conclusión, puesto que las primeras emisiones de la secuencia Huichapan fueron más ácidas y más vítreas, el material posterior representa un nivel inferior dentro de la cámara magmática que tuvo tiempo de generar cristales, pero es menos diferenciado, o representa un aporte posterior de magma que ya había empezado a cristalizar, debido a que su composición es más básica.

La expulsión de material piroclástico y su depósito en las partes oriental y meridional de la estructura, permitió que una parte de ellos se ubicara en la hoja Tula de Allende (Lámina 1, Figura 8).

Secuencia Ñadó (Piñ)

Las muestras obtenidas en la secuencia piroclástica Ñadó, mayoritariamente están localizadas en la parte septentrional de la hoja Polotitlán. Presentan una composición petrográfica más o menos uniforme y la característica más sobresaliente—muestras LR-16, LL-34, 35, 36, CAM-50 y PO-11—es el predominio de una textura vítrea fluidal y la rareza con que presentan una textura vitroporfídica.

Los fragmentos de cristal de los minerales que contiene, son pedazos esporádicos de andesina, oligoclasa? + sanidino + cuarzo ± magnetita; cuando tienen una textura ligeramente vitroporfídica, su paragénesis consiste en andesina + cuarzo ± augita, con escasos cristales de hiperstena ± magnetita. En esta textura, los piroxenos se presentan total o parcialmente cloritizados. La matriz comúnmente es un vidrio translúcido o transparente de color gris pardo, con lentículas eutaxíticas de vidrio (pómez) o *fiammes*, acompañadas de abundantes fragmentos de roca basáltica y una roca vítrea que aumentan de la base a la cima en algunos horizontes, dando origen a un porcentaje importante de los elementos que forman la roca.

Desde el punto de vista químico, en la secuencia Ñadó (Tabla 3) sólo se ha esbozado su carácter y naturaleza calcialcalina (Carrasco-Núñez, 1988); el contenido en SiO₂ es superior al que se conoce en las otras secuencias analizadas aquí, dado que varía de 71.57 a > 73%. Estos valores serán fácilmente superados cuando se cuente con más análisis o se analice el miembro intermedio de esta secuencia piroclástica y sus ignimbritas, debido a que aparentemente es más ácido y su composición puede ser la de una riolita (Figura 9).

Por otro lado, el contenido en óxidos de metales alcalinos de estas rocas tiene un comportamiento similar, pero más acentuado que en los casos antes descritos, ya que en éstas varían desde 7.90 hasta 8.75%, valores que originan una diferencia—0.85%—muy importante, considerando que son sólo dos muestras. Este aspecto sugiere que estas rocas también posean peculiaridades que no necesariamente sean reales, como las que presentan las secuencias Amealco y Huichapan (Tabla 3).

Su representación en el diagrama de Kuno (1959) confirma lo anterior; ubica estas rocas en el campo de las rocas toleíticas (Figura 15), mientras que el diagrama de Peccerillo y

Taylor (1976) confirma su naturaleza tectónica, como rocas calcialcalinas potásicas; aparentemente (Figura 16), su localización en el campo (III) puede deberse a que son rocas más diferenciadas y, en consecuencia, más ácidas que las otras. Para despejar la incertidumbre creada por lo antes mencionado y el comportamiento similar sugerido, en un diagrama apropiado para análisis, fueron dibujadas rocas alcalinas (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 18). La ubicación de los puntos es ambigua, porque su localización en el campo de las rocas normales no revela la presencia de la anomalía química sugerida, sólo confirma su naturaleza tectónica—riolita calcialcalina.

Debe mencionarse la carencia que existe de datos químicos para esta secuencia de rocas, pues sólo se ha analizado químicamente dos muestras que pueden atribuirse con precisión a ella (CAM-50 [Carrasco-Núñez, 1988]; LR-16 [Silva-Mora, en este estudio]). Por lo tanto, estos datos no proporcionan o definen el comportamiento químico real de la secuencia Ñadó, sólo lo esbozan. Para conocer las características químicas de un conjunto de rocas, es necesario contar con más análisis de roca total y otros más finos, que confirmarían o reforzarían lo afirmado en este estudio.

Desde el punto de vista del autor, la secuencia piroclástica llamada Ñadó forma un paquete independiente de los productos emplazados por las calderas de Amealco y Huichapan. Para determinar y establecer plenamente si se relacionan con la ignimbrita San Francisco (Herrera-Franco y Milán-Valdez, 1981 [miembro Atengo]; Milán-Valdez *et al.*, 1993) como lo sugiere Aguirre-Díaz (1996), tomando como base el aspecto y similitud mineralógica de esa ignimbrita, se optó por considerar insuficiente el argumento. Por el momento, los rasgos que aún conserva señalan un lugar más al oriente del volcán Ñadó como el sitio donde pudieron estar los conductos a los que puede atribuirse la expulsión de esta secuencia (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996). Debe establecerse con precisión su distribución, espesor, características petrográficas y carácter químico real no esbozado, así como naturaleza y tipo de estructura que la emplazó. En consecuencia, se desconoce las condiciones volcánicas en que fue emitida y depositada. Es decir, representan una erupción fisural o verdaderamente existió una estructura de tipo explosivo con la que se relaciona, que se ubicó en la traza interpretada que actualmente circunscribe al volcán Ñadó, o en otra parte (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996, *op. cit.*). Por el momento, las evidencias que existen no son suficientes para inclinarse hacia una u otra opción.

ANDESITAS DEL PLIOCENO (Pmsa)

Desde el punto de vista petrográfico, las lavas de los grandes aparatos volcánicos—Nopala y Ñadó—de las que se analizó tres muestras, tienen una textura subofítica o porfídica. La paragénesis más común que se observó está representada por fenocristales de andesina, labradorita + olivino + hiperstena;

andesina + hiperstena + augita. El olivino se presenta en forma de cristales subhedrales con bordes de reacción (piroxenos?); este mineral, en ocasiones, está parcialmente alterado a iddingsita, transformación particular que se presenta en los bordes y fracturas del mismo. La matriz es cristalina, formada por abundantes microlitos o cristales pequeños de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y gránulos de magnetita que están incluidos en un vidrio intersticial transparente, o de color pardo claro o negro.

En el caso de los volcanes de menor talla, sus lavas presentan una textura dolerítica, microlítica, o ligeramente porfídica, y raras veces vitroporfídica. Estos rasgos se traducen en una composición homogénea; es constante la presencia de fenocristales de olivino, o bien como gránulos en la matriz, en las nueve muestras analizadas. Este mineral siempre está parcial o totalmente alterado, su transformación más común es la anti-igorita y algunas veces la iddingsita.

En general, el análisis petrográfico realizado en las muestras del primer grupo, permitió identificar la siguiente paragénesis, que varía con las siguientes asociaciones de fenocristales: andesina, labradorita + olivino + augita + hiperstena + ilmenita + magnetita; andesina + hiperstena + magnetita; andesina, labradorita + olivino ± augita, hiperstena + ilmenita + magnetita. Esta facies tiene una matriz cristalina formada por microlitos o gránulos de plagioclasa, en la mayoría de los casos acompañados de gránulos de augita, olivino, ± hiperstena, ilmenita, magnetita, cementados por un vidrio transparente de color pardo rojizo o negro.

Desde el punto de vista químico, sólo se cuenta con el análisis de tres muestras obtenidas de las lavas emitidas por uno de los grandes aparatos volcánicos atribuidos a este período (volcán Nopala; Tabla 1). En promedio, el contenido de SiO_2 de esas rocas es de 60.20%, mientras que la suma promedio de su contenido de óxidos de metales alcalinos da un valor de 6.53%. Este porcentaje es ligeramente alto en comparación con el promedio obtenido en rocas equivalentes (12 muestras 5.45%; Silva-Mora, 1979), e insinúa un comportamiento aparentemente semejante al expuesto para las rocas antes descritas.

La suposición anterior se manifiesta cuando se observa que los puntos representativos de estas rocas en el diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Kuno, 1959), están localizados en el campo de las rocas toleíticas (Figura 15). Esta posición puede significar o reflejar que estas rocas tengan un carácter híbrido, porque la afinidad toleítica señalada en el diagrama sugiere que el magma del cual derivan se generara en el manto (?), o al menos esto puede deducirse por su localización en tal diagrama.

Sin embargo, para apoyar lo anterior, es de suma importancia establecer el ambiente tectónico y naturaleza química que poseen, y por ello fueron introducidas en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), donde su localización precisa el carácter tectónico y la naturaleza química de estas rocas, reforzando, a la vez, lo anteriormente propuesto. Por tal

diagrama y los datos que hoy se tiene, sólo se puede decir que son andesitas calcialcalinas, relacionadas con un margen continental activo (Figura 16).

Sin embargo, para aceptar o rechazar lo antes expuesto, se debe analizar con más cuidado los datos que han sido reunidos sobre estas rocas. Petrográficamente, destaca la textura microlítica, y en ocasiones dolerítica, que tienen; además, se caracterizan de manera casi constante por una matriz vítrea de color pardo rojizo o negro, en la que la cristalización frecuente del olivino y la hiperstena en fenocristales y gránulos podría justificar la posición que ocupan esas rocas en el campo de las toleíticas (Figura 15); dichas características son típicas de las rocas que pertenecen a la serie toleítica (Muir y Tilley, 1964).

Anteriormente, se mencionó que son rocas con una alcalinidad mayor que la de sus homólogas de otras partes del Arco Volcánico Transmexicano, tomando como base la diferencia establecida entre el contenido de sus óxidos de metales alcalinos y el valor promedio que de esos elementos presentan dichas rocas—equivalentes en edad y aspectos volcanológicos. Esta suposición establece una ambigüedad, debido a que los valores que presentan los elementos mayores que contienen sólo indican, sin lugar a dudas, que se trata de rocas calcialcalinas (Tabla 1).

Sin embargo, la anomalía mencionada debe tener un significado que la relacione con lo antes expuesto; es decir, establecer, o al menos suponer, la causa de la ligera alcalinidad que tienen, objetivo que se logra parcialmente al dibujar los puntos representativos de estas rocas en el diagrama de Le Bas y colaboradores (1986), en el cual se observa que sólo un punto se ubica en el campo de las traquiandesitas (Figura 17), los otros se localizan en el campo de las andesitas. Por lo tanto, son rocas calcialcalinas que tienen un valor considerable en su contenido de óxidos de metales alcalinos, no necesariamente atribuible a la naturaleza química inicial del magma; la ligera alcalinidad pudiera explicarse por su evolución durante el ascenso, como lo indica la trayectoria que describen muy cercana al límite entre las rocas alcalinas y las rocas calcialcalinas (Figura 17).

La diferencia aparente que se observa entre los dos grupos de rocas considerados para este período, se deduce del análisis petrográfico realizado: las rocas emitidas por los grandes aparatos tienen una composición más ácida que las del segundo tipo de volcanes, como indica la presencia más frecuente de olivino en el segundo grupo. Sin embargo, hasta no contar con una cantidad mayor de muestras analizadas, tanto petrográfica como químicamente, no se puede afirmar la última palabra. Sólo puede decirse que las rocas del Plioceno medio y superior aparentemente tienen una afinidad toleítica, pero son calcialcalinas; que hay una dualidad en el origen de los magmas de los que se derivan, es la interpretación o significado que se puede proponer, al establecer la correspondencia entre sus características petrográficas y el lugar que ocupan en el diagrama de Kuno (1959). Los valores

de consideración en el contenido de óxidos de metales alcalinos, pueden explicarse como un efecto de los mecanismos de diferenciación y contaminación, pero no hay duda de que son andesitas relacionadas con una zona en subducción.

ANDESITAS DEL PLEISTOCENO (Pla)

En cuanto a las andesitas atribuidas al Pleistoceno, puede decirse que la mayoría es de composición intermedia, como lo certifica su asociación mineralógica más o menos homogénea, en contraste con las lavas descritas anteriormente. Estas rocas presentan una petrografía típica de andesita, aunque algunas contienen olivino—no alterado a antigorita—que es una característica casi constante en el grupo de lavas andesíticas del Plioceno.

La textura que presentan las rocas de este grupo o época, en las tres muestras analizadas, es porfídica o microlítica, la paragénesis más frecuente está formada por fenocristales de andesina, labradorita + augita + hiperstena y, con menor frecuencia, sólo andesina; minerales que están inmersos en una matriz cristalina, constituida por microlitos o gránulos de plagioclasa, augita, hiperstena, \pm olivino y magnetita, abundantes en un vidrio intersticial transparente o de color negro en los dos casos.

Por otro lado, hay que mencionar que cerca y alrededor de la superficie estudiada, existen algunas rocas equivalentes en edad, atribuibles a este período, que poseen una textura porfídica o microlítica que exhibe una asociación mineralógica ligeramente diferente a las mencionadas en el párrafo anterior; la diferencia consiste en la presencia de olivino, más abundante y frecuente que cuando se presenta en cristales alterados a iddingsita, sobre todo en los bordes y fracturas que poseen.

Las asociaciones petrogenéticas más frecuentes para dichas rocas, están representadas por fenocristales de plagioclasa + olivino + clinopiroxeno; plagioclasa + olivino \pm clinopiroxeno; plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno, en una matriz cristalina formada de abundantes microlitos de plagioclasa, en algunos casos acompañados de gránulos de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, magnetita e ilmenita con un vidrio intersticial de color negro, pigmentado por la abundancia de gránulos de óxidos de Fe-Ti.

Desde el punto de vista químico, los valores obtenidos con el análisis de roca total, confirman lo antes descrito; su contenido en SiO₂ varía entre 56.09 y 62.73%; sólo una muestra presenta un valor de 49.58% y corresponde a los basaltos del campo Tecozautla (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996). Es decir, exceptuando el caso anterior, la composición química general se mantiene entre las rocas de composición intermedia y tiende hacia una composición ácida, dado que su valor promedio es de 58.71% (Tablas 1 y 2). La suma promedio del contenido en óxidos de metales alcalinos (Na₂O + K₂O) es de 6.12%, valores que, al dibujar los puntos representativos de estas rocas en el diagrama de Kuno (1959),

las ubican en el campo de las rocas toleíticas. Es importante señalar la fuerte diferencia que se aprecia entre éstas y la muestra que presenta el valor más bajo en sílice (LR-9, Tabla 1; Figura 15). Es evidente, aunque sea contemporánea (?), que su posición señala condiciones diferentes y particulares que fueron activas durante la formación del magma que la produjo. Éstas no estuvieron presentes, o tal vez sólo afectaron parcialmente, el proceso que dio origen a los magmas de los que derivan las otras rocas, porque la separación que existe entre ellas no se puede justificar debido a la ausencia de miembros más diferenciados.

Por otra parte, al comparar los valores mínimo y máximo del contenido de óxidos de metales alcalinos en estas rocas, con el valor promedio de los mismos elementos, obtenido en rocas con edad equivalente, tipo de vulcanismo y condiciones eruptivas semejantes pero de otras zonas (30 muestras; Silva-Mora, 1979) del Arco Volcánico Transmexicano, se puede establecer una diferencia que varía de 0.47 a un máximo de 1.6%, ya que el valor promedio de la suma de óxidos de metales alcalinos obtenido en esas rocas es de 5.65% (Silva-Mora, 1979). Tal diferencia es considerable, pero no se refleja en el diagrama utilizado; la aparente cantidad anormal de óxidos de metales alcalinos no puede atribuirse a un origen profundo de la fuente que produjo el magma del cual derivan estas rocas.

No obstante, como en los casos anteriores, para rechazar o aceptar tal hipótesis, debe ponerse en evidencia que estas rocas no poseen características particulares de las rocas alcalinas. Desde el punto de vista petrográfico, no fueron identificados cristales estables de olivino, ni la presencia de clinopiroxeno pobre en calcio o titanífero, ni ortopiroxeno, o cualquier mineral índice de las rocas alcalinas como los feldspatoides. Químicamente, son rocas sobresaturadas, no se percibe subsaturación en sílice, o un alto valor en el contenido de titanio.

Las características petrográficas mencionadas no son evidentes en los análisis realizados. Hay cristales de olivino, pero presentan un cierto grado de inestabilidad, materializada con la alteración parcial o total de los cristales; tampoco fue posible identificar la presencia de un mineral índice de las rocas alcalinas. Por otra parte, la saturación en sílice es evidente, los valores del contenido de otros elementos—como el titanio—son bajos, el promedio de éste es 1.41%, valor que es congruente o muy parecido al que presentan las rocas de esta zona. En consecuencia, estas rocas pueden ser consideradas ligeramente alcalinas, pero por causas o mecanismos diferentes de los que actuaron cuando se originó el magma del que derivan.

Para enfatizar lo anteriormente expuesto, se dibujó en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) qué determina el ambiente tectónico y la naturaleza química a la que pertenecen. En dicho diagrama, los puntos que las representan están ubicados en el campo de las rocas típicas de una zona en subducción (Figura 16). Por lo tanto, se trata de andesitas

calcialcalinas, con la excepción de la roca (LR-9), que queda en el campo de las rocas toleíticas. Este aspecto acentúa la diferencia que existe entre esta roca y las del grupo que se ha considerado, porque su ubicación en el campo toleítico puede significar la coexistencia(?) de dos tipos de magmas de los que derivan las rocas de la zona. Por el momento, sólo se puede decir que son rocas calcialcalinas típicas de un margen continental activo.

Para apoyar los argumentos antes expuestos—que pueden ser un tanto especulativos, porque si la supuesta alcalinidad y la afinidad toleítica que indica su localización en los diagramas, son correctas—éstos deben ponerse en evidencia, de tal forma que se materialicen o visualicen. Ésta es la razón por la que se utilizó un diagrama apropiado para rocas alcalinas, en el que se resalta el carácter químico y la afinidad planteados. En este caso, el diagrama de Le Bas y colaboradores (1986) materializa dichos aspectos, y los puntos representativos de estas rocas ocupan posiciones muy cercanas al límite entre el campo de las rocas calcialcalinas (andesitas) y el de las alcalinas (traquiandesitas). Su evolución describe una trayectoria aparentemente paralela a dicho límite (Figura 17), lo cual explica la ligera alcalinidad adquirida por el magma que las produjo, al asimilar material preexistente; ésta es la causa por la que los diferentes puntos que las representan, se distribuyen en ambos lados de dicho límite. Ahí mismo, la muestra (LR-9) nuevamente es la excepción; se ubica en el campo de los basaltos, confirmando la naturaleza basáltica del magma que la originó y la posible coexistencia de dos caracteres químicos en las rocas de la zona.

Estos argumentos permiten establecer que la naturaleza química definida por estas rocas (Figuras 15 y 17), es producto de los mecanismos que intervinieron durante el ascenso del magma a través de la litosfera (contaminación por material preexistente). Fenómeno que aparentemente es producto de un ambiente tectónico combinado de naturaleza compresiva y extensional que ha estado activo en la zona, ya que se observa un comportamiento semejante al descrito en todas las rocas de la región.

Resumiendo, los aspectos y características anteriores permiten interpretar que las rocas de esta región son producto de una evolución interferida o gobernada por la combinación de dos mecanismos; uno atribuible a las condiciones propias de un margen continental activo actual (Figura 16); y el otro, producto de las condiciones creadas por una fracturación profunda de la corteza (Figura 14). Estos procesos justifican la contaminación del magma original y permiten explicar los altos valores en el contenido de óxidos de metales alcalinos que presentan (Figura 17). También, materializan con claridad la naturaleza basáltica del magma que produjo la roca (LR-9) y la influencia que ejerció la fracturación profunda de la litosfera en los magmas que originaron este grupo de rocas. Como confirmación de lo anterior, la roca (LR-9) es pobre en óxidos de metales alcalinos (4.31%), su contenido de potasio es bajo (0.51%; Tabla 1), y se caracteriza por una petrografía que

sugiere y sustenta una afinidad química toleítica que se materializa en las Figuras 15 y 17.

La ambigüedad o contradicción que pudiera surgir se despeja con la Figura 16; son rocas que pertenecen a un margen continental activo, lo cual conduce a pensar que el magma que dio origen a estas rocas, probablemente se generó en el manto que yace bajo la superficie estudiada, dado que las peculiaridades presentadas por estas rocas, sólo pueden atribuirse a un mecanismo híbrido, producto de la combinación de dos ambientes tectónicos que actuaron y actúan en la zona estudiada.

Dichos mecanismos aparentemente son un producto posterior a los acontecimientos de reorganización litosférica del SW mexicano, debido a que las características y comportamiento químico de las rocas antes descritas son semejantes. Su influencia en los magmas quedó registrada con la ubicación de las mismas en el campo de las rocas toleíticas (Figura 15), y por lo que se interpreta de los datos reunidos, es un aspecto que las caracteriza. La alteración en la composición inicial del magma por asimilación de material cortical, explica los valores altos en óxidos de metales alcalinos que contienen. Además, parece que estos mecanismos se iniciaron desde el Mioceno, y han estado activos o han intervenido, en la generación de los magmas de las diferentes épocas de actividad eruptiva en la zona. Es decir, las condiciones creadas por ellos, jugaron un papel importante en la producción de los magmas, el emplazamiento y la edificación de los aparatos volcánicos que expulsaron las rocas y los productos que existen en la región. En particular, los magmas que alimentaron los aparatos cineríticos atribuidos al Pleistoceno-Holoceno son producto de una birrelación íntima entre los dos procesos, un ambiente compresivo o de subducción y uno tensional, con una fracturación profunda de la corteza continental. Aparentemente, el magma se genera cuando ocurre la descompresión de la zona, como se aprecia de la ubicación de las muestras en el campo toleítico (Figura 15), pero, a su vez, es innegable la íntima relación que estas rocas tienen con el margen en subducción del sur de México; proceso que gobierna el origen de los magmas (Figura 16). La combinación de los mecanismos tectónicos mencionados, produce un proceso híbrido que imprime características propias y particulares de él, que son consignadas en la petrografía y química de las rocas de la región.

REFLEXIONES GEOLÓGICO-TECTÓNICAS

Estructuralmente, la superficie estudiada se ubica entre el sistema diagonal de orientación NE-SW—que se extiende del lago de Cuitzeo, Estado de Michoacán, hasta el flanco occidental de la Sierra Madre Oriental, Estado de Hidalgo—y el sistema Morelia-Acambay de orientación E-W (Quintero-Legorreta y Suter, 1992; Suter *et al.*, 1992). Estos rasgos tectónicos delimitan burdamente una cuña de orientación NE-SW (Figura 2), que aparentemente forma un pilar tectónico

(*horst*), que en su parte meridional está bien definido, por lo que se conoce como el *graben* de Acambay, y en la parte nororiental se materializa con las múltiples fallas que afectan lo que se ha nombrado en este artículo campo basáltico Tecozautla. Dicha cuña o bloque contiene, en su parte centrooriental, la superficie y estructuras volcánicas mencionadas en este estudio (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996). Aparentemente, son los elementos estructurales más importantes que existen en la zona y han desempeñado un papel fundamental en el vulcanismo de la misma.

Sin embargo, las descripciones estructurales que existen sobre este pilar son puntuales y escasas, pero permiten percibir que son prácticamente semejantes a las de otras partes del Arco Volcánico Transmexicano. Es decir, son bloques limitados por fallas normales que originan un relieve escalonado (*tilted blocks*), a uno y otro lado de los sistemas regionales que lo forman; dado que hasta la estructura mejor definida—*graben* de Acambay—en su interior contiene este tipo de bloques, la continuidad de este último hacia el oriente es imprecisa, porque su prolongación vagamente puede relacionarse con las fracturas o lineamientos localizados dentro y en la parte meridional de la zona cartografiada; aspecto que no ocurre en la parte septentrional de la cuña, donde las fallas normales del sistema diagonal se inclinan ligeramente hacia el sur y tienen continuidad hasta el flanco occidental de la Sierra Madre Oriental (Silva-Mora y Córdoba-Méndez, 1996).

En apariencia, el papel que juegan estos sistemas en el emplazamiento y evolución de las estructuras volcánicas de la región es importante, en particular para el campo basáltico Tecozautla, localizado a escasos 15 km del centro de la caldera de Huichapan, y a 45 km al norte de la superficie estudiada. También debe mencionarse que existen rasgos asociados a la caldera que son parte o segmentaron y desplazaron a los de dicho sistema, al norte de la misma. Lo anterior permite afirmar que el sistema diagonal ha estado activo, por lo menos desde que inició el emplazamiento de basaltos (7.7 ± 0.1 Ma; Suter *et al.*, 1995) en la zona.

Ahora bien, como se menciona al principio de este artículo, las rocas analizadas forman parte de los últimos períodos de actividad eruptiva, que son tres identificados plenamente en el Estado de Hidalgo, aunque las edades obtenidas en sus productos permiten reconocer siete episodios. Los tres períodos identificados, que tienen diferentes grados de explosividad, son resumidos a continuación:

El episodio inicial en la región estudiada, se caracteriza por la emisión de derrames de lava basáltica, andesítica y dacítica; vulcanismo que incrementa paulatinamente su explosividad, dando origen a estructuras de grandes dimensiones, cuya parte basal presenta intercalaciones más ácidas, y en su parte media formaron derrames de ceniza y de fragmentos que forman los flancos de los volcanes más antiguos (Decandejé, Xithí y La Joya [Figura 2]). Estructuralmente, son estratovolcanes que tienen un flanco

destruido, en apariencia, por la etapa final, característica que es común en la zona para los edificios volcánicos de este período. En ellos, es evidente un fallamiento mucho más joven que los afectó, dando origen a bloques inclinados con dirección diferente. La presencia de fallamiento más antiguo no es clara, por lo cual el que existe se relaciona con la dinámica litosférica más reciente. La edad que se deduce con las muestras fechadas hasta hoy en la región, en las poblaciones cercanas de Puerta de Palmillas, El Salto y San Joaquín (Albarrán-Jacobo, 1986), marcan un período de 15 a 7 Ma, que tuvo un carácter bimodal en su parte final (Nichols, 1970), como se deduce de los datos radiométricos con que se cuenta. Por lo tanto, es razonable considerar que el evento que emplazó los volcanes y lavas de este período, ocurriera entre el Mioceno medio y superior.

El segundo episodio eruptivo en la zona, está representado por rocas piroclásticas y lavas; las primeras representan un vulcanismo explosivo, cuyos productos están relacionados con el emplazamiento y evolución de estructuras en forma de caldera en la región (Amealco y Huichapan). La composición química de estos depósitos, corresponde a rocas calcialcalinas con grandes valores en su contenido de óxidos de metales alcalinos, no atribuibles a una naturaleza alcalina inicial en los magmas que los originaron. Sin embargo, aparentemente son producto de un ambiente tectónico “híbrido” que se materializa con la variación que describen (Figuras 15, 16 y 18). Los puntos representativos de estas rocas quedan en el campo de las traquiandesitas y de las riolitas (Figura 18), describiendo una variación química que sugiere procesos de diferenciación magmática y contaminación que ocurrieron en las cámaras magmáticas que alimentaron tales calderas. Los valores de óxidos de metales alcalinos, dispersión y comportamiento de los puntos que las representan, permiten afirmar que son rocas ligeramente alcalinas, pero no hay duda que pertenezcan a un vulcanismo calcialcalino relacionado con la subducción (Figura 16). Estructuralmente, son aparatos que se ajustan al modelo evolutivo propuesto por Smith y Bailey (1966), debido a que la sobreposición de las diferentes facies petrológicas que los forman, sugiere que éstas deriven de una cámara magmática zonificada. Desde el punto de vista regional, estas calderas se emplazaron o están relacionadas con la intersección de fallas regionales de orientación NW-SE y N-S, que son las estructuras más antiguas; son fallas preexistentes, pero también existe un fallamiento más joven que las intercepta y afecta; su orientación NE-SW, E-W corresponde al evento de fallamiento que se inició durante el Plioceno tardío. La dirección NE-SW, no obstante, contiene elementos que indican o sugieren una reactivación de ellas, por lo que pudieran tener una edad mayor (?). Las primeras direcciones materializan la orientación que tiene el sistema de fallas conocido como San Miguel de Allende-Taxco (Demant, 1978, 1981), que incluye la caldera de Amealco en su parte media, y el Nevado de Toluca en su prolongación hacia el sur. Asimismo, la dirección que definen los grandes estratovolcanes mexicanos Popocatepetl e

Iztaccíhuatl, en su prolongación hacia el norte, pasa a escasos 16 km al occidente de la caldera de Huichapan; la expresión más cercana de esta dirección se materializa con el *graben* de Yexthó (Milán-Valdez y Herrera-Franco, 1987), y el volcán Nopala, localizado en el flanco occidental de dicha caldera, que en términos generales son los rasgos de las estructuras más próximas que podrían haber favorecido su emplazamiento. La edad de estas estructuras abarca un lapso bastante amplio: los datos radiométricos reunidos en las ignimbritas que emitieron, varían entre 4.6 y 3.4 Ma.

La segunda parte de este episodio eruptivo tiene un carácter efusivo con la emisión de andesita que, al principio, emplaza grandes edificios como los volcanes Nopala y Ñadó, que son seguidos por la edificación de aparatos de menor talla, pero del mismo tipo. Las características petrográficas de las lavas de estos volcanes permiten afirmar que son rocas que varían de basaltos a andesitas, y las que fueron analizadas tienen naturaleza química calcialcalina (Figura 17). Aparentemente, la dirección que favoreció el emplazamiento de los volcanes durante el Plioceno, corresponde a la de las fallas regionales preexistentes, porque el volcán Nopala está formado por la coalescencia de tres aparatos, que definen una dirección N 7° E. Tal orientación no necesariamente es la que favoreció su emplazamiento, dado que es común que los volcanes de este período presenten efectos de la tectónica pliocénico-cuaternaria (Silva-Mora, 1979, 1991); sin embargo, la carencia de datos radiométricos para ubicar la edad del vulcanismo, induce a interpretarlo con base en su morfología y en las relaciones que sus productos tienen con otras rocas de la región. Estos elementos permiten considerar su desarrollo durante el Plioceno medio y tardío, y es posible que tengan fases más jóvenes que ocurrieran durante el Pleistoceno(?).

Es importante mencionar, antes de describir el último episodio, que algunas fases de este vulcanismo fueron acompañadas por la emisión de cenizas que se depositaron en un ambiente lacustre, otras fueron erosionadas y redepositadas, asociándose con algunos horizontes clásticos—arenas y gravas—que marcan períodos de tranquilidad volcánica y actividad tectónica en la zona. Su edad, determinada en 3 Ma, tiene como base los elementos fósiles que contienen estas cenizas del Plioceno; no obstante, existe también la posibilidad de que la base de esta secuencia contenga capas más antiguas (Carranza-Castañeda, 1995, comunicación personal). A su vez, la cima de estos depósitos puede ser más joven—Pleistoceno-Holoceno.

Por último, en la superficie cartografiada, el tercer evento o episodio eruptivo está representado por la instalación de un gran número de volcanes cineríticos, relativamente pequeños, formados por lavas, escorias y cenizas, así como domos de lava de composición andesítica y riolítica, cuyos derrames y cenizas se intercalan con las lavas básicas que fueron emitidas por los volcanes monogenéticos. Estos últimos describen direcciones o alineaciones que son producto de la dinámica litosférica actual; comúnmente definen una orientación de burda dirección E-W.

Las que se puede identificar con los volcanes de la zona son N20°W y N57°E, materializando la existencia de una fracturación que favoreció su emplazamiento. Por otra parte, los domos de lava en general definen una dirección N48°E y N40°W, que corresponden a las nuevas y viejas direcciones producto de la tectónica que afecta y afectó a la región.

Aun cuando los datos químicos existentes sobre la naturaleza composicional de estas rocas todavía no son representativos, los conocidos sugieren que este tipo de vulcanismo está relacionado con material magmático derivado del manto inferior, y así lo sugiere su localización en el campo de las rocas toleíticas (Figura 15). Sin embargo, esto sólo podrá definirse cuando se obtenga valores de los elementos en indicio que contienen. Actualmente se puede decir que estas rocas tienen una naturaleza química propia de las de un margen continental activo. Su edad tiene como base la frescura de sus rocas y la morfología también definida que presentan estos aparatos; por esto son considerados del Pleistoceno-Holoceno.

AGRADECIMIENTOS

Los resultados de este artículo son parte del proyecto “Evolución y petrogénesis de las rocas volcánicas de la zona Tula-Polotitlán”, y su realización fue posible gracias al apoyo económico del CONACYT, a la infraestructura del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, y al apoyo del Instituto de Geología de la UNAM, instituciones a las que el autor expresa su gratitud y reconocimiento, sin olvidar a las personas que directa o indirectamente aportaron sugerencias y revisaron críticamente el documento original, lo que contribuyó a mejorar su presentación final.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1993, The Amealco caldera, Querétaro, Mexico—geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, University of Texas at Austin, disertación doctoral, 401 p. (inérita).
- , 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 1, p. 10–51.
- Albarrán-Jacobo, Jorge, 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica, Proyecto de exploración (apéndice petrográfico, geocronométrico y fotográfico), Proyecto C-2006, 44 p.
- Alonso-Espinosa, Héctor, 1960, La energía geotérmica en México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 133 p. (inérita).
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3,513–3,536.
- Ballina-López, H.R., 1982, Estudio gravimétrico de la zona geotérmica de Pathé, Hidalgo: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, s/p (inérito).
- Bigorra-Pimentel, E., 1982, Proyecto geotérmico Taxidó, Hidalgo: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, s/p (inérito).

- Cantagrel, J.M., y Robin, Claude, 1979, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relation between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99–114.
- Carrasco-Núñez, Gerardo, 1988, Geología y petrología de los campos volcánicos de Los Azufres (Mich.), Amealco y El Zamorano (Qro.): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de maestría, 148 p. (inédita).
- Carrillo-Martínez, Miguel, y Suter, Max, 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Libro guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro, p. 1–20.
- 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*, 528 p.
- Cedillo-Rodríguez, Fidel, 1975, Estudio geohidrológico de los valles de Tecozautla-Huichapan, Estado de Hidalgo: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 35 p. (inédita).
- Cervantes-Borja, J.F., y López-Recéndez, Rubén, 1972, Investigación geomorfológica de la cuenca del río Alfajayuca, Estado de Hidalgo: México, D.F., Secretaría de Recursos Hidráulicos, Dirección General de Manejo de Cuencas, Dirección Usos de Agua y Prevención a la Contaminación, Informe interno, s/p (inédito).
- CETENAL, 1975a, [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.
- 1975b, [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.
- De Anda-Flores, L., 1956, El campo de energía geotérmica en Pathé, Estado de Hidalgo, México: México, D.F., *International Geological Congress*, 20, p. 257–283.
- 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 Transmexicain—Étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: *Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix Marseille*, disertación doctoral, 259 p. (inédita).
- 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, A.G., 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano: *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, p. 117–156.
- Geyne, A.R.; Fries, Carl, Jr.; Segerstrom, Kenneth; Black, F.R.; y Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: México, D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación 5E, 220 p.
- Herrera-Franco, J.J., y Milán-Valdez, Marcos, 1981, Estudio geológico de las zonas geotérmicas de Yexthó, Pathé y Taxidó, estados de Hidalgo y Querétaro: Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, p. 13–81 (inédito).
- Hildreth, Wes, 1981, Gradients in silicic chambers—implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10,153–10,192.
- Kiyokawa, Motomu, ed., 1981, Geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico, phase II: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales (México), Metal Mining Agency of Japan and Japan International Cooperation Agency, 194 p. (inédito).
- 1982, Report on geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico, phase III: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales (México), Metal Mining Agency of Japan and Japan International Cooperation Agency, 121 p. (inédito).
- Kuno, Hisahi, 1959, Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas: *Bulletin of Volcanology*, v. 20, p. 37–76.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeis, A.; y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745–750.
- López-R., A., y Campos-Enríquez, J.O., 1982, Estudio geotérmico de la zona geotérmica de Pathé y Yetoy, estados de Hidalgo y Querétaro: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, s/p (inédito).
- Maciel-Flores, Roberto, 1982, Estudio geológico de las zonas geotérmicas de Pathé y Yetoy, estados de Hidalgo y Querétaro: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe interno 4.6, 82 p. (inédito).
- Milán-Valdez, Marcos, 1982, Aplicación del estudio geológico de las zonas geotérmicas de Yexthó, Pathé y Taxidó, estados de Hidalgo y México: Comisión Federal de Electricidad, Informe interno, p. 68–83 (inédito).
- Milán-Valdez, Marcos; Carrasco-Núñez, Gerardo; y Verma, S.P., 1987, Geología y geoquímica de la caldera de Huichapan: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 50 Aniversario de la creación de la carrera de Geología, Memorias, p. 66 (resumen).
- 1988, Muestreo y resultados preliminares del estudio petrológico transversal al Cinturón Volcánico Mexicano: *Geomimet*, v. 151, p. 18–34.
- 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, núm. 1, p. 31–39.
- Milán-Valdez, Marcos; Yáñez-García, Camilo; Navarro-L., Ignacio; 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.
- Muir, I.D., y Tilley, C.E., 1964, Basalt from the northern part of the Rift zone of the Mid-Atlantic ridge: *Journal of Petrology*, v. 5, p. 409–434.
- Navarro-L., Ignacio, 1992, Balance petrológico de rocas volcánicas de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 61 p. (inédita).
- Nichols, C.R., 1970, The geology and geochemistry of the Pathé geothermal zone, Hidalgo, Mexico: Oklahoma, The University of Oklahoma, disertación doctoral, 177 p. (inédita).
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1992, El evento magmático "Balsas" (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur, México: Congreso Geológico de España, 3, y Congreso Latinoamericano de Geología, 7, Universidad de Salamanca, España, Actas, p. 221–224.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63–81.
- 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, Congreso Geológico de España, 3, y Congreso Latinoamericano de Geología, 7, Salamanca, España, Actas, t. 4, p. 221–225.
- Robin, Claude, 1982, Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique; application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain (Axe Transmexicain et Province Alcaline Orientale): *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont Ferrand II, Géologie, Minéralogie*, v. 70, 503 p.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1984, Cenozoic vulcanism of the Toluca-Amealco region, central Mexico: Londres, University of London, Imperial College of Science and Technology, tesis de maestría, 275 p. (inédita).
- Segerstrom, Kenneth, 1961, Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noroeste 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 north-eastern Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 1104-C, p. 87–149.
- Schilt, F.S.; Karig, D.E.; y Truchan, Marek, 1982, Kinematic evolution of the northern Cocos Plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 2,958–2,968.
- 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. (inérita).
- 1988, Algunos aspectos de los basaltos y andesitas cuaternarios de Michoacán oriental: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 7, núm. 1, p. 89–96.
- 1989, Esquema magmático de la Sierra Madre Oriental en la región de Zimapán-Jacala-El Realito, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre geología regional de México, 3, México, D.F., Memoria, p. 74–77 (resumen).
- 1991, La caldera de Huichapan o del Astillero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones 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, Libreto-guía, 18 p.
- Silva-Mora, Luis, y Córdoba-Méndez, D.A., 1996, Vulcanismo explosivo al norte y oeste de la ciudad de Tula, Estado de Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 52–64.
- Simons, F.S., y Mapes-Vázquez, Eduardo, 1956, Geology and ore deposits of the Zimapán mining district, State of Hidalgo, Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 284, 128 p. Publicado también en español como Boletín 40 (1957) del Instituto Nacional de Investigación de Recursos Minerales (México).
- Smith, R.L., y Bailey, R.A., 1966, The Bandelier Tuff—a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers: *Bulletin of Volcanology*, v. 29, p. 83–104.
- 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—the Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, pte. 1, p. 11,983–11,993.
- Suter, Max; Carrillo-Martínez, Miguel; y Quintero-Legorreta, Odranoel, 1995, Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 27, p. 419 (resumen).
- Yáñez-García, Camilo, 1984, Exploración geológica de la caldera de Huichapan, Estado de Hidalgo: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, Resúmenes, p. 171–173 (resumen).

Manuscrito recibido: 26 de febrero de 1996.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 18 de octubre de 1996.

Manuscrito aceptado: 25 de octubre de 1996.