

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN PALO HUÉRFANO, GUANAJUATO, MÉXICO

José Antonio Pérez-Venzor¹,
José Jorge Aranda-Gómez²,
Fred McDowell³ y
José Gregorio Solorio-Munguía²

RESUMEN

El campo volcánico San Miguel de Allende (CVSMA) está formado por cuatro estratovolcanes mayores: Palo Huérfano, La Joya, San Pedro y El Zamorano, y por varios volcanes menores. El CVSMA contiene los estratovolcanes miocénicos (~16-11 Ma) más septentrionales de la Faja Neovolcánica Transmexicana (FNT) hasta ahora documentados.

El complejo volcánico Palo Huérfano (CVPH) se ubica al sur de San Miguel de Allende y comprende las siguientes estructuras: volcán Palo Huérfano (VPH), y los domos Cerro Colorado, El Pilón y Elvira. El edificio principal (VPH) tiene una base casi circular con diámetro de ~12 km y está coronado por un amplio (~4 km) cráter en forma de herradura abierto hacia el SW. La altura máxima actual del VPH excede los 700 m sobre las planicies circundantes. En el lado oriental del VPH, existe el domo Cerro Colorado, que precedió la formación del edificio principal.

El CVPH yace discordantemente sobre: (1) sedimentos marinos y un plutón tonalítico del Mesozoico; y/o (2) la ignimbrita riolítica El Obrero (~29 Ma). Al occidente del volcán aflora la andesita Allende (~11 Ma), que a diferencia de las rocas con fenocristales abundantes de plagioclasa del CVPH, sólo contiene fenocristales de minerales ferromagnesianos. Se cree que la andesita Allende haya antecedido la formación del VPH.

Con base en la mineralogía de las rocas, y en su asociación con estructuras volcánicas distintas, las rocas del CVPH fueron divididas en dos secuencias. La secuencia Cerro Colorado (~16 Ma) está formada principalmente por dacitas con plagioclasa + biotita + cuarzo + opacos ± hornblenda ± hiperstena. La secuencia Palo Huérfano (≤11 Ma) está constituida principalmente por andesitas que contienen fenocristales de plagioclasa + hiperstena + opacos ± augita.

En el área del CVPH se observa cambios marcados en la geología regional. Al norte, en la Mesa Central, predominan rocas volcánicas félsicas del Oligoceno medio cortadas por dos juegos de fallas normales de orientación NW-SE y NE-SW. Al sur, en la FNT, dominan afloramientos de andesitas del Cenozoico tardío (Mioceno-Cuaternario) cortadas por fallas normales con dirección ENE. En el área del CVPH, fueron cartografiadas las fallas San Miguel de Allende (~N-S) y Alcocer-La Estancia (N80°E), siendo la primera anterior a la formación del VPH y la segunda posterior a éste. Se cree que la falla San Miguel de Allende forme parte del conjunto de estructuras conocidas como el sistema Taxco-San Miguel de Allende. Los datos aquí presentados sugieren que el sector septentrional del sistema haya estado inactivo desde finales del Mioceno medio.

Palabras clave: Vulcanismo, Guanajuato, México.

ABSTRACT

The San Miguel de Allende Volcanic Field (SMAVF) is formed by four major composite volcanoes: Palo Huérfano, La Joya, San Pedro and El Zamorano, and by several smaller volcanoes. The oldest (~16-11 Ma) stratovolcanoes of the northern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt occur in the SMAVF.

The Palo Huérfano volcanic complex (PHVC) is located immediately south of San Miguel de Allende. It is formed by the Palo Huérfano volcano (PHV) and the Cerro Colorado, El Pilón and Elvira domes. The main structure (PHV) has an almost circular base, with an approximate diameter of 12 km and it is topped by a large (~4 km) horseshoe-shaped crater that is open towards the SW. The present maximum height of the volcano exceeds 700 m. On the eastern flank of the PHV, is the Cerro Colorado dome, which preceded the formation of the main structure.

The PHVC unconformably overlies (1) Mesozoic marine sediments and plutonic rocks, and/or (2) the rhyolitic ignimbrite of El Obrero (~29 Ma). Exposed west of the volcano is the Allende andesite (~11 Ma). Its lithology contrasts sharply with that of the PHVC in that it only contains ferromagnesian minerals as phenocrysts, whereas the PHVC lavas carry abundant plagioclase phenocrysts. It is believed that the eruption of the Allende andesite preceded the building of the PHV.

The rocks of the PHVC are grouped in two sequences differing in their mineralogy and association to different volcanic structures. The Cerro Colorado sequence (~16 Ma) is mostly formed by dacites with the phenocryst mineralogy: plagioclase + biotite + quartz + opaque minerals ± hornblende ± hypersthene. The rocks of the Palo Huérfano sequence (≤11 Ma) are mainly andesites with phenocrysts of plagioclase + hypersthene + opaque minerals ± augite.

The regional geology changes markedly in the area of the PHVC. Immediately north is the Mesa Central, where the outcrops are dominated by Oligocene felsic volcanic rocks cut by two sets of normal faults, oriented NW-SE and NE-SW. South of the complex the region is covered by late Cenozoic (Miocene-Quaternary) andesites that are cut by ENE trending normal faults. At or near the PHVC are the San Miguel de Allende (~N-S) and Alcocer-La Estancia faults (N80°E). The first structure is older than the PHV and the second one is younger.

The San Miguel de Allende fault belongs to the structural trend known as the Taxco-San Miguel de Allende System. Our data suggest that the northwestern sector of the system has remained inactive since the latest part of the middle Miocene.

Key words: Volcanism, Guanajuato, Mexico.

¹ Universidad Autónoma de Baja California Sur, Departamento de Geología Marina, Apartado Postal 19-B, La Paz, B.C.S. 23080, México.

² Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto. 36000, México.

³ Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin, Austin, TX 78712, U.S.A.

INTRODUCCIÓN

En la región situada entre San Miguel de Allende, Estado de Guanajuato, y el poblado de Colón, Estado de Querétaro, e inmediatamente al norte de El Bajío, existe un grupo de centros volcánicos* que aquí se llamará campo volcánico San Miguel de Allende (CVSMA), por ser esta ciudad la población más importante en el área. Dentro del CVSMA se distingue claramente cuatro centros volcánicos (Figura 1), caracterizado cada uno por la presencia de un volcán mayor asociado a centros de emisión (*volcanic vents*) periféricos más pequeños, como domos y conos de escoria y lava. En este estudio se referirá a los centros volcánicos del CVSMA, como Palo Huérfano (CVPH), La Joya (CVLJ), San Pedro (CVSP) y El Zamorano (CVEZ), con base en la toponimia empleada por DEGETENAL (1977) para las estructuras mayores.

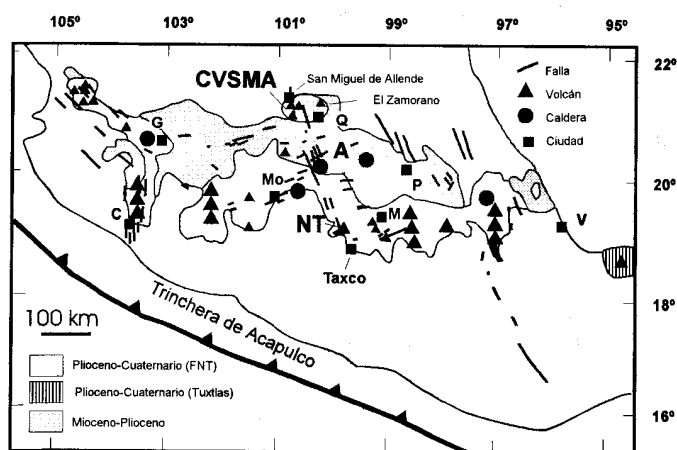


Figura 1. Límites aproximados de la Faja Neovolcánica Transmexicana (FNT) y distribución de las rocas volcánicas del Plioceno-Mioceno y del Plioceno-Cuaternario (Nixon *et al.*, 1987). También se muestra los sistemas principales de fallas en la FNT. Clave: CVSMA = campo volcánico San Miguel de Allende; A = caldera de Amealco; NT = Nevado de Toluca; C = Colima; G = Guadalajara; Mo = Morelia; M = México; P = Pachuca; Q = Querétaro y V = Veracruz. Modificado de Aguirre-Díaz (1993).

El CVSMA está ubicado en el límite entre la Mesa Central y la Faja Neovolcánica Transmexicana. Los estratovolcanes del CVSMA presentan rasgos morfológicos característicos de edificios volcánicos en un estado moderadamente avanzado de erosión, y la única edad radiométrica hasta ahora publicada de uno de ellos (CVEZ) es de aproximadamente 11 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989), por lo que se considera que el CVSMA sea considerablemente más antiguo que algunos de los volcanes mejor preservados de la FNT, como los cerros La Gavia y Culiacán (K-Ar \approx 2.2 Ma; Ban *et al.*, 1992), situados inmediatamente al SW (Figura 2).

El CVSMA se localiza cerca de la convergencia de tres grandes sistemas de fallas: (1) Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978; Mooser, 1972), en el que también están ubica-

dos la Caldera de Amealco y el Nevado de Toluca (Figura 1), y que tiene una orientación, dependiendo de la región, de entre N25°W y N-S; (2) Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990), con rumbo aproximado de N80°E; y (3) El Bajío (Aranda-Gómez *et al.*, 1989), orientado N50°W, y que en el área separa a la Mesa Central de la Faja Neovolcánica. Se cree que estos alineamientos estén relacionados con estructuras más antiguas (Demant, 1978, 1981; Johnson y Harrison, 1990; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1995), las cuales fueron reactivadas durante el Cenozoico tardío y algunas continúan activas (*e.g.*, el sistema Chapala-Tula; Suter *et al.*, 1992, 1995a, b; Suter, 1995). En las inmediaciones del CVPH (Lámina 1) puede observarse claramente las trazas de las fallas San Miguel de Allende (~N-S) y Alcocer-La Estancia (N80°E), y por sus orientaciones, se consideró que la primera estructura pertenece al sistema Taxco-San Miguel de Allende y la segunda al Chapala-Tula.

El CVPH, tema central de este estudio, reviste una importancia particular porque, junto con los otros volcanes del CVSMA (Figuras 1 y 2), es uno de los conos compuestos más antiguos hasta ahora documentados del extremo septentrional de la FNT. Varios investigadores (Nixon *et al.*, 1987; Pasquarè *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1994) han resaltado la existencia de afloramientos extensos de rocas miocénicas en el extremo septentrional de la FNT y el dominio de las rocas pliocénico-cuaternarias en el extremo meridional del arco (Figura 2). Luhr y Carmichael (1990) señalaron que en algunas de las grandes cadenas de estratovolcanes de la FNT, como el Nevado-Volcán de Colima, hay evidencia de migración de los focos magmáticos de norte a sur, estando los volcanes más antiguos en el extremo septentrional de las cadenas. Argumentos similares fueron aplicados a las rocas pliocénico-cuaternarias de la parte occidental de la FNT por Delgado-Granados y colaboradores (1995). En virtud de estas observaciones, es razonable suponer que los estratovolcanes del CVSMA representen algunas de las primeras manifestaciones magmáticas centrales de la FNT.

El objetivo principal de este artículo es describir en grandes rasgos la geología del CVPH, su entorno regional y local, y definir las relaciones espacio-temporales entre el fallamiento y el volcanismo en el límite occidental del CVSMA.

MARCO GEOLÓGICO

Por sus características litológicas, medio ambiente de depósito y edades, las rocas que afloran en los alrededores de San Miguel de Allende pueden dividirse en dos grandes paquetes, que informalmente serán llamados: "complejo basal" (Figura 2, Mvs) y "sobrecubierta" (Figura 2, Tof-Csc). El complejo basal es del Mesozoico-Terciario temprano y está formado por rocas de origen marino, metamorfoseadas e intensamente deformadas por compresión, y por cuerpos intrusivos de composiciones y edades diversas (Ortiz-Hernández *et al.*, 1990). La sobrecubierta cenozoica descansa discordantemente sobre el complejo basal y consiste en sedimentos clásticos continentales y rocas volcánicas subaéreas, que sólo han expe-

* Los términos *centro volcánico*, *campo volcánico*, *volcán* y *centro de emisión volcánica* son empleados conforme al esquema sugerido por Fisher y Schmincke (1985).

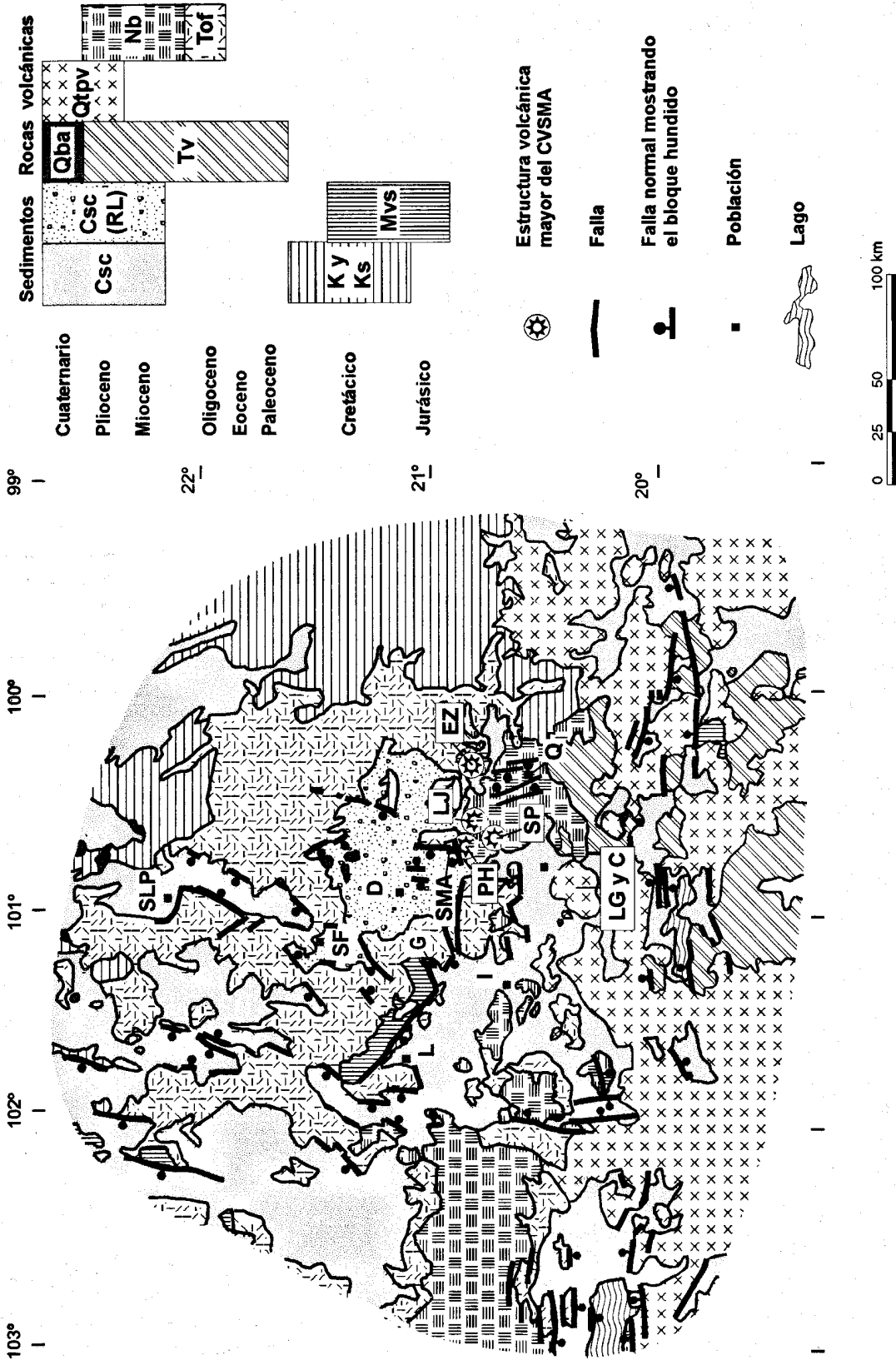
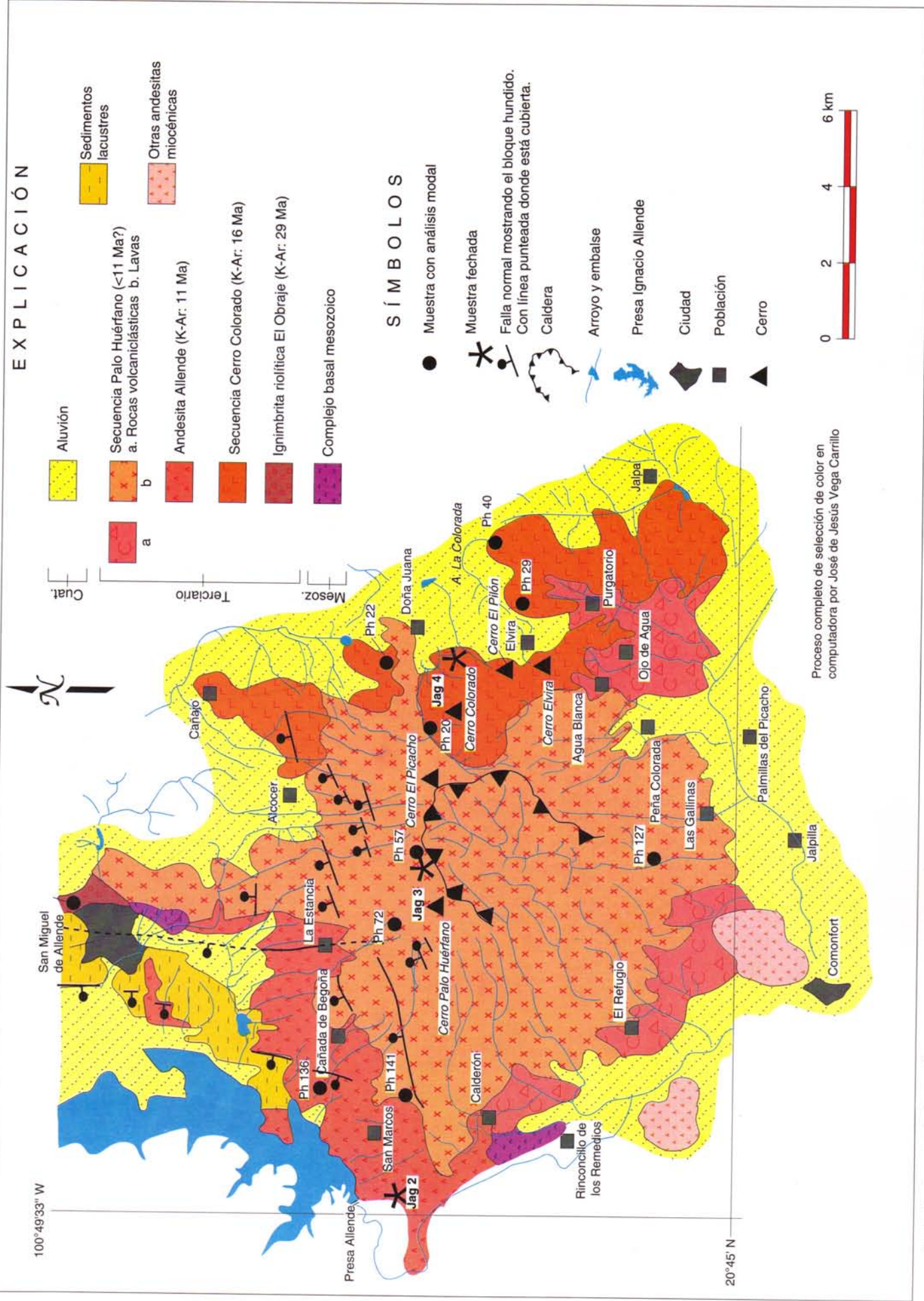


Figura 2. Mapa geológico generalizado del sector central de la FNT y de la porción meridional de la Mesa Central, que muestra la ubicación de los volcanes principales del CVSMA (PH = Palo Huérfano, EZ = El Zamorano, LJ = La Joya, y SP = San Pedro). También se señala la ubicación de la cuenca fluvio-lacustre del río Laja (Csc (RL) y C). Los sistemas regionales de fallas que confluyen en la región. Al suroeste del CVSMA, están ubicados los cerros La Gavia y Culliacán (LG y C). Nótese el marcado contraste en la trama estructural entre la FNT y la Mesa Central. El Bajío es una amplia llanura en la que se encuentran las ciudades de Irapuato (I) y Celaya (C). Otras poblaciones localizadas en el mapa son: León (L), San Miguel de Allende (SMA), Dolores Hidalgo (D), San Felipe (SF) y San Luis Potosí (SLP). Clave de las unidades cronoestratigráficas: Csc = Cenozoico sedimentario continental; Csc (RL) = gravas, arenas y sedimentos lacustres de la cuenca del río Laja; Qba = basaltos alcalinos del Cuaternario; Qtpv = andesitas pliocénico-cuaternarias; Tv = rocas volcánicas del Neógeno; Tof = andesitas del Terciario; Nb = andesitas del Terciario; K y Ks = sedimentos marinos del Cretácico; Mvs = secuencia marina volcanosedimentaria del Mesozoico. Modificado de Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1992), Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) y Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1992).



MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DEL VOLCÁN PALO HUÉRFANO, GUANAJUATO

rimentado tectónica extensiva y que en algunos lugares están basculadas ligeramente.

El CVSMA se encuentra en un área donde se observa un marcado cambio en la geología regional. Inmediatamente al norte de él, predominan rocas volcánicas félsicas del Oligoceno medio (Figura 2, Tof), relacionadas genéticamente con la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental; al sur, las rocas más comunes son andesitas del Terciario superior y/o del Cuaternario, consideradas como parte de la FNT (Figura 2, Nb, Tv y Qtpv). Justo en la región donde sucede este cambio, se encuentra expuesto, con rumbo NW-SE, un cinturón estrecho del complejo basal (Figura 2, Mvs), desconociéndose hasta ahora afloramientos de estas mismas rocas en las regiones aledañas situadas hacia el norte o sur.

El complejo basal (Aptiano; Chiodi *et al.*, 1988; Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987) aflora principalmente en lo que se ha llamado sierra de Guanajuato (*e.g.*, Martínez-Reyes, 1992) y está formado por: (1) metasedimentos calcáreos, pelíticos y psamíticos; (2) lavas y rocas piroclásticas submarinas, predominantemente basálticas y, en algunas ocasiones, félsicas (queratófidos), metamorfoseadas a facies de esquistos verdes; y (3) cuerpos plutónicos de composición ultramáfica a félsica. En algunos lugares sobre el complejo basal, descansa discordantemente una secuencia de lechos rojos continentales (*i.e.*, Conglomerado Rojo de Guanajuato; Edwards, 1955), y en otros, rocas volcánicas intermedias a félsicas del Terciario medio, genéticamente relacionadas con la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental.

En la parte de más altura de la cuenca del río Laja, entre San Miguel de Allende, Dolores Hidalgo y San Felipe, hay afloramientos extensos de grava y arena (Figura 2, CsC[RL]) que en algunos lugares muestran intercalaciones de sedimentos lacustres y varios niveles de rocas volcánicas. Su edad precisa es incierta, y los únicos sitios en los que se ha desarrollado trabajo detallado es al norte de San Miguel de Allende, donde están las localidades fosilíferas del Henfiliano e Irvingtoniano estudiadas por Carranza-Castañeda (1987). Por otro lado, Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1994) y Nieto-Samaniego y colaboradores (1996) documentaron gravas similares intercaladas con ignimbritas riolíticas y edades radiométricas (K-Ar) de aproximadamente 25 Ma en las cercanías del *graben* de El Rodeo, en la parte occidental de la cuenca del río Laja (Figura 2).

En la base del CVPH (Lámina 1) afloran rocas del complejo basal mesozoico (Chiodi *et al.*, 1988) y la ignimbrita riolítica El Obraje, del Oligoceno medio (K-Ar = 28.6 ± 0.7 Ma), unidad llamada Cañada de la Virgen por Nieto-Samaniego y colaboradores (1996). Al occidente de este centro volcánico están expuestas andesitas basálticas del Mioceno (*i.e.*, la andesita Allende, K-Ar = 11.1 ± 0.4 Ma; Tabla 1, Lámina 1), y sobre ellas yacen los productos del estratovolcán Palo Huérfano.

El marcado cambio en la geología regional que se observa a lo largo del frente sudoccidental del bloque de la sierra de

Tabla 1. Edades de K-Ar obtenidas en muestras recolectadas en el complejo volcánico Palo Huérfano, municipio de San Miguel de Allende, Guanajuato.

Muestra número	Mineral	K [%]	* ⁴⁰ Ar [%]	⁴⁰ Ar* [10 ⁻⁶ scc/gm]	Edad±1σ [Ma]	Unidad cartográfica
JAG 2	r.t.	1.115	31	0.4683	11.1±0.4	AA
			37	0.4919		
JAG 3	plag.	0.4319	12	0.2014	12.1±0.6	SPH
		0.4226	20	0.2027		
JAG 4	plag.	0.2084	8	0.1212	16.1±1.7	SCC
		0.1993	23	0.1349		
			15	0.1382		

Análisis realizados por Fred McDowell en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin. Constantes empleadas: $\lambda\epsilon + \lambda\epsilon' = 0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$; $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ y $^{40}\text{K}/\text{K}_{\text{total}} = 1.167 \times 10^{-4}$. ⁴⁰Ar* es el componente radiogénico. Clave de unidades cartográficas (Lámina 1): AA= andesita Allende; SPH= secuencia Palo Huérfano; SCC= secuencia Cerro Colorado. Otras abreviaturas: r.t. = roca total; plag. = plagioclasa.

Guanajuato no sólo es evidente en la estratigrafía, sino también en las estructuras (Figura 2). Se ha argumentado (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992) que en esta región se encuentra el límite entre la Provincia Tectónica de las Cuencas y Sierras y la FNT, ya que al norte de la sierra de Guanajuato la morfología y la estructura están controladas por dos sistemas conjugados de fallas con direcciones NW-SE y NE-SW, y al sur predominan estructuras con rumbo aproximado ENE a E-W (*e.g.*, Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Pasquarè *et al.*, 1986, 1988; Pasquarè, Ferrari *et al.*, 1987; Pasquarè, Vezzoli y Zanchi, 1987). Ambas regiones están cortadas por las fallas N-S a NNW del sistema Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978).

El estratovolcán PH se encuentra al sur del escarpe de la falla San Miguel de Allende, y cubre esta estructura sin ser afectado por ella (Lámina 1). En su parte septentrional, los derrames de lava del CVPH están desplazados por fallas de rumbo N80°E, presumiblemente relacionadas a la FNT (Figura 1, Lámina 1).

MORFOLOGÍA Y EXTENSIÓN DEL CENTRO VOLCÁNICO PALO HUÉRFANO

En las fotografías aéreas y en los mapas de red de drenaje, es posible identificar, en el flanco oriental del estratovolcán, un domo volcánico de dimensiones considerables, al que los autores se referirán como domo Cerro Colorado (Lámina 1, CC). Con base en relaciones de campo—que serán discutidas más adelante—y en su edad radiométrica (~16 Ma; Tabla 1), considerablemente más antigua que la del estratovolcán (≤11 Ma; Tabla 1), se cree que se trate de los vestigios de un centro volcánico más antiguo, parcialmente sepultado por los productos del estratovolcán, que constituye la estructura prin-

cipal del CVPH. Por tanto, lo que inicialmente se consideró un solo centro volcánico, en realidad son dos con edades significativamente distintas, por lo que de aquí en adelante el conjunto será llamado "complejo volcánico", y VPH se llamará el edificio principal (Lámina 1).

El flanco nororiental del complejo volcánico se eleva desde una planicie con altura promedio de 2,050 m s.n.m. y su punto más alto (cerro El Picacho; Lámina 1) alcanza los 2,750 m s.n.m. En su porción oriental, en la cuenca del río Laja, los derrames del CVPH descendieron hasta 1,850 m s.n.m. La base del complejo es aproximadamente circular, excepto en su lado oriental, donde parece terminar a lo largo de un alineamiento topográfico con dirección N10°W, que coincide con la ubicación de dos domos volcánicos (*i. e.*, cerros Elvira y La Campana; Lámina 1) y que es burdamente paralelo a las trazas de las fallas del sistema Taxco-San Miguel de Allende en la región.

El rasgo morfológico más sobresaliente del estratovolcán PH es su depresión central (Lámina 1), que forma un cráter semicircular con un diámetro promedio de 4 km, abierto al sudponiente, y que tiene una diferencia de altura entre su borde y el fondo desde 250 hasta 300 m.

El patrón de drenaje en el complejo volcánico es radial centrífugo, y las cañadas son profundas y aproximadamente rectas o ligeramente curvas (Lámina 1). Una excepción notable es el arroyo Las Coloradas, ubicado en el flanco nororiental del VPH, que al llegar cerca de la cima de este último, se curva de manera pronunciada y define, con otros arroyos de la zona, una elipse burda, con su eje mayor orientado E-W. Esta geoforma está ocupada totalmente por el cerro Colorado (Lámina 1), lo que sugiere la existencia de un cráter o caldera (?) en el lugar; o que el domo del cerro Colorado antecediera al VPH y actuara como una barrera topográfica para los derrames de lava que fluyeron del VPH hacia el oriente. En las fotografías aéreas, se observa claramente que varios derrames de lava extravasados por el VPH fueron desviados por el domo del cerro Colorado. Por esta razón, se considera que el domo es más antiguo que el VPH.

ESTRATIGRAFÍA

Los productos del CVPH yacen discordantemente sobre: (1) el complejo basal mesozoico, que localmente está constituido por rocas sedimentarias marinas que sufren la intrusión de un plutón tonalítico. Este paquete de rocas es correlacionable con el "conjunto litoestratigráfico inferior" de la sierra de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992); (2) la ignimbrita riolítica El Obraje (K-Ar = 28.6 ± 0.7 Ma; Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez [1994], y Nieto-Samaniego y colaboradores [1996]); (3) las dacitas del cerro Colorado; y (4) la andesita Allende (K-Ar = 11.1 ± 0.4 Ma; Tabla 1, Lámina 1). Las rocas asociadas a la actividad del CVPH fueron agrupadas en un paquete litoestratigráfico que en este estudio se denomina secuencia Palo Huérfano (Lámina 1).

ROCAS VOLCÁNICAS CENOZOICAS ANTERIORES AL CVPH

Ignimbrita riolítica El Obraje

Al norte del CVPH, en el bloque del piso de la falla San Miguel de Allende, aflora una ignimbrita riolítica extensa. En las inmediaciones del VPH se observó dos afloramientos aislados de la misma roca, yaciendo discordantemente sobre el complejo basal mesozoico y estando parcialmente cubiertos por depósitos epiclástico-volcánicos y/o por derrames de lava andesíticos del CVPH. Inmediatamente al norte de San Miguel de Allende, la ignimbrita riolítica tiene un espesor de más de 100 m y presenta una zonación burda, evidenciada por cambios en el número de fracturas y en el grado de piroconsolidación, y por la presencia de una zona con litofisas parcialmente rellenas de cuarzo y calcedonia. Su textura es porfídica, con 25 a 30% de fenocristales en una matriz afanítica. La textura vitroclástica de la matriz es oscurecida por silicificación y desvitrificación, que reemplazaron al vidrio por material felsítico micro- a criptocristalino. Los fenocristales (Tabla 2) son cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica e hiperstena (?) totalmente alterada.

Tabla 2. Análisis modal por conteo de puntos ($n > 600$) en muestras representativas del complejo volcánico Palo Huérfano.

Muestra		Pl	Opx	Cpx	Hbl	Bt	Sa	Qtz	Ox	Mat
Ph57 ¹	F	36.9	6.0							49.8
	M	2.9	2.6						1.8	
Ph141 ¹	F	39.2	9.1							31.4
	M	8.9	5.2						6.2	
Ph127 ^{1,3}	F	37.2	7.3	2.1	1.6	Tr				42.8
	M	2.5	1.8						4.7	
Ph72 ¹	F	26.1	9.3	0.8						55.6
	M	4.1	1.1						3.0	
Ph23 ¹	F	15.4			2.6	3.5		1.3		63.8
	M	7.3			3.7				2.4	
Ph20 ¹	F	14.0			4.8	3.0				62.9
	M	7.7	0.5		2.0				5.1	
Ph22	F	24.2			3.8	7.4				49.0
	M	8.8			4.2				2.6	
Ph29 ^{1,2}	F	23.8	2.6		0.3	0.8				55.6
	M	7.8	6.5						2.6	
Ph45 ⁶	F	5.6	2.5				11.9	6.3		72.7
	M								0.4	
Ph136	F	1.9		5.9						88.8
	M			0.6					2.8	

Las muestras Ph57, -141, -127 y -72 fueron recolectadas en el estratovolcán Palo Huérfano. Ph23, -20, -22 y -29 provienen del domo Cerro Colorado y centros de emisión adyacentes. Ph45 es un ejemplar de la ignimbrita El Obraje y Ph136 representa a la andesita Allende. Notas adicionales: ¹Contiene indicios (Tr) de apatita. ²Zircón (Tr). ³El anfíbol y la biotita se presentan como material secundario, productos de uralitización de los piroxenos. ⁴La biotita invariablemente está de parcial a totalmente reemplazada por opacita. ⁵La hornblenda está de parcial a totalmente reemplazada por gránulos de minerales opacos. ⁶Contiene 0.6% de material secundario (calcedonia y cuarzo), relleno de litofisas pequeñas. Clave de abreviaturas: Pl = plagioclasa; Opx = ortopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Hbl = hornblenda; Bt = biotita; Sa = sanidino; Qtz = cuarzo; Ox = óxidos de Fe y/o Ti; Mat = matriz; F = fenocristales (>0.3 mm); M = microfenocristales (0.03-0.3 mm).

Esta ignimbrita riolítica es muy semejante en edad y características petrográficas a algunas de las rocas que forman un amplio campo volcánico en el borde meridional de la Mesa Central (Labarthe *et al.*, 1982), y que puede ser trazado, de manera casi continua, desde la sierra de Guanajuato hasta el sudoeste del Estado de San Luis Potosí (Figura 2).

Secuencia asociada a la actividad del domo Cerro Colorado

La secuencia asociada a la actividad del domo del cerro Colorado (SCC) está formada principalmente por domos y derrames de lava de composición andesítica a dacítica, y brechas volcánicas y lahares de la misma composición. En la región situada entre Cañajo y el cerro El Picacho (Lámina 1), los derrames de lava comúnmente terminan en un frente abrupto, de forma burdamente lobular, y cerca de sus bases es común observar brechas basales monolitológicas, de la misma composición que los derrames que yacen encima, formadas por clastos angulosos hasta de 10 cm de diámetro, y por una pequeña cantidad de matriz más fina. Hacia la parte superior de la secuencia, los derrames son más cortos y gruesos, llegando a tener hasta 20 m de espesor, y terminan en estructuras de rampa, con foliaciones de flujo subverticales.

Megascópicamente, las andesitas de la SCC son rocas color gris oscuro a violeta, porfídicas, con conjuntos de fenocristales formados por plagioclasa > hornblenda ± biotita ± cuarzo (Tabla 2). Casi invariablemente los minerales ferromagnesianos están parcial a totalmente reemplazados por gránulos de minerales opacos. Vistas bajo el microscopio, las rocas tienen una matriz afanítica, comúnmente con arreglos hialopílticos a pilotácticos. Los fenocristales llegan a ser hasta de 4 mm de longitud y constituyen entre el 20 y el 30% de las rocas. Sin excepción, la plagioclasa es el mineral más abundante y se presenta como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz. Generalmente los fenocristales de plagioclasa varían de euhedrales a subhedrales, con zonación normal intensa y en ocasiones forman agregados glomeroporfídicos hasta de 6 mm de longitud. La hornblenda y la biotita se presentan como fenocristales euhedrales a subhedrales, a veces ligeramente reabsorbidos, hasta de 3 mm de longitud y, por lo regular, están parcial a totalmente reemplazados por minerales opacos, quedando en muchas ocasiones sólo los pseudomorfos de opacita. El cuarzo, cuando está presente, representa menos del 3% de la roca y forma cristales redondeados, intensamente corroídos, hasta de 1.5 mm de diámetro, rodeados por un anillo delgado de reacción micro- a criptocristalino. Algunos de los fenocristales de plagioclasa tienen sus bordes intensamente corroídos y presentan estructuras de cedazo (*sieve texture*), lo que con los anillos de reacción alrededor del cuarzo y el reemplazamiento de los ferromagnesianos, especialmente de la biotita, sugieren que parte del conjunto de fenocristales pudiera ser accidental, o al menos no haber estado en equilibrio con el magma al tiempo de la erupción.

Las dacitas que forman los domos de los cerros Pelón, Elvira y La Campana (Lámina 1, Tabla 2) son de color gris

claro a rosa, porfídicas, con contenidos variables de fenocristales (15-30%), y su conjunto de minerales es plagioclasa > hornblenda + biotita > cuarzo ± ortopiroxeno. Generalmente, los ferromagnesianos fueron reemplazados por gránulos de minerales opacos (magnetita-ilmenita). Vistas bajo el microscopio, las rocas tienen una matriz afanítica, micro- a criptocristalina, a veces con abundantes microlitos y microfenocristales de plagioclasa orientados por derrame. La plagioclasa es el mineral más abundante, forma fenocristales euhedrales a subhedrales, hasta de 2 mm de longitud, y en ocasiones se presenta en agregados glomeroporfídicos. La hornblenda es euhedral a subhedral, hasta de 1 mm de longitud, de color pardo rojizo, intensamente pleocroica. La biotita y el cuarzo se presentan en cantidades variables (Tabla 2), como fenocristales de entre 1 y 3 mm de diámetro, y están generalmente reabsorbidos. Al igual que en las andesitas de la SCC, en las dacitas existen texturas de desequilibrio abundantes. Las más notables son el reemplazamiento parcial a total de los ferromagnesianos por opacita, la presencia de fenocristales de plagioclasa con bordes corroídos y con textura de cedazo, y la reabsorción parcial del cuarzo y la biotita. Ocasionalmente, algunas de estas rocas contienen fenocristales de ortopiroxeno. Cuando esto sucede, la biotita y el cuarzo desaparecen o su abundancia disminuye notablemente. En otros lugares, se halló inclusiones pequeñas (<3 cm) compuestas por plagioclasa + cuarzo + ortopiroxeno con un arreglo textural panidiomórfico-granular. Su mineralogía, similar a la de las lavas que las contienen, sugiere que pudieran ser acumulados magmáticos cogenéticos con éstas.

Las estructuras menores en el área presentan semejanzas litológicas y estructurales con el domo Cerro Colorado. El diámetro promedio de sus bases oscila entre 1 y 1.5 km y su altura promedio es del orden de los 200 m. Cerca de sus cimas, se observa foliaciones de flujo subverticales, y en algunos lugares, como en los cerros Elvira y La Campana, las lavas parecen estar encajonadas en brechas monolitológicas de su misma composición. En comparación con las lavas del cerro Colorado, las rocas en las estructuras menores son de manera consistente más ricas en ortopiroxeno, que aparece como fenocristales euhedrales a subhedrales hasta de 1.5 mm de longitud, con la consecuente disminución en anfíbol, biotita y cuarzo, llegando este último a estar ausente. Por su composición mineralógica y las proporciones modales de sus conjuntos de fenocristales, se cree que la composición química de estas rocas sea intermedia entre dacitas y andesitas.

Andesita Allende

En el suroeste del área de estudio, al pie del VPH, existen mesetas coronadas por derrames de lava andesítica. Estas rocas se encuentran particularmente bien expuestas en el cañón del río Laja, justo en la boquilla de la presa Ignacio Allende, donde se les estimó un espesor mínimo de 100 m. Su base aflora en el camino que sigue el terraplén abandonado del ferrocarril. Ahí se observó que las andesitas descansan sobre un depósito

epiclástico-volcánico burdamente estratificado, de 5 a 7 m de espesor, constituido aproximadamente por un 50% de clastos angulares a subangulares de andesita, sostenidos por una matriz deleznable, con textura arenosa, de la misma composición.

La andesita Allende es una roca microporfídica y su característica distintiva es que sólo contiene microfenocristales de minerales ferromagnesianos, estando la plagioclasa confinada a la matriz, donde es muy abundante y se presenta como microlitos orientados por derrame. Por sus características litológicas, difiere notablemente de las rocas que forman el CVPH y el domo Cerro Colorado (Tabla 2).

SECUENCIA VOLCÁNICA PALO HUÉRFANO (SPH)

Es el conjunto de unidades de roca que constituye el edificio principal del VPH (Lámina 1). La secuencia está formada principalmente por derrames de andesita de piroxeno en forma de lengüetas con terminaciones lobulares. El espesor promedio de las coladas individuales es de entre 20 y 30 m. Al igual que en la SCC, los derrames de lava de la SPH terminan invariablemente en cantiles casi verticales, con depósitos de talud en su base, que rara vez permiten observar los contactos entre las distintas unidades en la pila volcánica. En el campo, muchos de estos cuerpos de lava presentan una foliación del derrame notable y aspecto lajeado, que cerca de los frentes de los derrames de lava adquiere una actitud subvertical (estructuras de rampa). En los lugares en que los contactos están expuestos, se observó brechas monolitológicas (autobrechas), zonas de calcinación y, a veces, depósitos piroclásticos.

En algunas localidades, en los flancos del volcán, y en áreas amplias en su base, están expuestas rocas volcánicas que incluyen tobas depositadas por caída aérea, tobas de derrame piroclástico, lahares y depósitos de avalancha de escombros. Todas estas litologías fueron agrupadas en una sola unidad cartográfica, en la Lámina 1.

Sin excepción, las rocas de la SPH son andesitas de hiperstena con texturas porfídicas. Los contenidos de fenocristales oscilan entre 25 y 50% (Tabla 2) y la matriz varía de merocrystalina a holocrystalina, con arreglos hialopiliticos o pilotaxíticos. La paragénesis mineral primaria es plagioclasa > hiperstena >> minerales opacos ± augita (Tabla 2). En algunas muestras se observó cantidades pequeñas de cuarzo, clinopiroxeno o biotita, pero estas fases se presentan siempre en agregados policristalinos de grano relativamente grueso, que son interpretados como xenolitos pequeños, derivados posiblemente de rocas de la SCC, o como productos de la alteración de los piroxenos. La plagioclasa es, sin excepción, el mineral más abundante en las rocas de la SPH, y se presenta como fenocristales (>0.3 mm) hasta de 4-5 mm de longitud, microfenocristales (0.03-0.3 mm) y microlitos (<0.03 mm) en la matriz. Los cristales de feldespato son euhedrales a subhedrales, están intensamente zonificados y ocasionalmente tienen bordes corroídos por reabsorción. También es común que los fenocristales de plagioclasa tengan numerosas inclusiones de

vidrio (textura de cedazo), las cuales se distribuyen de acuerdo con la zonación, siendo común observar en la parte externa de muchos cristales sobrecrecimientos o zonas libres de inclusiones. Los fenocristales de piroxeno son euhedrales a subhedrales, de 1 a 3 mm de longitud, y contienen inclusiones de minerales opacos. Algunos de los fenocristales de plagioclasa contienen microfenocristales de hiperstena como inclusiones poikiliticas. El ortopiroxeno también se presenta como microlitos en la matriz. En ocasiones, el feldespato y el ortopiroxeno forman agregados glomeroporfídicos.

EDAD RADIOMÉTRICA DE LAS ROCAS DEL CVPH Y DEL DOMO CERRO COLORADO

Se obtuvo tres edades radiométricas K-Ar de rocas del complejo volcánico (Tabla 1, Lámina 1). Los ejemplares fueron seleccionados para establecer límites temporales que se cree sean los eventos magmático-tectónicos más significativos del Cenozoico tardío en la región (*i. e.*, las edades de: [1] la falla San Miguel de Allende; [2] el domo Cerro Colorado; [3] el VPH; y [4] las fallas Alcocer-La Estancia). Considerando las incertidumbres analíticas correspondientes (Tabla 1), las edades de la andesita Allende (11.1 ± 0.4 Ma) y del ejemplar recolectado cerca de la cima del cerro Palo Huérano (12.1 ± 0.6 Ma), que se cree represente una de las lavas más jóvenes en la SPH, son muy semejantes. La interpretación de los autores sobre la edad relativa de estas rocas, basada en relaciones de campo, difiere, ya que se considera la andesita Allende anterior a la formación del VPH y a la última fase de actividad de la falla San Miguel de Allende. Se piensa que esta anomalía en los resultados pueda explicarse por: (1) el bajo contenido de potasio en las plagioclasas de la muestra JAG3 (Tabla 1); y/o (2) una diferencia de edad relativamente pequeña entre la andesita Allende y las rocas de la SPH, lo que sugeriría que el volcán fue construido en un lapso relativamente corto, inmediatamente después de la erupción de la andesita Allende.

La roca proveniente del domo del Cerro Colorado tiene un edad radiométrica significativamente más antigua que la de la andesita Allende y la SPH, y que la edad obtenida por Carrasco-Núñez y colaboradores (1989) para el volcán Zamorano (K-Ar = 10.9 ± 0.5 Ma), ubicado a 50 km al oriente del CVPH (Figuras 1 y 2). De acuerdo con este dato, y a que en las fotografías aéreas se observa que el domo actuó como barrera topográfica para algunos derrames provenientes de la cima del VPH, se cree que el domo Cerro Colorado y centros de emisión adyacentes sean un centro volcánico que fue construido antes de la erupción de la andesita Allende y de la formación del estratovolcán Palo Huérano.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El CVPH se levanta sobre la falla San Miguel de Allende, y en su lado occidental los derrames de lava sepultan completamente a esta estructura (Figura 2, Lámina 1). El escarpe de

la falla excede en algunos lugares los 200 m de altura y su forma irregular sugiere que fue modificada por erosión regresiva (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1994). La ausencia, al norte de San Miguel de Allende, de rasgos morfológicos característicos de fallas activas (*e.g.*, facetas triangulares), así como el hecho de que las lavas del VPH no fueran desplazadas por fallas de orientación N-S, indican que este sector de la falla se constituyó en el lapso entre el depósito de la ignimbrita El Obraje (~29 Ma) y la formación del edificio principal del VPH (≤ 11 Ma).

En la vecindad de San Miguel, la andesita Allende se encuentra intercalada con sedimentos lacustres y con materiales piroclásticos retrabajados y cortados por fallas NS, paralelas al escarpe principal de la falla San Miguel de Allende. Al occidente del VPH, la andesita Allende corona mesetas inclinadas suavemente hacia el oriente y en la región de la estación de microondas, cercana a Calderones (Lámina 1; Cal), existe una discordancia angular entre la andesita Allende, basculada suavemente al oriente (*i.e.*, hacia el centro del volcán), y los derrames de lava provenientes del VPH, inclinados al poniente. Se considera que estas relaciones indiquen que la andesita Allende fue afectada por falla y basculada antes de la expulsión de la secuencia Palo Huérfino, y que, por tanto, una de las últimas etapas de actividad de ese sector de la falla San Miguel de Allende sea posterior a la erupción de la andesita Allende (K-Ar = 11.1 ± 0.4 Ma).

En la parte septentrional del CVPH, aflora un sistema de fallas normales con rumbo N80°E y desplazamientos pequeños (<100 m). Estas estructuras fueron observadas al norte de Calderones, cerca de La Estancia, y en la región de Alcocer-Cañajo, donde produjeron basculamientos pequeños hacia el sur en los derrames de la secuencia Cerro Colorado. Claramente, este sistema es más joven que las rocas de la SPH (≤ 11 Ma) y que la falla San Miguel de Allende.

DISCUSIÓN

El límite entre la FNT y la Mesa Central es una región con historia prolongada de deformación extensiva, que comenzó al menos desde el Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1990; Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1994) y posiblemente se desarrolló en varios períodos de actividad. El patrón estructural en las rocas cenozoicas de la Mesa Central cambia gradualmente, de N-S en el *graben* de Aguascalientes, a N45°E en el *graben* de Villa de Reyes, hasta alcanzar una orientación N80°E, similar a la de las estructuras en la FNT, en las cercanías del CVPH. A partir de este punto, hacia el poniente, las estructuras principales tienen un rumbo preferente N-S, similar al de la falla San Miguel de Allende. Asimismo, la trama estructural característica de la porción meridional de la Meseta Central, se interrumpe abruptamente a lo largo del frente de la sierra de Guanajuato, y cede su lugar al sistema de fallas Chapala-Tula, en la porción septentrional de la FNT.

Los marcados cambios en la naturaleza del volcanismo en el sector central de la FNT, en comparación con lo que se observa en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, coinciden con la ubicación del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y con anomalías gravimétricas y aeromagnéticas grandes, lo que hace suponer que éste sea un límite cortical importante (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1995). Los afloramientos del complejo basal de la sierra de Guanajuato y de la región de San Miguel de Allende son interpretados como la sutura mesozoica entre el Terreno Guerrero con el borde meridional del Cratón Norteamericano (Tardy *et al.*, 1993). Por tanto, el CVSMA parece estar localizado en o cerca de la intersección entre dos estructuras de importancia cortical.

Repetidamente se ha argumentado que la orientación de muchas de las estructuras cenozoicas del sur de la Mesa Central fue controlada por las anisotropías en el complejo basal (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1990) y que en la región existen ejemplos claros de reactivación de varias de las fallas cenozoicas (Nieto-Samaniego, *op. cit.*). En este contexto, es notable que en la región al norte de San Miguel de Allende la ignimbrita El Obraje se presente como un cuerpo subhorizontal continuo, de espesor considerable (≥ 100 m), yaciendo sobre rocas del complejo basal (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1994), mientras que en las inmediaciones del CVPH, sólo se observa algunos vestigios de esta roca, gravas derivadas de su erosión, o que las andesitas miocénicas descansan directamente sobre el complejo basal mesozoico. Los autores consideran que esta relación sugiere que el sistema de fallas Alcocer-La Estancia pudiera tener un período de actividad anterior a la erupción del VPH, y que el bloque en que descansa el volcán fuera elevado y denudado en el lapso entre el depósito de la ignimbrita El Obraje y la erupción de la andesita Allende, habiéndose expuesto así el complejo basal y eliminado casi por completo la ignimbrita oligocénica. Una interpretación alternativa a este fenómeno es que al tiempo del depósito de la ignimbrita riolítica El Obraje, la región en la que se ubica la base del VPH pudo haber sido un alto topográfico, que impidió la propagación del derrame piroclástico hacia el sur del área que ahora ocupa San Miguel de Allende.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

El volcán Palo Huérfino es un estratovolcán mayor, erosionado parcialmente. El domo del cerro Colorado, localizado en el flanco oriental del complejo, es más antiguo que el estratovolcán, ya que desvió varios derrames de lava emitidos desde la cima del primero.

En el domo Cerro Colorado, y en las brechas y derrames de lava asociados a éste, predominan dacitas y andesitas con el conjunto de fenocristales plagioclasa + biotita + hornblenda \pm cuarzo + minerales opacos. Las rocas que forman el VPH, principalmente derrames de lava con autobrechas en sus bases y depósitos piroclásticos, son andesitas con fenocristales de plagioclasa + ortopiroxeno + minerales opacos \pm augita.

Al occidente del VPH, descansando directamente sobre rocas del complejo basal mesozoico o sobre ignimbritas del Oligoceno medio, aflora la andesita Allende, la cual, a diferencia de las rocas del VPH y del domo Cerro Colorado, sólo contiene fenocristales de minerales ferromagnesianos y la plagioclasa está confinada a la matriz. Con los datos de que se dispone, no es posible establecer la ubicación del conducto volcánico por el que fue extravasada la andesita Allende, pero las relaciones estructurales con la falla San Miguel de Allende y con rocas del VPH indican que son más antiguas que el CVPH.

El domo Cerro Colorado y el CVPH, junto con los otros volcanes del CVSMA, son de los más antiguos del extremo septentrional de la FNT hasta ahora reconocidos. Este conjunto de volcanes miocénicos se encuentra en la intersección de dos grupos de alineamientos regionales, que han sido interpretados como sistemas de fallas cenozoicas asociadas a discontinuidades mayores de importancia cortical. A diferencia de otros lugares, como los Altos de Jalisco y región del Lago de Chapala, donde la actividad volcánica del Mioceno de la FNT fue predominantemente fisural y/o asociada a escudos de lava, en el CVSMA se desarrollaron varios estratovolcanes con dimensiones considerables.

En el VPH y sus alrededores, fueron cartografiadas fallas normales con orientaciones N-S y N80°E. El primer grupo de estructuras, representado por la falla San Miguel de Allende, pertenece al sistema Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978); y el segundo grupo es paralelo al sistema Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990). Con base en relaciones de campo, se estableció que las rocas del VPH son posteriores a la falla San Miguel de Allende, y que las fallas N80°E son más jóvenes que el volcán.

Las tres edades radiométricas de rocas recolectadas en la región al sur de San Miguel de Allende oscilan entre ~16 y 11 Ma. La edad más antigua corresponde a las dacitas del domo Cerro Colorado y es consistente con las relaciones de contacto entre las rocas de las secuencias Palo Huérfano y cerro Colorado. La edad más joven fue obtenida en la andesita Allende, que se cree sucediera a la formación del VPH. Una andesita recolectada cerca de la cima del VPH dio una edad radiométrica de ~12 Ma. Tomando en cuenta las incertidumbres asociadas a las edades radiométricas (Tabla 1), las edades de las dos muestras son casi indistinguibles. Esta discrepancia puede explicarse por (1) el bajo contenido de K en las plagioclasas de la andesita de la secuencia Palo Huérfano; y/o (2) por una tasa de crecimiento muy acelerado en la formación del volcán. Considerando los datos analíticos (Tabla 1), se cree que la primera explicación sea la más plausible.

Las edades radiométricas de la ignimbrita El Obraje (~29 Ma), la andesita Allende (~11 Ma) y las relaciones de campo, permiten establecer ciertos límites cuantitativos a la edad de los sistemas de fallas en la región. La falla San Miguel de Allende, y por ende el sector noroccidental del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, tienen una edad comprendida

entre el depósito de la ignimbrita y la formación del VPH. El basculamiento hacia el oriente observado en las mesetas coronadas por la andesita Allende sugiere que cuando menos parte de la actividad de la falla San Miguel de Allende fuera posterior a 11 Ma. El sistema de fallas Alcocer-La Estancia es claramente posterior a la falla San Miguel de Allende y a los derrames de lava de la secuencia Palo Huérfano (≤ 11 Ma).

AGRADECIMIENTOS

Claus Siebe y Luca Ferrari revisaron críticamente una versión anterior del manuscrito; sus comentarios y observaciones mejoraron sustancialmente su contenido. Gerardo J. Aguirre-Díaz y Ángel F. Nieto-Samaniego acompañaron a los autores al área de estudio en repetidas ocasiones, haciendo útiles observaciones acerca del entorno geológico regional y la naturaleza de algunos de los depósitos volcánicos. Juan Esteban García-Dobarganes brindó apoyo logístico a J.A. Pérez-Venzor durante el trabajo de campo. Juan, Jorge, Gregorio y Jaime Pérez actuaron como asistentes de campo. Crescencio Garduño-Paz y Juan Tomás Vázquez-Ramírez, técnicos académicos del Instituto de Geología de la UNAM, y Neftalí de Anda, técnico del Departamento de Geología de la UABCS, prepararon las láminas delgadas de las muestras estudiadas. La Universidad Nacional Autónoma de México, a través de la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología y de la Dirección de Intercambio Académico, y la Universidad Autónoma de Baja California Sur otorgaron apoyo logístico y financiero durante el desarrollo de la investigación. A todas estas personas e instituciones, se expresa el más sincero reconocimiento.

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, Texas, University of Texas, disertación doctoral, 401 p. (inédita).
- Aranda-Gómez, J.J.; Aranda-Gómez, J.M.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, núm. 1, p. 33-46.
- Ban, Masao; Hasenaka, Toshiaki; Delgado-Granados, H.; y Takaoka, Nobuo, 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: *Geofísica Internacional (México)*, v. 31, núm. 4, p. 467-474.
- Carrasco-Núñez, Gerardo; Milán, Marcos; y Surendra, P.V., 1989, Geología del volcán Zamorano, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 194-201.
- Carranza-Castañeda, Óscar, 1987, Estratigrafía de los sedimentos continentales del Terciario superior de San Miguel de Allende, Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes, p. 23-25 (resumen).
- Chiodi, Michel; Monod, Olivier; Busnardo, R.; Gaspard, D.; Sánchez, Antonio; e Yta, Miriam, 1988, Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central: *Geobios*, v. 21, p. 125-135.

- Dávila-Alcocer, V.M., y Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes, p. 19-20 (resumen).
- DEGETENAL (actual INEGI), 1977, [Hoja] Querétaro (F14-10): México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Estudios del Territorio Nacional, carta topográfica, escala 1:250,000.
- Delgado-Granados, H.; Urrutia-Fucugauchi, Jaime; Hasenaka, Toshiaki; y Ban, Masao, 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: *Geofísica Internacional* (México), v. 34, núm. 3, p. 341-352.
- 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 (1984), Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 217-222.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U.S. Geological Survey, Professional Paper 264-H, p. 153-183.
- Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Pasquarè, Giorgio; y Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of central Mexico—Oligocene to present: *Geofísica Internacional* (México), v. 33, núm. 1, p. 91-105.
- Fisher, R.V., y Schmincke, H.V., 1985, *Pyroclastic rocks*: Springer Verlag, 465 p.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range—mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 64, p. 187-210.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito, y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 85, 208 p.
- Luhr, J.F., y Carmichael, I.S.E., 1990, Geology of Volcán de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 107, 101 p.
- Martínez-Reyes, Juventino, 1992, Mapa geológico de la sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas geológicas y mineras 8, escala 1:100,000 (en color).
- Martínez-Reyes, Juventino, y Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 1, p. 33-50.
- Mooser, Federico, 1972, The Mexican volcanic belt—structure and tectonics: *Geofísica Internacional* (México), v. 12, p. 55-70.
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 2, p. 146-155.
- Nieto-Samaniego, Á.F., y Alaniz-Álvarez, S.A., 1994, La falla de San Miguel de Allende: características y evidencias de su actividad cenozoica: Tercera Reunión Nacional de Geomorfología, Guadalajara, mayo 18-20, Resúmenes, p. 139-142 (resumen).
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Macías-Romo, Consuelo; y Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, núm. 1, p. 117-122.
- Nixon, G.T.; Demant, Alain; Armstrong, R.L.; y Harakal, J.E., 1987, K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional* (México), v. 26, p. 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, esc. 1:2,000,000, 74 p., 5ª ed.
- Ortiz-Hernández, L.E.; Chiodi, Michel; Lapierre, Henriette; Monod, Olivier; y Calvet, Philippe, 1990 (1992), El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato—características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 2, p. 126-145.
- Pasquarè, Giorgio; Ferrari, Luca; Perazzoli, V.; Tiberi, M.; y Turchetti, F., 1987, Morphological and structural analysis of the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional* (México), v. 26, p. 177-193.
- Pasquarè, Giorgio; Forcella, F.; Tibaldi, Alessandro; Vezzoli, Luigina; y Zanchi, Andrea, 1986, Structural behavior of a continental volcanic arc; the Mexican Volcanic Belt, in Wezel, F.C., ed., *The origin of arcs*: Elsevier, Amsterdam, Netherlands, *Developments in Geotectonics*, v. 21, p. 509-527.
- Pasquarè, Giorgio; Garduño, V.H.; Tibaldi, Alessandro; y Ferrari, Luca, 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 146, p. 353-364.
- Pasquarè, Giorgio; Vezzoli, Luigina; y Zanchi, Andrea, 1987, Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional* (México), v. 26, p. 159-176.
- Pasquarè, Giorgio; Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Tibaldi, A.; y Vezzoli, Luigina, 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico: Geological Society of America Map and Chart Series MCH072, 20 p.
- Suter, Max, 1995, Active intra-arc extension in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, núm. 6, p. A188-A189 (resumen).
- Suter, Max; Carrillo-Martínez, Miguel; López-Martínez, Margarita; y Farrar, E., 1995a, The Aljibes half-graben—Active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, núm. 6, p. 627-641.
- Suter, Max; Carrillo-Martínez, Miguel; y Quintero-Legorreta, Odranoel, 1995b, Macroscopic 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, núm. 6, p. A419 (resumen).
- 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—I. The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, B, *Solid Earth and Planets*, v. 97, p. 11983-11993.
- Tardy, Marc; Lapierre, Henriette; Freyrier, Claire; Coulon, Christian; Gill, J.B.; Mercier de Lepinay, Bernard; Beck, Christian; Martínez-Reyes, Juventino; Talavera-Mendoza, Óscar; Ortiz-Hernández, L.E.; Stein, Gilbert; Bourdier, J.L.; e Yta, Miriam, 1993, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Eastern Cordillera of Colombia)—a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Urrutia-Fucugauchi, Jaime; Soler-Arechalde, A.M.; y Flores-Ruiz, J.H., 1995, Tectonics and volcanism in central Mexico—influence of pre-Neogene tectonics in the plate subduction-magmatic arc system: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, núm. 6, p. A189 (resumen).

Manuscrito recibido: 10 de enero de 1996.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 20 de agosto de 1996.

Manuscrito aceptado: 29 de agosto de 1996.