

GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DE UN CONJUNTO DE DOMOS RIOLÍTICOS DEL OLIGOCENO MEDIO EN EL SUR DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Alfredo Aguillón-Robles¹,
José Jorge Aranda-Gómez² y
José Gregorio Solorio-Munguía²

RESUMEN

La riolita con topacio y, o en su lugar, estaño, es común en la República Mexicana y forma un extenso cinturón que se prolonga hasta los Estados Unidos de América. Estas rocas tienen interés especial porque son productos característicos de fusión parcial de corteza continental precámbrica, derramados durante periodos de actividad tectónica extensiva. Además, en algunos lugares existe mineralización económica asociada a ellas.

En el Estado de San Luis Potosí existen afloramientos de riolita topacífera dentro del campo volcánico del mismo estado (CVSLP), el cual se formó durante el Oligoceno medio (32-26 Ma). Las zonas topacíferas están localizadas cerca de los conductos volcánicos, o bien en los derrames de lava de la Riolita San Miguelito (K-Ar: 29 ± 0.8 Ma). Las rocas riolíticas estudiadas contienen fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica, biotita y minerales opacos; su alto contenido de flúor, lo atestigua el topacio cristalizado en fase de vapor en compañía de minerales de estaño.

Los domos El Gato y Cerro Silva, localizados cerca del poblado de Tepetate, a unos 40 km al surponiente de la ciudad de San Luis Potosí, fueron formados por erupciones pasivas continuas, lo que originó foliación de flujo vertical en las partes centrales de las estructuras, y subhorizontal en la parte intermedia. Hacia los frentes de los derrames de lava, la foliación se hace casi vertical. Estas rocas tienen un contenido promedio aproximado de 75% de SiO₂, 13% de Al₂O₃, 8-9% de Na₂O+K₂O y 1% de CaO. La riolita topacífera es roca metaluminosa a ligeramente peraluminosa.

A partir del Oligoceno medio, en el campo volcánico de San Luis Potosí se formó un sistema de fosas y pilares tectónicos. El magmatismo félsico utilizó como conductos para el ascenso del magma a este sistema de fallas y fracturas. Los domos riolíticos de la región de Tepetate se alínean paralelamente al patrón tectónico regional NW-SE, lo que sugiere que algunas de las fallas de tensión del Oligoceno hayan controlado el emplazamiento y derrame de las lavas del CVSLP.

Palabras clave: Geología regional, domos riolíticos, estaño, topacio, San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

Topaz- and/or tin-bearing rhyolite is common in Mexico. It lies within an extensive belt that extends from the western United States to central Mexico. These rocks are of special interest because they are interpreted as products of partial melting of Precambrian continental crust, extruded during periods of extensional tectonism. Furthermore, there are some economic ore deposits associated with topaz rhyolite. Topaz rhyolite occurs in the middle Oligocene (32-26 Ma) San Luis Potosí volcanic field (SLPVF). Topaz is found near the vents or in the lava flows of the San Miguelito Rhyolite (K-Ar: 29.2 ± 0.8 Ma). This rhyolite is characterized by the phenocryst assemblage quartz + sanidine + Na plagioclase + biotite + opaque minerals. These rocks crystallized from fluorine-rich magmas. Topaz and tin were formed as vapor-phase minerals.

The El Gato and Cerro Silva domes, near the town of Tepetate, approximately 40 km SW of the city of San Luis Potosí, were formed by passive eruptions. The near-vent areas are characterized by a steeply dipping to nearly vertical flow foliation. The attitude of the foliation planes gradually changes as the distance from the vents increases. Nearly vertical foliation is found, again, in the lava fronts.

Topaz bearing rhyolite has a high silica content, 75% SiO₂, with 13% Al₂O₃, 8 to 9% Na₂O + K₂O, and a low content (<1%) of CaO. Topaz rhyolite varies from metaluminous to slightly peraluminous.

Since the middle Oligocene, a system of horst and graben structures developed in the SLPVF. The felsic magmatism used as conduits some of the tensional faults and fractures. In the Tepetate region, the volcanic domes align in a parallel way to the NW-SE tectonic trend, suggesting that some of the early normal faults acted as feeders for the middle Oligocene vents.

Key words: Regional geology, rhyolitic domes, tin, topaz, San Luis Potosí, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí, existe un extenso campo volcánico constituido principalmente por

rocas félsicas del Terciario medio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Con base en la composición química y edad de sus rocas, Aranda-Gómez y colaboradores (1983) lo consideraron equivalente a la "facies de rocas calciocalinas con alto contenido de potasio" de la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (SMO), descrita por Cameron y colaboradores (1980). En el campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) fue estudiada una secuencia de derrames riolíticos, a los que

¹Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava 5, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

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

se dio el nombre formal de Riolita San Miguelito (K-Ar: 30 ± 1.5 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; K-Ar: 29.2 ± 0.8 Ma, este artículo). Posteriormente, Tristán-González (1986, 1987) reconoció la existencia de domos riolíticos en esta unidad litoestratigráfica.

En general, los domos riolíticos se forman en distintos ambientes magmático-tectónicos (Fink, 1987). Algunos de ellos están asociados con la formación de calderas, las cuales tienden a desarrollar estructuras dómicas hacia sus márgenes (*e. g.*, La Primavera, Jalisco; Mahood, 1980), o se forman después del colapso de estas estructuras (Lipman, 1984; Henry y Price, 1984). Otros domos se emplazan a lo largo de fallas o fisuras de tensión, y otros más en los cráteres localizados en la cima de grandes conos compuestos, como el volcán Saint Helens. En el caso de los domos riolíticos de San Luis Potosí, Tristán-González (1986) propuso que su emplazamiento estuviese asociado a un ambiente geológico de extensión, que se hubiera desarrollado durante el Oligoceno medio en la parte central de México. Otros autores, como Labarthe-Hernández y Tristán-González (1988) y Aranda y colaboradores (1989), han hecho énfasis en que, a partir del Terciario medio, la evolución tectónica del extremo meridional de la Mesa Central haya sido predominantemente extensiva. Sin embargo, ninguno de estos investigadores ha hecho trabajos detallados encaminados a documentar esta hipótesis.

En los últimos años, algunos investigadores, como Burt y colaboradores (1982), Christiansen y colaboradores (1986), Tristán-González (1986, 1987), Fink (1987) y Labarthe-Hernández y Tristán-González (1988), mencionaron la importancia del desarrollo de estructuras dómicas en rocas volcánicas cuya composición varía de intermedia a riolítica, y también las relacionaron con el ambiente tectónico regional donde se formaron.

La importancia de las estructuras volcánicas mencionadas reside no sólo en el hecho de que puedan ser empleadas para hacer inferencias acerca del ambiente tectónico en el que se desarrollaron, sino que, además, en algunos domos se encontró mineralización económica (Burt *et al.*, 1982). Los domos riolíticos con topacio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$) comúnmente están asociados con mineralización de estaño. Usualmente, estas lavas ricas en flúor presentan cantidades anómalas de uranio, litio, berilio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan, 1981).

En la parte oriental del CVSLP existen enormes depósitos de fluorita (*e. g.*, Las Cuevas y El Realito; Fraga-Medina, 1988) y hacia el sur, asociados a rocas similares en edad y composición, están los depósitos de plata y oro de Guanajuato. Ambos tipos de mineralización se hallan relacionados, en tiempo y en espacio, con el volcanismo y fallamiento del Terciario medio. En ambos casos, se ha documentado recientemente la existencia de domos riolíticos cerca de las zonas mineralizadas (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1985; Vassallo-Morales *et al.*, 1992; Martínez-Mendoza, 1991).

Se cree que el estudio de domos riolíticos en la región central del país ayude a comprender (1) la evolución tectónica durante el Cenozoico medio y superior de la porción meridional de la Mesa Central; y (2) el origen de algunos de los depósitos minerales de interés económico dentro del área.

Debido a la importancia de los domos riolíticos del Terciario medio, comunes en el CVSLP y en la SMO, y a la ausencia casi total de informes en la literatura geológica mexicana acerca de sus características, el objetivo de este estudio es describir y analizar detalladamente la evolución de algunos de ellos en el área de Tepetate, Estado de San Luis Potosí.

El área de estudio comprende una superficie de aproximadamente 80 km^2 , la cual está ocupada por los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS); se localiza aproximadamente a 40 km al surponiente de la ciudad de San Luis Potosí, en las inmediaciones del poblado de Tepetate (Figura 1). El acceso al área es por medio de la carretera federal núm. 80, que comunica las ciudades de San Luis Potosí y Guadalajara (Figura 1). Las coordenadas geográficas que limitan al área de estudio son $22^\circ 00' - 22^\circ 06' \text{ N}$ y $101^\circ 13' - 101^\circ 18' \text{ W}$ (Figura 2).

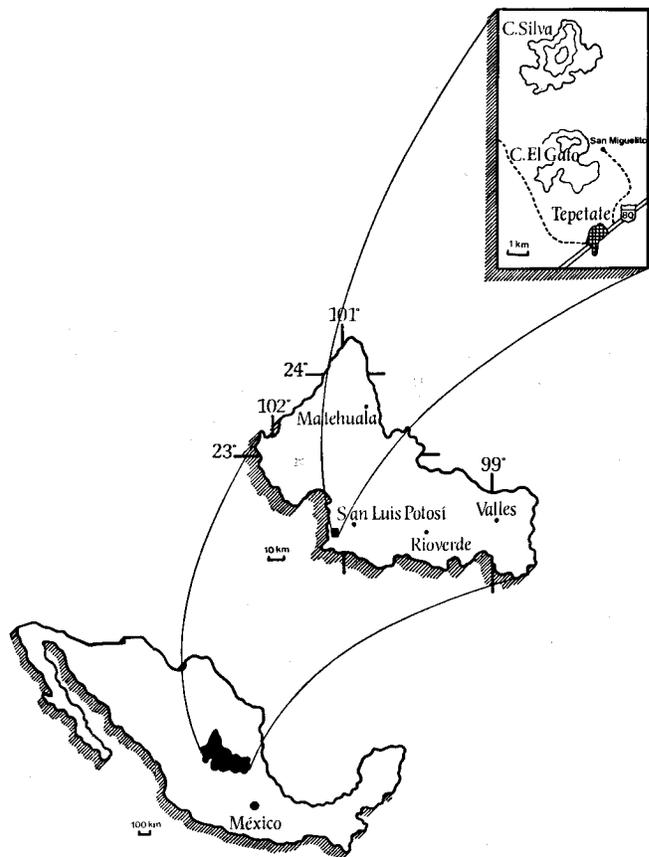


Figura 1.- Mapa de localización del área de estudio.

Para el análisis tectónico regional se utilizó diversos mapas topográficos y geológicos de escala 1:50,000 (CETENAL, 1971a-f) y el mapa geológico de escala 1:200,000 del CVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Para el estudio estructural de semidetalle de los domos se empleó como base

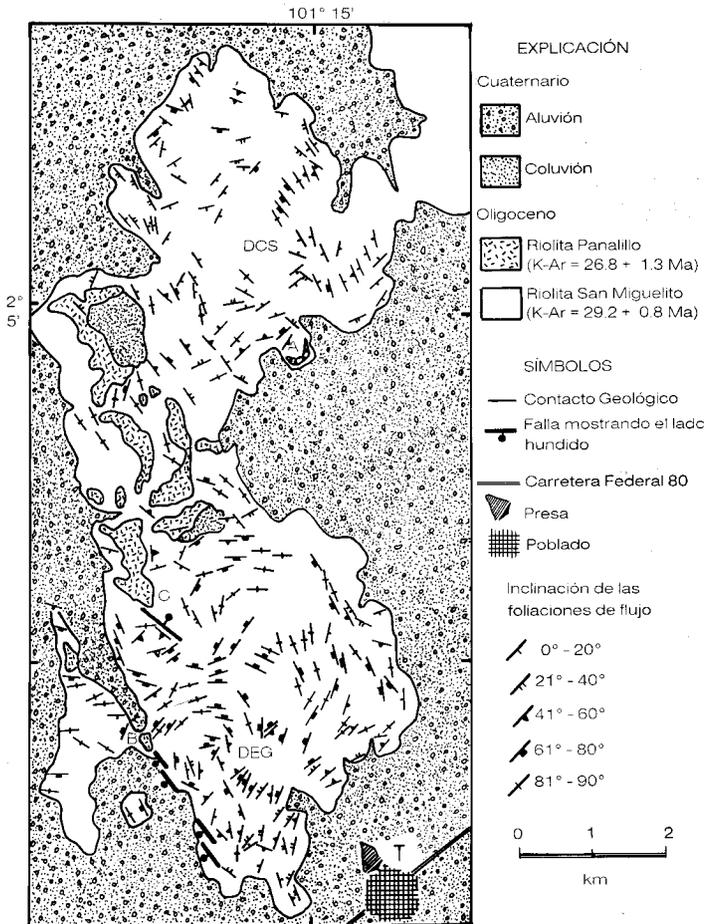


Figura 2.- Mapa geológico de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS). La localidad A es donde se encontró un afloramiento de brecha basal (?).

topográfica una ampliación fotográfica, de escala 1:12,500, de la porción donde están localizados los DEG y DCS en la hoja Tepetate (CETENAL, 1971f) y fotografías aéreas verticales de escala 1:25,000. Durante el trabajo de campo, se hizo un muestreo, para estudios petrográficos, de los diferentes derrames de lava identificados y de zonas evidentemente alteradas. Las rocas fueron estudiadas en lámina delgada, con tinción de cobaltinitrito de sodio.

Además, se elaboró y analizó mapas hipsográficos y de red de drenaje de escala 1:50,000 (Aguillón-Robles, 1992). Posteriormente, se comparó esta información con aquella obtenida del análisis de una imagen de satélite LANDSAT 4 (escala 1:250,000, en banda 7; Tristán-González, 1986) que cubre la mayor parte del CVSLP. Con base en esto, se trató de hacer una interpretación de los rasgos tectónicos principales de la región y la posible relación entre ellos y el emplazamiento de los domos riolíticos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Campo Volcánico de San Luis Potosí está localizado en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (Guzmán y de Cserna, 1963), dentro de la zona conocida como Mesa Central (Raisz, 1964). La Mesa Central es una altiplanicie rodeada por tres provincias fisiográficas (Raisz, *op. cit.*).

Al norte y oriente se encuentra la Sierra Madre Oriental, compuesta principalmente por sedimentos mesozoicos plegados. Al poniente se localiza la Sierra Madre Occidental, que es un campo volcánico compuesto predominantemente por rocas félsicas, calcalcalinas y que fue formado durante el Terciario medio. En la parte meridional se encuentra la cadena volcánica activa de la Faja Volcánica Transmexicana. El límite entre todas estas provincias es transicional.

Dentro de la Mesa Central, que cubre casi toda la mitad occidental del Estado de San Luis Potosí, afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, que fueron depositadas en dos grandes unidades paleogeográficas: la plataforma de Valles-San Luis Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México (Carrillo-Bravo, 1971). Durante el Terciario temprano hubo un plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico—Orogenia Laramide—que dio origen a las estructuras compresivas de la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental. Posteriormente, durante el Eoceno u Oligoceno temprano, se formaron cuencas aisladas donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales—*e. g.*, Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955) y Formación Cenicería (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Sobre estos sedimentos, o interestratificados en parte con ellos, existe un paquete grueso de rocas volcánicas cenozoicas, cuya edad varía entre 44 y 26 Ma, que constituyen el CVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 1983). Las rocas del CVSLP cubren discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico y, en algunos lugares, a sedimentos continentales del Paleógeno. Las rocas volcánicas del CVSLP son mayoritariamente félsicas y pertenecen a la extensa provincia magmática de la SMO, que forma un cinturón continuo con una dirección NW y con una anchura promedio de 150 a 200 km, desde la Faja Volcánica Transmexicana en el sur, hasta los Estados Unidos de América.

En las primeras fases de formación del CVSLP, el volcanismo varió en composición desde intermedio hasta básico. De la primera etapa sólo quedan algunos vestigios aislados, representados por la andesita Casita Blanca (K-Ar: 44.1±2.2 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), que se cree se haya formado a partir de estructuras del tipo central, que originaron derrames de lava con espesores delgados. Estas rocas son equivalentes a las andesitas del Paleoceno-Eoceno que afloran en Sinaloa y Zacatecas (Clark *et al.*, 1979); a la “andesita antigua” de la secuencia volcánica de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a los derrames de lava andesítica intercalados con el conglomerado rojo de Guanajuato (Edwards, 1955, fig. 29).

El volcanismo oligocénico empezó en el Estado de San Luis Potosí hace aproximadamente 32 Ma, con la emisión de grandes derrames piroclásticos de composición riolítica. Se considera que estas ignimbritas estén genéticamente asociadas a la caldera de Milpa Grande (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989). Posteriormente, entre los 32 y los 30 Ma antes del presente, se emplazó una serie de domos de composición

riodacítica. Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma haya causado la formación de grandes estructuras volcánico-tectónicas, con una orientación N45°E, como la fosa tectónica de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1983; Tristán-González, 1986). Subsecuentemente, sucedió la extrusión de la riolita topacífera y la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a domos exógenos enormes y derrames piroclásticos asociados. Simultáneamente a la etapa principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques, para formar *horsts* y *grabens*, cuya orientación predominante oscila entre los N30-40°W. Una vez formadas estas depresiones, fueron rellenadas desde parcial hasta totalmente por derrames piroclásticos que constituyen la riolita Panalillo, con una edad K-Ar de 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno medio, hubo erupciones esporádicas de magma basáltico, que posiblemente haya sido expulsado a través de fallas normales. El paquete oligocénico del CVSLP es equivalente al “supergrupo volcánico superior” de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a la secuencia volcánica superior de Chihuahua (Cameron *et al.*, 1980). Durante el Mioceno—13 Ma—hubo erupción de lavas básicas con afinidad alcalina (campo volcánico Los Encinos; Luhr *et al.*, 1990). La actividad volcánica alcalina se reanudó durante el Pleistoceno (Ferrusquía-Villafraña, 1988 *in* Luhr *et al.*, 1989). Se considera que la fuente de la basanita cuaternaria con xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Luhr, 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 1993) esté íntimamente relacionada con la intersección del *graben* de Villa de Reyes con otras estructuras de carácter regional (Aranda-Gómez *et al.*, 1983; Tristán-González, 1986).

GEOLOGÍA LOCAL

FORMA Y DIMENSIÓN DE LOS DOMOS

En los alrededores del área de Tepetate, se hizo la identificación de varios domos riolíticos; dos de estas estructuras son el DEG y el DCS. El DEG tiene una superficie de afloramiento de aproximadamente 28 km^2 ; es de forma aproximadamente circular, con un radio promedio de 3 km. El DCS es de forma burdamente elíptica, con un diámetro menor aproximado de 4 km, y el mayor de 6 km (Figura 2). Cerca de estas estructuras grandes, hay otros dos domos más pequeños: los cerros Reina y El Lobo. El cerro Reina tiene una forma más o menos circular, con un radio promedio de 1 km, y el cerro El Lobo muestra una forma elíptica, con diámetros de 2 y 0.5 km, respectivamente.

LITOLOGÍA

En el área de los DEG y DCS se identificó dos unidades litoestratigráficas: la Riolita San Miguelito y la riolita Panalillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Riolita San Miguelito

En el DEG, la Riolita San Miguelito (K-Ar: 29.2 ± 0.8 Ma; Tabla 1) es una roca con textura porfídica, de color gris claro a pardo rojizo, con un contenido de fenocristales de entre 20 y 30%. La proporción relativa de fases intratelúricas es cuarzo sanidino > plagioclasa sódica + biotita + minerales opacos. El tamaño de los fenocristales oscila entre 2 y 4 mm y son euhedrales a subhedrales. En los centros de expulsión, la matriz es principalmente vítrea o merocristalina. En las márgenes del domo, las rocas están totalmente desvitrificadas. La riolita contiene cavidades miarolíticas rellenas con minerales, producto de cristalización de “fase de vapor”; los minerales identificados son cuarzo, hematita y topacio; frecuentemente se encuentra estas cavidades alineadas a lo largo de la foliación primaria del derrame.

Tabla 1.- Datos geocronológicos de K-Ar de la muestra JAG-1 (22.04°N, 101.27°W).

K [%]	$^{40}\text{Ar}^*$ [ppm]	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ [%]	Edad [Ma]	$\pm\sigma$ [Ma]
6.897	0.01383	65.1	29.2	0.8
6.871	0.01428	69.8		

Análisis realizados por Geochron Laboratories en un concentrado de biotita.

$^{40}\text{Ar}^*$: argón radiogénico
 $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$: argón atmosférico
 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}$ / año
 $(\lambda_e + \lambda'_{\beta}) = 0.581 \times 10^{-10}$ / año

En el DCS, que ocupa la parte septentrional del área de estudio, la roca es de color gris claro, con 25-35% de fenocristales, de 2 a 4 mm de longitud, de cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica y biotita. La biotita generalmente se encuentra de parcial a totalmente reemplazada por óxidos de Fe (Figura 3). La

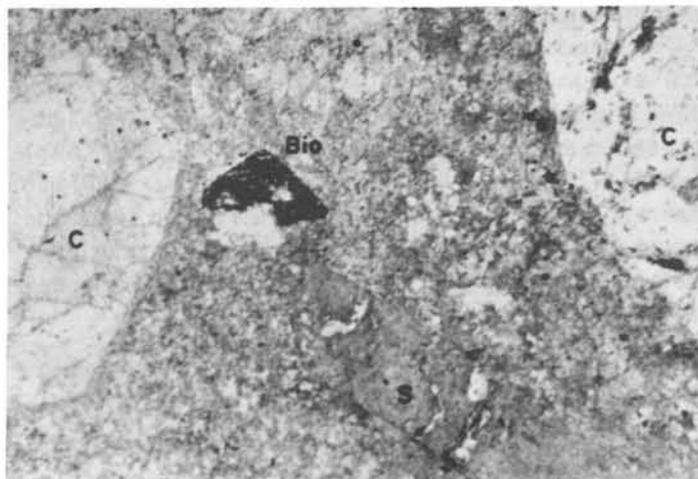


Figura 3.- Fotomicrografía en que se aprecia el reemplazamiento de biotita (Bio) por óxidos de Fe. Otras fases presentes son cuarzo (C) y sanidino (S). Muestra 5, luz plana polarizada. Área fotografiada: 3.2 x 2.4 mm.

textura de las rocas es inequigranular-porfídica, con una matriz de parcial a totalmente desvitrificada (Figuras 4 y 5). Los minerales cristalizados durante la "fase de vapor" rellenan cavidades a lo largo de la foliación de flujo y son calcedonia, especularita, cuarzo y topacio. En la parte sudoriental del DCS aflora una brecha monolitológica, con fragmentos de lava riolítica y diámetro que varía desde 10 cm hasta 1 m (cf. localidad A, Figura 2 y Figura 6), que pudiera representar la brecha basal de la estructura.

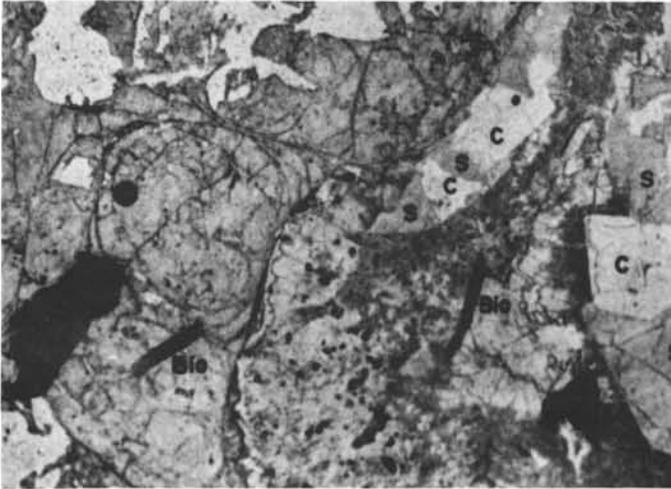


Figura 4.- Fotomicrografía en la que se aprecia desvitrificación incipiente; en la matriz vítrea se observa fracturas perlíticas. Otras fases presentes son cuarzo (C), sanidino (S), biotita (Bio) y zircón (Z). Muestra 4, luz plana polarizada. Área fotografiada: 3.2 x 2.4 mm.

En la zona intermedia entre DEG y DCS (Figura 2), el derrame de lava riolítica es un vitrófido de color negro, frecuentemente desvitrificado en mayor o menor grado. En varios lugares llega a tener litofisas hasta de 20 cm de diámetro, rellenas de calcedonia (Figura 7). Estas estructuras indican que, durante el enfriamiento de las lavas, se liberó vapor. La desvitrificación de la lava característicamente se presenta en forma de esferulitas constituidas por arreglos radiales, o bien



Figura 5.- Fotomicrografía del campo de la Figura 4, tomada con nicoles cruzados.



Figura 6.- Fotografía que muestra la brecha basal del DEG. Localidad A en la Figura 2.

concéntricos, de sanidino, cuarzo y cristobalita micro- a criptocristalinos, que se forman alrededor de los fenocristales (Huspeni *et al.*, 1984).

Aunque no fueron hechos análisis químicos de las rocas recolectadas en los DEG y DCS, se cree que los magmas que dieron origen a estas estructuras hayan tenido un contenido alto de flúor, como lo indica la presencia de cristales euhedrales de topacio (Figura 8). Este silicato generalmente se forma durante la desvitrificación, que puede suceder simultáneamente al enfriamiento de la lava. El topacio generalmente está dentro de cavidades litofísicas o a lo largo de fracturas y planos de la foliación de flujo. La presencia de topacio en la lava desvitrificada señala que, al menos, 0.1-0.2% del flúor original del magma quedó atrapado dentro del vitrófido (Burt *et al.*, 1982). La riolita topacífera es una roca altamente diferenciada a partir de magmas silíceos, los cuales están enriquecidos en flúor y elementos incompatibles litófilos, incluyendo Be, U, Th, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W y Sn (Burt y Sheridan, 1981; Burt *et al.*, 1982). Según Webster y colaboradores (1987), el contenido de F en el líquido residual aumenta conforme progresa la



Figura 7.- Litofisas rellenas de calcedonia, posiblemente formadas durante la etapa de "fase de vapor". Porción sudoccidental del DCS.

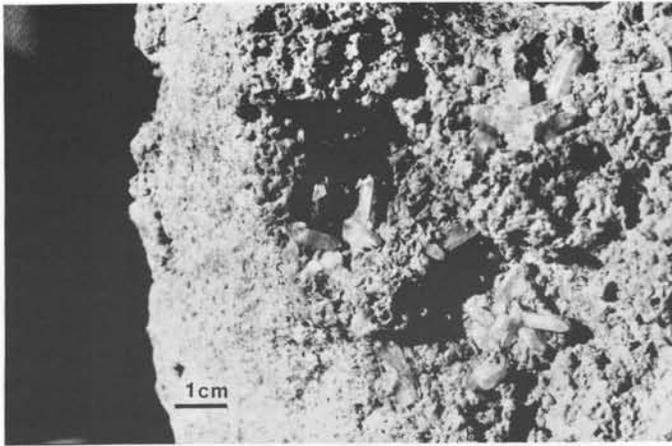


Figura 8.- Cristales euhedrales de topacio. Parte oriental del DEG.

cristalización de las fases libres de este elemento (*i.e.*, todas las fases mineralógicas de la roca, excepto fluorita, biotita y topacio). Webster y Holloway (1990) consideraron que, en algunos magmas, pueda suceder un enriquecimiento extremo de volátiles, donde el F puede exceder de 4% y el Cl de 5,000 ppm. Estos elementos se concentran en los fluidos hidrotermales magmáticos, lo que sucede durante las fases finales de cristalización de los magmas riolíticos topacíferos y magmas asociados a depósitos de molibdeno de tipo Climax.

Se considera que una parte de los magmas riolíticos, que dieron origen a las rocas del CVSLP, sea muy semejante al magma del que se derivó la riolita topacífera que Burt y colaboradores (1982) y Christiansen y coautores (1986) consideraron como un tipo especial de riolita, con contenido alto de sílice y cantidades anormales de flúor y de los elementos incompatibles litófilos, ya mencionados. Desde el punto de vista geoquímico, estas rocas son singulares debido a que, por su porcentaje de tierras raras, pueden ser consideradas como “pegmatitas extrusivas”. Por otro lado, por su contenido de agua relativamente bajo, en comparación con las pegmatitas (*sensu stricto*) formadas por cristalización fraccionada del magma granítico, este tipo de roca debería estar en el otro extremo del espectro de concentración de elementos litófilos (Burt *et al.*, 1982). La riolita topacífera puede contener granate, bixbyita, pseudobrookita, hematita y fluorita en cavidades o en la matriz desvitrificada. Todas estas fases suelen formarse durante la cristalización en “fase de vapor”. Los fenocristales magmáticos llegan a constituir hasta un 40% de la roca, e incluyen sanidino, cuarzo, plagioclasa sódica—generalmente oligoclasa—biotita rica en hierro y flúor. Además, en algunas lavas se encuentra hornablenda rica en Fe o clinopiroxeno. Los minerales accesorios comunes son magnetita, ilmenita, zircón, apatita, allanita y fluorita (Christiansen *et al.*, 1986).

En el DEG se observó que la parte superior del derrame, sobre todo en las porciones septentrional y oriental del domo, contiene cristales abundantes de topacio, lo que indica una concentración considerable de volátiles ricos en flúor en esa área. El topacio se encuentra distribuido uniformemente en

todo el DCS. La presencia de topacio en ambas estructuras, así como la cercanía entre ellas, sugieren que la lava de los dos domos pudiera provenir de una misma cámara magmática, y que éstos pudieran haberse formado en un lapso relativamente corto, aunque no necesariamente con simultaneidad.

Riolita Panalillo

En toda el área de estudio, a manera de remanentes erosionales pequeños que cubren parcialmente a los derrames de la Riolita San Miguelito, existen afloramientos pequeños de la riolita Panalillo (K-Ar: 26.8 ± 1.3 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En la porción noroccidental del área, la base de esta unidad es una capa de toba de grano fino, de color blanco a ligeramente amarillo, con fragmentos de pómez sin colapsar y esquirlas de vidrio de 1 a 2 mm de longitud. Este miembro está cubierto por una ignimbrita piroconsolidada, que contiene 5% de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. La matriz es vítrea en la base de la ignimbrita; en la cima se encuentra desvitrificada totalmente. En el área de Tepetate (Figura 2, localidad B), la riolita Panalillo aparentemente cubre una falla que sólo afectó a la Riolita San Miguelito; en la zona de falla de ésta, aquélla se presenta brechada y oxidada, mientras que el vitrófido verde de la ignimbrita está sin alterar. En esa localidad la ignimbrita se inclina 15° al NE.

Entre los domos El Gato y Cerro Silva aflora una ignimbrita con piroconsolidación densa, con 5 a 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, con fragmentos de pómez colapsados de 3 a 5 cm de longitud. Ahí (Figura 2, localidad C) la ignimbrita está cubierta concordantemente por una toba de derrame piroclástico sin piroconsolidar, con líticos angulosos cuyos diámetros varían desde 2 hasta 10 cm. Ambos miembros presentan un basculamiento entre 20-25 al NE.

Se considera que la riolita Panalillo haya cubierto depresiones pequeñas entre los volcanes de la Riolita San Miguelito—DEG y DCS. El basculamiento observado en la ignimbrita aparentemente fue provocado por fallamiento regional postoligocénico.

Huspeni y colaboradores (1984) resaltaron la asociación entre algunos domos e ignimbritas riolíticas; consideran que ambas rocas provengan de la misma fuente y que las ignimbritas jugaran un papel importante en la mineralización de Sn. En otros lugares, las relaciones de campo entre los domos y las ignimbritas aparentemente sugieren que ambas rocas se hayan depositado en un lapso corto y que sean cogenéticas. En el área de Tepetate, si la ignimbrita cartografiada es parte de la riolita Panalillo, y si la edad de K-Ar obtenida en otros lugares para esta riolita es extrapolable al área de estudio, existe una diferencia significativa de edad—aproximadamente 3 Ma—entre la formación de los domos y el depósito de la ignimbrita. Por las características geoquímicas de la riolita topacífera, se consideró que los domos del área pudieran tener valores anómalos de elementos radiactivos—K, U, Th—por lo que se procedió a hacer un levantamiento radiométrico con un medidor de

centelleo—Exploranium Geometrics EGG, modelo GR110. Fueron detectadas lecturas elevadas, hasta de 190 cps, en diferentes partes de los domos; en el aluvión circundante las cuentas oscilan entre 80 y 90 cps. Asimismo, al medir la radiación en los afloramientos de la riolita Panalillo, se notó que ésta es considerablemente más baja (~89 cps). Por tanto, es posible que la riolita que constituye los domos y la ignimbrita no sean comagmáticas, ya que la ignimbrita, de acuerdo con su respuesta radiactiva, no presenta concentraciones altas de elementos incompatibles radiactivos, difiriendo significativamente de la Riolita San Miguelito.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS

Características generales de la riolita topacífera

La riolita topacífera (Christiansen *et al.*, 1986) y la estannífera (Huspeni *et al.*, 1984), tienen características geoquímicas bien definidas, que incluyen un contenido elevado de sílice: 75% de SiO₂, 12-14% de Al₂O₃ y 8-9% de Na₂O+K₂O y bajo CaO (< 1%), MgO, TiO₂ (< 0.15%). Su composición varía de metaluminosa a ligeramente peraluminosa—como un resultado probable de granate, rellenando litofisas, lo cual aún no ha sido reportado en rocas riolíticas topacíferas mexicanas. En la SMO y en el oeste de los Estados Unidos de América, existen varias rocas riolíticas topacíferas ricas en F, que se asocian a mineralización de estaño y que están caracterizadas por una proporción elevada de K₂O/Na₂O, casi igual a 1.5 (Burt *et al.*, 1982; Huspeni *et al.*, 1984; Christiansen *et al.*, 1986).

Además de las características generales mencionadas anteriormente, Huspeni y colaboradores (*op. cit.*) determinaron que las rocas riolíticas, asociadas a mineralización de Sn en la SMO, presentan en los vitrófidos un contenido de F hasta de 3,100 ppm. Estos autores consideran que la riolita topacífera está enriquecida en U (10-22 ppm) y Th (34-68 ppm), en comparación con un granitoide con porcentaje bajo en Ca (U = 3 ppm, Th = 17 ppm).

Las rocas de Tepetate

Algunas muestras de los domos riolíticos que están localizados en el área de Tepetate—cerros Lobo y Reina—fueron analizadas por elementos mayores en la Arizona State University (D. Burt y M. Sheridan, comunicación personal, 1984). De acuerdo con los resultados obtenidos, se observó que sus características químicas son similares a las reportadas por otros autores (Burt *et al.*, 1982; Huspeni *et al.*, 1984; Christiansen *et al.*, 1986). Aunque las rocas de San Luis Potosí no fueron analizadas por U y Th, es posible que, como otras rocas asociadas a mineralización de Sn y F, tengan un contenido alto en minerales radiactivos. Así lo sugiere el levantamiento radiométrico efectuado en el transcurso de este estudio. Los valores obtenidos—cps—en los alrededores del complejo

de domos son considerablemente más bajos (70 < n < 90) que aquéllos obtenidos sobre los afloramientos de riolita topacífera del DEG y DCS (100 < n < 190).

Dentro del CVSLP se conoce la existencia de riolita con granate en las regiones de Aqualulco y La Herradura. Ésta, aparentemente, no está asociada directamente a riolita con mineralización de topacio, o bien, estaño.

En general, las rocas topacíferas del CVSLP son ligeramente más ricas en SiO₂ y en potasio que las de los EUA—alrededor de 4.5 a 5.5% en peso—y su contenido total de álcalis—K₂O+Na₂O—superior a 8.5%. La proporción de K₂O/Na₂O es cercana a 1.5.

ESTRUCTURA

Características generales de los domos

Los domos riolíticos son estructuras volcánicas formadas por la extravasación de lavas viscosas a partir de una fuente central. Su crecimiento es endógeno, por inyección de lava dentro del cuerpo inicial. Idealmente, los cuerpos tienden a desarrollar una estructura semiesférica, que es modificada, en mayor o menor grado, por la deformación inducida por la gravedad y por las irregularidades de la superficie prevolcánica. Formas similares fueron producidas experimentalmente por Reyer (*in Williams*, 1932) por inyección de sustancias viscosas a través de una abertura estrecha. Así, en la mayoría de los casos, la foliación producida por el flujo interno de la lava, es casi vertical y concéntrica en el núcleo de las estructuras; hacia sus márgenes la inclinación de las capas decrece gradualmente. A esta disposición estructural se le ha dado el nombre de “estructura de cebolla” o “domo en forma de hongo” (Reyer *in Williams*, 1932; Bryan, 1966; Benson y Kittleman, 1968).

Las estructuras internas observables claramente en los domos riolíticos (Figuras 2 y 9) incluyen a la foliación o pseudo estratificación generada por el estiramiento, rompimiento y disminución durante el movimiento de la roca semiplástica (Cas y Wright, 1988). Los derrames de lava asociados a domos riolíticos presentan estructuras de “rampa” (MacDonald, 1972), así como pliegues en la superficie de la lava (Fink, 1980).

Las estructuras formadas por los derrames de lava riolítica tienen formas características. Éstas han sido descritas como “cóncavas hacia arriba” (Bryan, 1966) y comparadas con la forma de una “cuchara”, o con los cuerpos glaciares (Christiansen y Lipman, 1966). Varios autores como Christiansen y Lipman (*op. cit.*) mencionan la presencia de vitrófidos en los domos y consideran que éstos se presentan en las brechas basales o cerca de la zona de fuente. En algunos domos riolíticos jóvenes se conserva una cubierta o caparazón vítreo o brechoso (Fink, 1980, 1983; Fink y Manley, 1987). En general, los domos bien conservados y expuestos presentan una brecha basal, o tienen un caparazón vítreo (Burt y Sheridan, 1987).

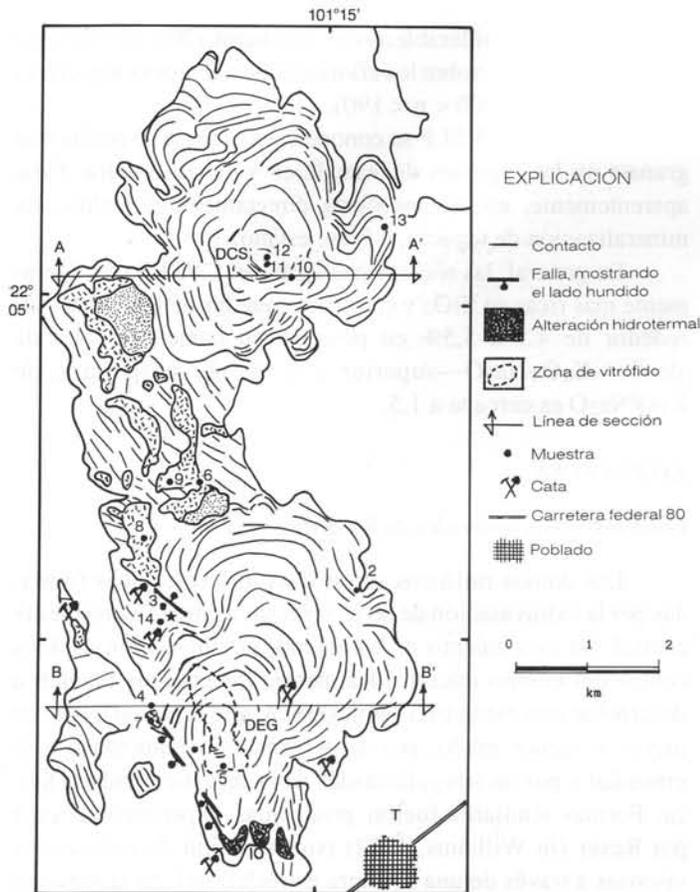


Figura 9.- Mapa que muestra la configuración estructural de los domos de Tepetate. También se incluye la localización de las zonas de alteración, obras mineras y de los ejemplares recolectados. El asterisco muestra la localidad en que se recolectó el ejemplar fechado por K-Ar (JAG-1; Tabla 1).

Christiansen y colaboradores (1986) consideran que las erupciones de lava riolítica topacífera comúnmente fueron extraordinariamente pasivas. También, observan que las estructuras estudiadas, en su mayoría, poseen depósitos piroclásticos en sus bases, asociados posiblemente a la apertura inicial del conducto volcánico. La importancia de estas rocas piroclásticas reside en que algunas tienen depósitos de berilio con valor económico como en Spor Mountain, Utah (Burt *et al.*, 1982; Burt y Sheridan, 1981).

Los domos El Gato y Cerro Silva

Los domos riolíticos localizados en las partes sudoccidental de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato, aparentemente, no están asociados a depósitos de tefra y no hay evidencia expuesta de actividad explosiva (Burt y Sheridan, 1987, p. 106). Se considera que la formación de estos domos topacíferos haya estado asociada a una etapa de erupción pasiva bastante continua. Se cree que los domos hayan sido simplemente alimentados a través de un conducto, y que hayan crecido y simultáneamente hayan sido deformados de manera compleja por diferentes esfuerzos, tanto compresivos y de tensión como gravitacionales.

En el área de Tepetate, el afloramiento de la Riolita San Miguelito llega a cubrir una superficie aproximada de 60 km² (Figura 2). El Cerro Silva es un domo bien formado, con su fuente en la parte central. La localización del conducto alimentador se infiere (Figura 9) a partir de la foliación de flujo cartografiada (Figura 2) y se cree que se localice donde la foliación presenta las inclinaciones máximas y los rumbos muestran un arreglo aproximadamente concéntrico. Conforme aumenta la distancia al centro de emisión, la inclinación de la foliación va disminuyendo gradualmente hasta hacerse casi horizontal cerca de las partes distales de la estructura. Los derrames de lava vuelven a presentar foliación casi vertical en sus extremos más alejados de las fuentes, formando "rampas".

En el DEG la fuente de emisión se localiza en su porción centro-occidental y las lavas llegaron a recorrer hasta 6 km desde el centro de emisión (Figura 9).

La forma y desarrollo de los domos de Tepetate dependió del aporte del material magmático, de las características reológicas de las lavas y de su contenido de volátiles, que tiende a reducir la viscosidad de la lava (Hausback, 1987). Estas lavas fueron deformadas simultáneamente o inmediatamente después de su expulsión por diferentes esfuerzos causados tanto por la inyección del magma (compresión), como por la gravedad (*i.e.*, el peso mismo del material plástico y porque existen evidencias de que la superficie anterior a la extravasación de la Riolita San Miguelito no era horizontal), dando como resultado estructuras de rampa, *boudinage*, fracturas de tensión (Figura 10) y juntas de enfriamiento (Figura 11).

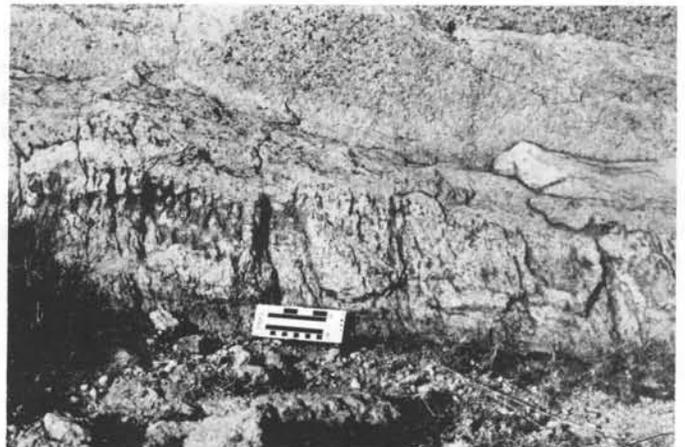


Figura 10.- Fracturas de tensión perpendiculares a la foliación de flujo. Se cree que estas estructuras hayan sido formadas por el movimiento y/o contracción de la lava al enfriarse. Porción oriental del DEG.

En los DEG y DCS no existen afloramientos grandes que sean considerados como la base de los mismos. Sólo se encontró una brecha monolitológica en la porción sudoriental del DCS (Figura 6 y Figura 2, Localidad A) y se desconoce si hay posibilidades de encontrar mineralización de berilio, ya que las tobas que albergan a las menas en otras localidades como en Spor Mountain, parecen no existir, o no estar expuestas en



Figura 11.- Juntas de enfriamiento (?) vistas sobre el plano de foliación de derrame. Porción noroccidental del DEG.

Tepetate. En otros domos topacíferos del CVSLP, o de la SMO, donde el nivel de erosión es el adecuado, es factible prospectar por mineralización económica de este tipo.

Discusión

Durante la verificación de campo se cartografió una zona en que rocas con textura vitrofídica son comunes y que se cree esté relacionada al conducto alimentador del DEG (Figuras 2 y 9). En contraste, el DCS presenta foliación de flujo vertical y lavas totalmente desvitrificadas en su fuente principal. Se considera que el emplazamiento de estos domos empezó con la formación de una pequeña burbuja de lava, que fue creciendo por inyección del magma a través del conducto alimentador (Figura 12). En la parte exterior de la estructura debió formarse

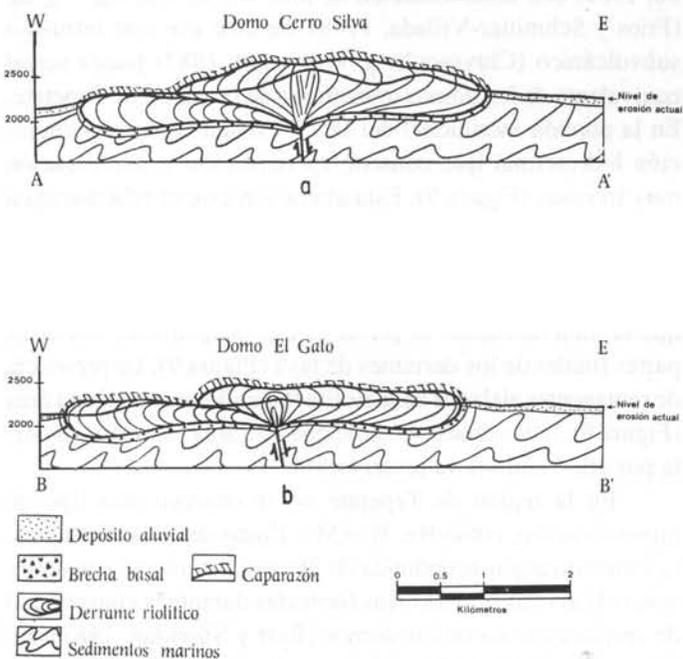


Figura 12.- Secciones esquemáticas de los domos El Gato y Cerro Silva. Escalas: vertical = horizontal. Véase localización de las líneas de sección en las Figuras 9 y 13.

un caparazón de vidrio. Conforme crecía el volcán, esta costra rígida debía autobrecharse, en parte por la presión interna del magma, que tendía a distender al caparazón, y en parte por la deformación causada por el movimiento, pendiente abajo, de la lava. Aparentemente, en las dos estructuras estudiadas, la cubierta superior ya fue erosionada (Figura 12), ya que no se encontró vestigios del caparazón vítreo. La porción inferior de la brecha posiblemente se encuentra sepultada bajo los mismos derrames de lava y/o cubierta por depósitos de talud en las márgenes del complejo de domos (Figura 12). La forma actual de los DEG y DCS se debe, en parte, a la morfología inicial de las estructuras, que se relaciona a la velocidad de aporte de la lava y a sus características reológicas. Por otro lado, la topografía de la superficie sobre la que se formaron los domos también debió influir en su forma. Por último, la erosión modificó la estructura inicial, hasta darles su forma actual.

Se cree que durante las primeras etapas de formación del complejo se formó el DCS (Figura 13a). En su primera fase, el emplazamiento de esta estructura consistió en la expulsión de un derrame de lava que fluyó hacia las partes más bajas, situadas al SW del conducto original, que se encuentra en la porción central del domo (Figura 9). Posteriormente, hubo otra expulsión de lava a través del mismo conducto y el derrame

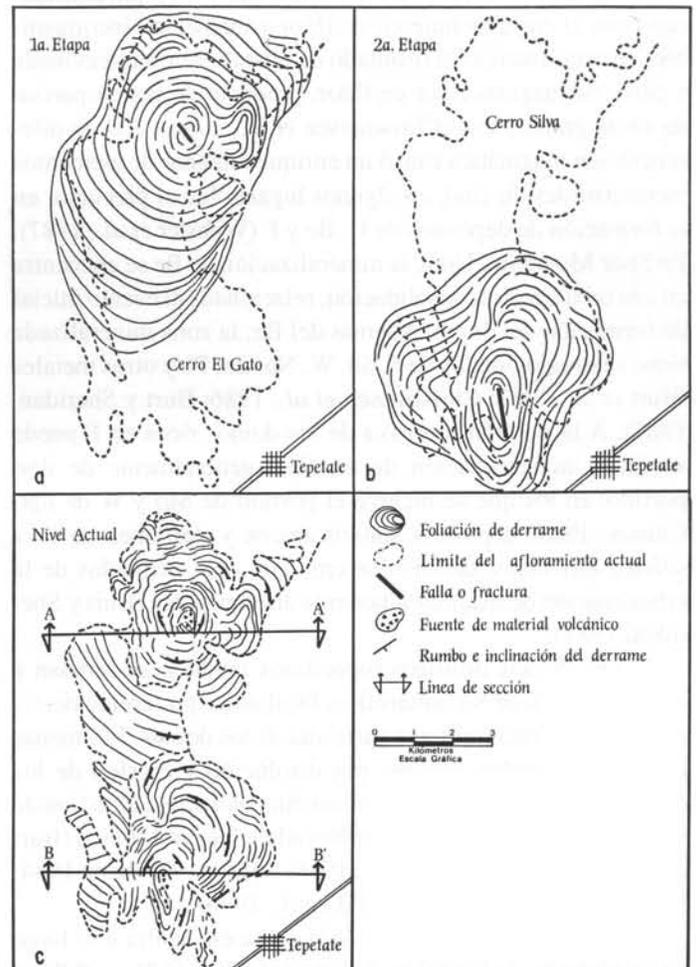


Figura 13.- Etapas de desarrollo de los domos riolíticos El Gato y Cerro Silva.

resultante creció como una burbuja que subsecuentemente se colapsó, cubriendo uniformemente el área que se encontraba alrededor de la fuente original (Figuras 12a y 13a). Después de la formación de DCS sucedió el desarrollo del DEG. En la primera etapa del DEG se formó un pequeño derrame de lava que fluyó hacia una parte más baja, localizada al poniente del domo (Figuras 12b y 13b). Dicho derrame no presenta brecha ni vitrificado basal. Posteriormente, hubo el emplazamiento de otro derrame de lava de mayor volumen que simplemente creció y por gravedad fluyó hacia el norte y oriente. Los DEG y DCS presentan en toda la estructura mineralización de topacio, lo que sugiere que estas lavas fueron bastante fluidas, ya que uno de los efectos del flúor en magmas ricos en SiO₂ es disminuir considerablemente su viscosidad (Wyllie, 1979, *in* Burt y Sheridan, 1981).

MINERALIZACIÓN EN LOS DOMOS

La riolita topacífera generalmente presenta un enriquecimiento de elementos litófilos y tierras raras. Comúnmente se asocian a ella depósitos minerales que consisten en varias combinaciones de F, Be, U, Sn, Mo, W, Li y otros metales raros (Burt y Sheridan, 1987). Varios autores (Burt *et al.*, 1982; Christiansen *et al.*, 1986; Burt y Sheridan, 1987) han considerado que el enriquecimiento en flúor y elementos incompatibles en estas rocas es el resultado de cristalización fraccionada a partir de magmas ricos en flúor, producto de fusión parcial de rocas granulíticas (Christiansen *et al.*, 1986). Así, la diferenciación magmática causó un enriquecimiento de elementos incompatibles, lo cual, en algunos lugares fue el precursor en la formación de depósitos de U, Be y F (Webster *et al.*, 1987). En Spor Mountain, Utah, la mineralización de Be se encuentra en una toba sin piroconsolidación, relacionada al evento inicial de formación del domo. Además del Be, la zona mineralizada tiene valores anómalos de F, Sn, W, Nb, Zn, Pb y otros metales (Burt *et al.*, 1982; Christiansen *et al.*, 1986; Burt y Sheridan, 1987). A la porción intrusiva de los domos ricos en F puede asociarse mineralización de metales, generalmente de tipo pórfido, en los que se incluye el pórfido de Mo y W de tipo Climax. Estos depósitos subvolcánicos y derrames de lava silícica asociados, también se cree que sean derivados de la cristalización de magmas altamente diferenciados (Burt y Sheridan, 1987).

Los domos riolíticos topacíferos también se asocian a mineralización de Sn fumarólico, localizada, preferentemente, a lo largo de fracturas en la parte alta de los domos. Las menas también se pueden originar por disolución y erosión de los depósitos primarios produciéndose Sn colofome. Este tipo de yacimiento se ha registrado en Nevada y Nuevo México (Burt *et al.*, 1982; Christiansen *et al.*, 1986; Sillitoe y Bonham, 1984; Burt y Sheridan, 1987; Duffield *et al.*, 1990).

La riolita con estaño en México se encuentra a lo largo de un cinturón de 1,000 km de longitud (Pan, 1974, *in* Sillitoe y Bonham, 1984). En muchas áreas de los estados de Guana-

juato, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango (Foshag y Fries, 1942), la mineralización de Sn se asocia a rocas de la Secuencia Volcánica Superior de la SMO (Burt *et al.*, 1982; Huspeni *et al.*, 1984). A estos domos con mineralización de Sn en México se ha determinado edades de K-Ar entre 30 y 32 Ma por Huspeni y colaboradores (1984), quienes también mencionan que en el norte de México el estaño se presenta en cuerpos de casiterita de volumen pequeño, a manera de vetillas, o en forma diseminada. La alteración de la roca encajonante consiste en caolinita, illita, feldespato y sílice. Estos mismos autores señalan que los cuerpos mineralizados son domos riolíticos con cubiertas ignimbríticas que sirvieron de capas impermeables para los sistemas de mineralización. La ignimbrita en muchos lugares llegó a cubrir la brecha que se forma en la parte superior del caparazón de los domos y/o de los derrames de lava asociados a ellos (Huspeni *et al.*, 1984). Sin embargo, Duffield y otros (1984) y Burt y Sheridan (1987) no encontraron ignimbrita riolítica cubriendo a los domos topacíferos con mineralización de estaño en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Por tanto, el papel de la cubierta ignimbrítica no es del todo claro en la génesis de estos depósitos. Es posible que aunque las capas de ignimbrita no hayan participado en el proceso de mineralización, sean importantes en la prospección de estos yacimientos, ya que pudieron servir de protección para que la brecha, o parte superior de las estructuras, lugares preferentes donde se encuentra la mineralización de Sn, no fueran erosionadas.

Los domos topacíferos, como el DEG y el DCS, representan el nivel más somero en este tipo de sistema mineralizado. En la región de Guadalcázar, S.L.P., se conoce un intrusivo granítico (K-Ar: 32 Ma, Mugica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983) con mineralización de Mo, W, Sn, Au, Ag, F y Be (Fries y Schmitter-Villada, 1948). Se cree que este intrusivo subvolcánico (Chryssoulis y Wilkinson, 1983) pueda ser el equivalente de los domos topacíferos de la región de Tepetate. En la porción meridional del DEG, existen zonas con alteración hidrotermal que consiste en oxidación y silicificación muy intensas (Figura 9). Esta alteración estuvo relacionada a la mineralización de Sn, ya que en el área hay obras mineras pequeñas donde se extrajo casiterita. También existen catas y zanjas en la parte oriental del complejo, por lo que se infiere que la mineralización se presentaba principalmente hacia las partes finales de los derrames de lava (Figura 9). La presencia de remanentes aislados de la riolita Panalillo en esa misma área (Figura 9), indica que es posible que esta área estuviera cubierta por una "ignimbrita protectora".

En la región de Tepetate no se observó otro tipo de mineralización, como Be, W o Mo. Como se mencionó antes, la mineralización económica de Be usualmente se encuentra asociada a rocas piroclásticas formadas durante la etapa inicial de emplazamiento de los domos (Burt y Sheridan, 1987). En el complejo DEG-DCS no hay expuesto afloramiento alguno de toba, por lo que no es seguro que los domos hayan tenido una etapa explosiva al iniciar su formación. El Mo y el W se

concentran en la parte subvolcánica y en los canales alimentadores del magma. En el área de Tepetate ninguno de los domos ha llegado a un grado de erosión que permita ver estas zonas. En el intrusivo de Guadalcázar se reportó algo de mineralización de Mo y W coexistiendo con turmalina y berilo.

En otros domos riolíticos del área Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos se ha observado catas pequeñas que fueron trabajadas por gambusinos en la extracción de casiterita. En estructuras dómicas mayores como el cerro Grande en la sierra de San Miguelito, y el cerro Los Huacales en la región de Pinos, el nivel de erosión es más profundo y se cree que en esos lugares se podría observar sus brechas y tobas basales, lugares idóneos para la exploración de Be. En el cerro Los Huacales hay además mineralización de Au y Ag; aparentemente, los domos riolíticos de esa área influyeron en el desarrollo de este tipo de yacimientos. A esta mineralización se asocia alteración hidrotermal intensa (Aguillón-Robles, 1983).

TECTÓNICA

Varios autores han hecho énfasis en que el “grano tectónico” de las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato está dominado por pilares y fosas tectónicas de orientación NE-SW (*graben* de Villa de Reyes) y NW-SE (e. g., *grabens* de Bledos, Enramadas, Loreto y Aguascalientes). También, se ha propuesto (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1989) que estas estructuras forman parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (*Basin and Range Province*).

Stewart (1978), en una amplia revisión acerca de la provincia de Cuencas y Sierras, la definió como una extensa área en el oeste de América del Norte, caracterizada por fallamiento normal que se formó durante el Cenozoico tardío. Morfológicamente, la provincia se caracteriza por la alternancia de montañas alargadas y cuencas aluviales (pilares y fosas tectónicas). Esta deformación afectó a rocas del Mesozoico y del Terciario temprano y medio, y fue precedida por la intensa actividad ígnea del Terciario medio. En los E.U.A., las fallas y fracturas de extensión del Cenozoico se distribuyen desde el borde oriental de la Sierra Nevada hasta la parte SSE de la Meseta del Colorado (*Colorado Plateau*), donde forman el sistema de fosas y pilares tectónicos del Río Grande (*Rio Grande Rift*). En México, la zona extendida comprende a la región que circunda al Golfo de California al occidente y al oriente, las provincias fisiográficas (Raisz, 1964) de las Cuencas y Sierras de Chihuahua y Durango, la Mesa Central, y parte de la SMO. El núcleo de la SMO, que aparentemente no sufrió gran deformación, separa a estas dos grandes regiones extendidas. La expresión geomorfológica característica de la Provincia de las Cuencas y Sierras desaparece en la latitud de la Faja Volcánica Transmexicana y es incierto si se prolonga o si alguna vez existió al sur de este arco volcánico continental (Henry y Aranda-Gómez, 1990, 1992).

La extensión regional, que comenzó a actuar a partir del Oligoceno medio o tardío (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992), dio como resultado la formación de una serie de pilares y fosas tectónicas, con orientaciones que varían entre N30-40°W en el oeste de los E.U.A. Esta tendencia cambia gradualmente hacia el NNE en el área del Río Grande. En la parte central de México (extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras) se desarrolló una zona donde se formaron fosas tectónicas con una orientación al N y NW como las estructuras de Calera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo (Martínez-Ruiz, 1984; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1989). En Durango y Chihuahua también ocurrió algo similar (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Contemporáneamente a las primeras fases de la extensión (~30-32 Ma), se extravasó la riolita topacífera. Posteriormente, durante el Oligoceno tardío (~22 Ma), Mioceno (~11 Ma) y Pleistoceno (≤2 Ma) se expulsó basanita y basalto alcalino característicos de regímenes tectónicos extensivos (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; McDowell y Keizer, 1977; Aranda-Gómez y Luhr, 1990).

En el CVSLP se formaron importantes estructuras derivadas del proceso de extensión, como el *graben* de Villa de Reyes, una estructura con orientación predominante N25°E, rellenada parcialmente por un grueso paquete de tobas de caída libre, derrames piroclásticos, depósitos lacustres y aluviales con un espesor total aproximado de 400 m (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986). En el área existen también estructuras transversales, como las fosas tectónicas de Bledos (N40°W) y Enramadas (N50°W). Los autores citados consideraron que todas estas fosas tectónicas se formaron durante el Oligoceno medio. Otros investigadores (Aranda-Gómez *et al.*, 1989) han señalado que la extensión se realizó en varios pulsos, siendo probable que en todas estas estructuras haya habido más de un período de actividad a partir del Oligoceno.

DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LOS DOMOS RIOLÍTICOS EN EL CVSLP

El área de afloramiento de la Riolita San Miguelito es razonablemente bien conocida a través de cartografía geológica (*cf.*, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Sin embargo, hasta ahora no se ha establecido de manera sistemática la localización de las fuentes del material volcánico de esta unidad, las cuales pueden emplearse para inferir la orientación aproximada del campo de esfuerzos que dio origen a los canales alimentadores de los volcanes (*cf.*, Nakamura, 1977). Como primer paso, es necesario diferenciar las partes centrales de los domos, que marcan la localización aproximada de las fracturas alimentadoras, de las partes intermedias y distantes del sistema. La cartografía geológica a semidetalle y el análisis estructural de la foliación de flujo, como los presentados en este trabajo, son los medios idóneos para establecer estos parámetros, pero éste es un proceso laborioso y lento. Para localizar a nivel regional

los principales domos en una parte del CVSLP se recurrió al análisis del relieve y del patrón de drenaje (Aguillón-Robles, 1992). Observando las características de los DEG y DCS, fue posible inferir los rasgos morfológicos distintivos de estas estructuras en los mapas hipsométrico e hidrográfico. Así, se observó que sus características más sobresalientes son su forma, algunas veces circular, otras ovalada, y su drenaje radial-centrífugo o radial-anular, que se expresa aun a pesar de las diaclasas o fracturas regionales. Estas características son observadas en los cerros Los Huacales, Los Herrera y Los Sauces, en la región de Pinos, Zac.; en el cerro Grande de la sierra de San Miguelito; en la mesa de Morenos y el cerro El Gallo, en las inmediaciones de Villa de Arriaga, S.L.P.; en el cerro Las Siete Vueltas, al sur de Santiago; y en los cerros El Lobo y Rincón Reina, cerca del área de Tepetate. Estos últimos, son domos riolíticos bien documentados (D.M. Burt, comunicación personal, 1986). Todas estas estructuras sólo varían en sus dimensiones.

En los mapas hipsográfico e hidrográfico (láms. 1 y 2 en Aguillón-Robles, 1992) se observa, además, que existe una tendencia de los rasgos geomorfológicos a orientarse con dirección N30-40°W. Se infiere que esto es en respuesta a un patrón tectónico que también controla los cauces principales de los arroyos, especialmente en la sierra de San Miguelito y que está asociado a fallas normales y fracturas desarrolladas durante el Terciario medio y tardío (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). La ubicación de los domos Rincón Reina, Lobos, DEG y DCS, cerca de la proyección de una de las fallas maestras de la fosa tectónica de Bledos, sugiere que el emplazamiento de los domos volcánicos del área esté relacionado íntimamente al patrón tectónico regional N30-40°W. Ya desde 1926, Waitz había propuesto que los conductos principales por donde ascendieron los magmas que dieron origen al CVSLP, aproximadamente entre 32 y 26 Ma antes del presente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), tenían una orientación NW-SE.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Las fuentes de la Riolita San Miguelito son domos exógenos. Los DEG y DCS son dos estructuras, relativamente bien expuestas y conservadas, en las que fue posible establecer, mediante la cartografía de su foliación de flujo, la localización aproximada de los centros de expulsión de la lava. Asimismo, se observó que en el DEG la mineralización de estaño y topacio se concentra en las porciones en que la foliación de flujo es subvertical (*i.e.*, en los frentes de los derrames de lava o cerca del núcleo de la estructura). En cambio, el topacio parece encontrarse distribuido al azar en todo el DCS. En el complejo de domos de Tepetate sólo fueron encontrados algunos afloramientos aislados de rocas piroclásticas que pudieran representar una brecha basal, o parte del caparazón vítreo de las estructuras. Las tobas relacionadas a la apertura inicial del conducto volcánico, que en otros lados albergan depósitos

minerales, parecen no haberse formado en el complejo DEG-DCS, o aún no han sido expuestas por la erosión. La única mineralización que fue detectada hasta ahora en Tepetate es Sn de muy baja ley. Sin embargo, modelos generales propuestos para este tipo de rocas (Burt y Sheridan, 1987) sugieren que en estas estructuras se puede explorar, con buenas posibilidades de éxito, por depósitos de Ag, Au, Pb, Zn, Sn, U, Mn, W o Mo. El estudio detallado de la foliación de flujo, combinado con inferencias acerca de la paleosuperficie sobre la que se extravasaron las lavas, y consideraciones acerca de la profundidad del nivel de erosión actual en las estructuras, son de mucha importancia para definir blancos de exploración en otros domos del CVSLP y de la SMO.

Las estructuras cenozoicas de la parte sudoccidental del Estado de San Luis Potosí están relacionadas a tectónica extensiva. Los domos topacíferos hasta ahora estudiados a detalle están alineados en una dirección predominantemente NW-SE; su distribución aparentemente fue controlada por fallas o fracturas de tensión, las cuales debieron formarse perpendicularmente a la dirección de extensión máxima (NE-SW). La extensión y el magmatismo continuaron después de la formación de los domos, no se sabe si de manera continua o, más probablemente, como períodos aislados de actividad a través del Cenozoico tardío. Se sabe que en la Mesa Central, durante el Mioceno (~11 Ma) y el Cuaternario (Aranda-Gómez y Luhr, 1990) ha existido volcanismo alcalino, posiblemente asociado a extensión.

En el CVSLP hubo movimientos posteriores al emplazamiento de los domos que originaron levantamientos importantes (*cf.*, Tristán-González y Torres-Hernández, en prensa). Localmente, en el área de Tepetate, esto es sugerido por el paquete ignimbrítico que cubre a los domos riolíticos, el cual se presenta basculado de 10-25° al NE, lo que posiblemente indique un levantamiento regional, posterior al depósito de la riolita Panalillo.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio resume los resultados de la tesis de maestría presentada por el primer autor en la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los doctores Zoltan de Cserna, Liberto de Pablo, Fernando Ortega-Gutiérrez, Ismael Ferrusquía-Villafranca y J. Jorge Aranda-Gómez, así como los maestros en ciencias Gerardo Sánchez-Rubio y Mariano Elías-Herrera, en su calidad de jurados, revisaron críticamente la tesis y sus comentarios contribuyeron a mejorar notablemente el estudio. El Dr. Donald M. Burt visitó el área con los autores y sus observaciones ayudaron a interpretar la estructura y el posible nivel de erosión de los domos. La revisión editorial fue realizada por el Dr. Eric R. Swanson y el Ing. Margarito Tristán-González. Obviamente, cualquier error en este artículo únicamente es responsabilidad de los autores. Agradecemos especialmente al Ing. Guillermo Labarthe, Director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma

de San Luis Potosí, y al grupo de investigadores a su cargo, su apoyo y sugerencias. Finalmente, los Sres. Crescencio Garduño-Paz y Juan Tomás Vázquez, técnicos del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, prepararon las láminas delgadas de roca.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 93, 76 p., escala 1:50,000.
- 1992, Características geológicas y medio ambiente tectónico de un conjunto de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 104 p. (inédita).
- Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, núm. B8, p. 13373-13388.
- Aranda-Gómez, J.J., 1989, Geología preliminar del *graben* de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 22-32.
- 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, p. 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J.; Labarthe-Hernández, Guillermo; y Tristán-González, Margarito, 1983, El volcanismo cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 261-287.
- Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 1990, The nature of the upper mantle and lower crust of north-central Mexico, based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks: Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of Mexico, University of New Orleans, New Orleans, LA, EUA.
- Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Pier, J.G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 1, p. 1-22.
- Benson, G.T., y Kittleman, L.R., 1968, Geometry of flow layering in silicic lavas: *American Journal of Science*, v. 266, p. 265-276.
- Bryan, W.B., 1966, History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 29, p. 453-479.
- Burt, D.M., y Sheridan, M.F., 1981, A model for the formation of uranium-lithophile element deposits in fluorine-enriched volcanic rocks: *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, núm. 13, p. 99-109.
- 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flow and domes: *Geological Society of America Special Paper* 212, p. 103-109.
- Burt, D.M.; Sheridan, M.F.; Bikun, J.V.; y Christiansen, E.H., 1982, Topaz rhyolites—distribution, origin, and significance for exploration: *Economic Geology*, v. 77, p. 1818-1836.
- Cameron, K.L.; Cameron, Maryellen; Bagby, W.C.; Moll, E.J.; y Drake, R.E., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: *Geology*, v. 8, p. 87-91.
- Carrillo-Bravo, José, 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 23, p. 1-112.
- Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1988, Volcanic successions, modern and ancient—a geological approach to processes, products and successions: Londres, Unwin Hyman, 528 p.
- CETENAL, 1971a, [Hoja] Ahuatlulco (F14-A73), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- 1971b, [Hoja] El Obraje (F14-A82), Zacatecas: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- 1971c, [Hoja] Ojuelos (F14-C12), Jalisco: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- 1971d, [Hoja] Pinos (F14-A72), Zacatecas: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- 1971e, [Hoja] San Francisco (F14-C13), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- 1971f, [Hoja] Tepetate (F14-A83), San Luis Potosí: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- Clark, K.F.; Damon, P.E.; Schutter, S.R.; y Shafiqullah, Muhammad, 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 13, Acapulco, Gro., Memoria, p. 8-57; republicado en *Geomimet*, núm. 6, 3a. Época, p. 51-71 (1980).
- Christiansen, R.L., y Lipman, P.W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, southern Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 671-684.
- Christiansen, E.H.; Sheridan, M.F.; y Burt, D.M., 1986, The geology and geochemistry of Cenozoic topaz-rhyolites from the western United States: *Geological Society of America Special Paper* 205, 82 p.
- Chryssoulis, Stephen, y Wilkinson, Neil, 1983, High silver content of fluid inclusions in quartz from Guadalcázar granite, San Luis Potosí, Mexico—a contribution to ore genesis theory: *Economic Geology*, v. 78, p. 302-318.
- Duffield, W.A.; Ludington, S.D.; Maxwell, C.H.; Reed, B.L.; y Richter, D.H., 1984, Tin mineralization in rhyolite, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 16, p. 495.
- Duffield, W.A.; Reed, B.L.; y Richter, D.H., 1990, Origin of rhyolite-hosted tin mineralization: Evidence from the Taylor Creek Rhyolite, New Mexico: *Economic Geology*, v. 85, p. 392-398.
- 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.
- Fink, J.H., 1980, Surface folding and viscosity of rhyolite flows: *Geology*, v. 8, p. 250-254.
- 1983, Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 362-380.
- editor, 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America Special Paper* 212, 145 p.
- Fink, J.H., y Manley, C.R., 1987, Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic flows and domes, in Fink, J.H., ed., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America Special Paper* 212, p. 77-88.
- Foshag, W.F., y Fries, Carl, Jr., 1942, Tin deposits of the Republic of Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 935-C, p. 99-176.
- Fraga-Medina, Pedro, 1988, Unidad minera El Realito—geología y mineralización, Municipio de Victoria, Guanajuato, México, in Salas, G.P., ed., *Geología económica de México*: México, D.F., Fondo de Cultura Económica, p. 369-375.
- Fries, Carl, Jr., y Schmitter-Villada, Eduardo, 1948, Los placeres de estaño de la región de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí: Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, Boletín 17, 50 p.
- Guzmán, E.J., y Cserna, Zoltan de, 1963, Tectonic history of Mexico, in Childs, O.E., y Beebe, W.B., eds., *Backbone of the Americas*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 2, p. 115-120.
- Hausback, B.P., 1987, An extensive, hot, vapor-charged rhyodacite flow, Baja California, Mexico, in Fink, J.H., ed., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: *Geological Society of America Special Paper* 212, p. 111-118.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1990, The real southern Basin and Range—mid-late Cenozoic extension in Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, p. A228 (resumen).
- 1992, The real southern Basin and Range—mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.

- Henry, C.D., y Price, G.J., 1984, Variations in caldera development in the Tertiary volcanic field of Trans-Pecos Texas: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, núm. B10, p. 8765-8786.
- Huspeni, J.R.; Kesler, S.E.; Ruiz, Joaquín; Tuta, Zane; Sutter, J.F.; y Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: *Economic Geology*, v. 79, p. 87-105.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 114, 36 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Tristán-González, Margarito, 1983, Relaciones estratigráficas y estructura del Cenozoico volcánico en la parte central del Estado de San Luis Potosí: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, p. 421-456.
- , 1988, El domo La Negra y su ambiente tectónico en la sierra de Encinillas, Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 3, Programa y Resúmenes, p. 51-52 (resumen).
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; Aguillón-Robles, Alfredo; Jiménez-López, L.S.; y Romero, Adolfo, 1989, Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 112, 76 p.
- 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.
- Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America—windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, núm. B10, p. 8801-8841.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; y Pier, J.G., 1989, Spinel-ilherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico; part 1, Geology, mineralogy and petrology: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, núm. B6, p. 7916-7940.
- Luhr, J.F.; Pier, J.G.; y Aranda-Gómez, J.J., 1990, Geology and petrology of the late-Neogene, Los Encinos volcanic field of north-central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, núm. 7, p. A165 (resumen).
- MacDonald, G.A., 1972, *Volcanoes*: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 115 p.
- Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center—Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 199-230.
- Martínez-Mendoza, J.A., 1991, Magmatismo oligocénico, una guía para la exploración por oro y plata en Guanajuato, México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 19, Acapulco, Gro., Memoria, p. 61-78.
- Martínez-Ruiz, V.J., 1984, Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 97, 12 p.
- McDowell, F.W., y Keiser, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479-1487.
- Mugica-Mondragón, Raúl, y Albarrán-Jacobo, Jorge, 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1156, 78 p. (inédito).
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1985, Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato: Guanajuato, Universidad de Guanajuato, Facultad de Minería, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, p. 1-16.
- Raisz, Erwin, 1964, *Landforms of Mexico* (2ª ed.): Cambridge, Massachusetts, edición privada, mapa con texto, esc. 1:3'000,000.
- Sillitoe, R.H., y Bonham, H.F., Jr., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: *Economic Geology*, v. 79, p. 1286-1298.
- Stewart, J.H., 1978, Basin-range structure in western North America—a review: *Geological Society of America Memoir* 152, p. 1-31.
- Tristán-González, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 107, 91 p.
- , 1987, Cartografía geológica “Hoja Tierra Nueva”, S.L.P., Esc. 1:50,000: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 109, 103 p.
- Tristán-González, Margarito, y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1979, Cartografía geológica Hoja “Tepetate”, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico 66, 31 p.
- Tristán-González, Margarito, y Torres-Hernández, J.R., en prensa, Tectónica vertical activa en las inmediaciones de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Foro de Investigación Universitaria, 2, (resumen).
- Vassallo-Morales, L.F., Girón-García, Patricia; y Lozano-Cobo, Anastacio, 1992, Cambios químicos durante la alteración hidrotermal en domos riolíticos contenedores de mineralización aurífera, Guanajuato, Gto., México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Veracruz, Ver., Resúmenes, p. 206-207 (resumen).
- Waitz, Paul, 1926, Erupciones rhyolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, v. 46, p. 201-212.
- Webster, J.D., y Holloway, J.R., 1990, Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas: *Geological Society of America Special Paper* 246, p. 424-438.
- Webster, J.D.; Holloway, J.R.; y Herving, R.L., 1987, Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 389-402.
- Williams, Howell, 1932, The history and character of volcanic domes: University of California Publications, *Bulletin of the Department of Geological Sciences*, v. 21, p. 51-146.

Manuscrito presentado: 22 de septiembre de 1992.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 17 de julio de 1993.

Manuscrito aceptado: 2 de agosto de 1993.