

Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México)

Rodolfo Rodríguez-Ríos^{1,2,*}, Alfredo Aguillón-Robles² y Jacques L. Leroy³

¹ Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 8, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

² Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 5, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

³ Université Henri Poincaré-Nancy 1, UMR G2R, BP 239, F 54506-Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France.

* rrios@uaslp.mx

RESUMEN

Las riolitas con topacio ($Al_2SiO_4F_2$) se encuentran ampliamente distribuidas en la Mesa Central de México, muy cerca del borde oriental de la Sierra Madre Occidental (en los estados de Durango, Zacatecas y San Luis Potosí), mientras que en el oeste de los E.U.A. se observan en los dos bordes de la Meseta del Colorado, así como en el "Rift" del Río Grande. Estas riolitas están caracterizadas por un enriquecimiento en flúor ($F > 0.2\%$ en peso) y presentan topacio que ha cristalizado como resultado de un proceso post-magmático.

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS) están constituidos principalmente por riolitas con topacio (Riolita San Miguelito). Estas estructuras volcánicas son asociadas a la tectónica extensional que se desarrolló en el centro de México durante el Terciario medio. La Riolita San Miguelito corresponde a un episodio magmático silíceo, subcalino y peraluminoso, que está asociado a uno de los eventos de formación del CVSLP. Esta unidad contiene entre 25 y 30% de fenocristales, con fases minerales de feldespato potásico ~18.7%, cuarzo ~7.7%, plagioclasa ~2.4%, y biotita ~1.2%.

Las riolitas con topacio del CVSLP (DEG y DCS) contienen valores altos de SiO_2 que varían entre ~76.8 y ~79.6% en peso y un contenido en álcalis de ~6.9 a ~8.5% en peso, así como un carácter fuertemente potásico. Se puede observar también un enriquecimiento de elementos litófilos de ión grande (LILE por sus siglas en inglés), un empobrecimiento en elementos compatibles con feldespatos (Ba, Sr y Eu) y una anomalía negativa en Eu.

Las riolitas topacíferas del CVSLP parecen haber evolucionado a partir de un proceso de fusión parcial de una fuente granulítica residual de la corteza continental precámbrica. De acuerdo al modelo propuesto, la presencia de magmas máficos contemporáneos a través de la corteza produjo volúmenes pequeños de fusión parcial de la corteza, incluyendo la descomposición de cantidades pequeñas de biotita rica en flúor (originando la riqueza en flúor de estas rocas). Un ambiente tectónico extensional permitió a estos grupos pequeños de magma ascender desde la corteza inferior, sin una contaminación importante con los magmas máficos contemporáneos. Cristalización fraccionada subsecuente dio lugar a las características geoquímicas peculiares en elementos traza de estas riolitas.

Palabras clave: riolitas topacíferas, domos, fusión parcial, cristalización fraccionada, fusión cortical, granulitas, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

Topaz-bearing rhyolites are widely spread throughout the Mesa Central of Mexico, quite near to the eastern limit of the Sierra Madre Occidental Volcanic Province (Durango, Zacatecas and San Luis Potosí states), whereas in the western part of the USA, they are situated at both sides of the Colorado Plateau and the Rio Grande Rift. These rhyolites are characterized by fluorine enrichments ($F > 0.2$ wt.%) and by the presence of topaz that have crystallized due to post-magmatic processes.

In the San Luis Potosí Volcanic Field (SLPVF), topaz-bearing rhyolites (San Miguelito rhyolite) mainly comprise the El Gato (DEG) and Cerro Silva (DCS) domes. These volcanic structures are associated to the extensional tectonics, which developed in the central part of Mexico during the mid-Tertiary. The San Miguelito rhyolite corresponds to a peraluminous, subalkaline, silicic magmatic episode associated to one of the events forming the SLPVF. The San Miguelito rhyolite contains between 25 and 30% of phenocrysts, this being the quantitative proportion of potassium feldspar ~18.7%, quartz ~7.7%, plagioclase ~2.4%, biotite ~1.2% mineral phases.

The SLPVF (DEG and DCS) topaz-bearing rhyolites present high contents of SiO_2 , which vary from ~76.8 to ~79.6 wt.% and an alkalis content of ~6.9 to ~8.5 wt.%, as well as strong potassic character. Rhyolitic lava flows also show an enrichment of large ion lithophile elements (LILE), a depletion in elements compatible with feldspars (Ba, Sr, and Eu) and a negative anomaly in Eu.

The SLPVF topaz-bearing rhyolites seem to have originated by partial melting of a residual granulitic source from the Precambrian continental crust. In accordance with the model proposed, the presence of contemporary mafic magmas throughout the crust produced small volumes of partial crustal melts, including the breakdown of small amounts of fluorine-rich biotite that gave rise to the high fluorine concentration in these rocks. An extensional tectonic environment allowed these small groups of magma to ascend from the lower crust, without a significant contamination with the contemporary mafic magmas. Subsequent fractional crystallization gave way to the peculiar geochemical features of trace elements.

Key words: topaz-bearing rhyolites, domes, partial melting, fractional crystallization, crustal melting, granulite, San Luis Potosí volcanic field, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Las riolitas topacíferas en México se encuentran ampliamente distribuidas en la Mesa Central en el borde oriental de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Figura 1), y fueron extravasadas durante el apogeo del magmatismo subalcalino del Oligoceno en la SMO de 32 a 27 Ma, en donde se asocian a mineralizaciones de estaño fumarólico (Huspeni *et al.*, 1984). La SMO está constituida por diferentes campos volcánicos, dentro de los cuales se encuentra el Campo Volcánico de San Luis Potosí, conformado por diferentes derrames de lavas y depósitos voluminosos de flujos piroclásticos (ignimbrita) de composición riolítica (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Figura 2). Los derrames forman estructuras dómicas (Figura 3), las cuales se encuentran constituidas principalmente por riolitas con topacio de las formaciones Riolita San Miguelito (Tsm en la Figura 2) y la Ignimbrita Panalillo Superior (Trp; Figura 2). Estas lavas presentan alto contenido de flúor (Rodríguez-Ríos, 1997), atestiguado por la presencia de topacios en cavidades y fracturas. Este tipo de rocas presentan un interés especial debido a que son productos característicos de fusión parcial de la corteza continental según Christiansen *et al.* (1986) y porque fueron extravasadas durante la actividad tectónica extensiva del Oligoceno. Además, el interés práctico del estudio de

rocas con topacio es su asociación genética y espacial con yacimientos volcanogénicos de Be, U, Sn y F (Burt y Sheridan, 1987).

Las riolitas ricas en flúor en la zona de estudio parecen estar asociadas a un vulcanismo eminentemente efusivo, lo cual favorece su tendencia a formar grandes complejos de domos y flujos de lava. Además, el flúor baja la viscosidad del magma, lo cual promueve la extrusión a partir de cámaras magmáticas someras y la formación de estructuras dómicas (Manning, 1981).

Con el fin de llegar a conocer mejor este tipo de rocas en México, en este trabajo se presentan los estudios petrográficos, geoquímicos y petrológicos realizados en las riolitas con topacio que conforman los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS). Se presenta igualmente una interpretación cuantitativa de los análisis químicos de las riolitas topacíferas de la región con el fin de caracterizar y conocer los procesos petrogénicos que tuvieron lugar.

Los datos geoquímicos presentados en este estudio son inéditos ya que formaron parte de la tesis doctoral de Rodríguez-Ríos (1997), y aunque algunos de ellos habían sido también publicados en Leroy *et al.* (2002; ver Tabla 1), la utilización de los datos se presenta de manera diferente, ya que Leroy *et al.* (2002) los utilizaron solamente como apoyo secundario para explicar el origen y condiciones de crecimiento de los topacios.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) está constituido principalmente por rocas félsicas que pertenecen a la Provincia Volcánica de la SMO, la cual se extiende desde la Faja Volcánica Transmexicana (o Cinturón Volcánico Mexicano) en el sur, hasta los E.U.A., con una dirección noroeste y una anchura promedio de 200–300 km (Figura 1). Esta provincia magmática (SMO), considerada la provincia ignimbrítica más grande del mundo, está compuesta en su base por rocas básicas a intermedias (Super Grupo Volcánico Inferior, McDowell y Keizer, 1977) con una edad de alrededor de 45 Ma. Posteriormente, lo cubre un paquete félsico (Super Grupo Volcánico Superior), que en algunos lugares comprende más de 1,000 metros de espesor de rocas volcánicas extravasadas en un intervalo de tiempo corto durante el Oligoceno (32–26 Ma). El paquete superior se encuentra constituido principalmente por ignimbritas riolíticas y riodacíticas, así como por derrames de lava riodacíticos y riolíticos formando estructuras dómicas extravasadas por numerosos centros de emisión (McDowell y Keizer, 1977). Los nuevos datos geológicos (⁴⁰Ar/³⁹Ar, mapeo geológico y estructurales) para la parte sur de la

SMO (sur del Trópico de Cáncer, latitud 23°30'N; Figura 1), demuestran que gran parte de esta provincia volcánica fue construida en dos episodios explosivos, en el Oligoceno (31.5–28 Ma) y Mioceno temprano (23.5–20 Ma), y que la deformación extensional ocurrió principalmente antes del desplazamiento de Baja California hacia la placa Pacífico (Ferrari et al., 2002).

Estudios isotópicos indican escenarios contrastantes para la generación del volcanismo oligocénico en la SMO. Como ejemplo se puede citar: Cameron et al. (1980b) sugirieron que la cristalización fraccionada de magmas máficos con relativamente pequeña interacción cortical generó las ignimbritas del Oligoceno en Chihuahua, mientras que Verma (1984) calculó valores de involucramiento de la corteza hasta de 80% para las ignimbritas oligocénicas en Zacatecas; Ruiz et al. (1988) abogaron por un mayor involucramiento de la corteza a través de un proceso de anatexis. Por otra parte, provincias magmáticas como la SMO son generalmente relacionadas a rompimiento continental con variable interacción de plumas del manto (Pankhurst et al., 2000), lo cual provee suficiente energía termal para adelgazar la litósfera continental y eventualmente fundir la corteza.

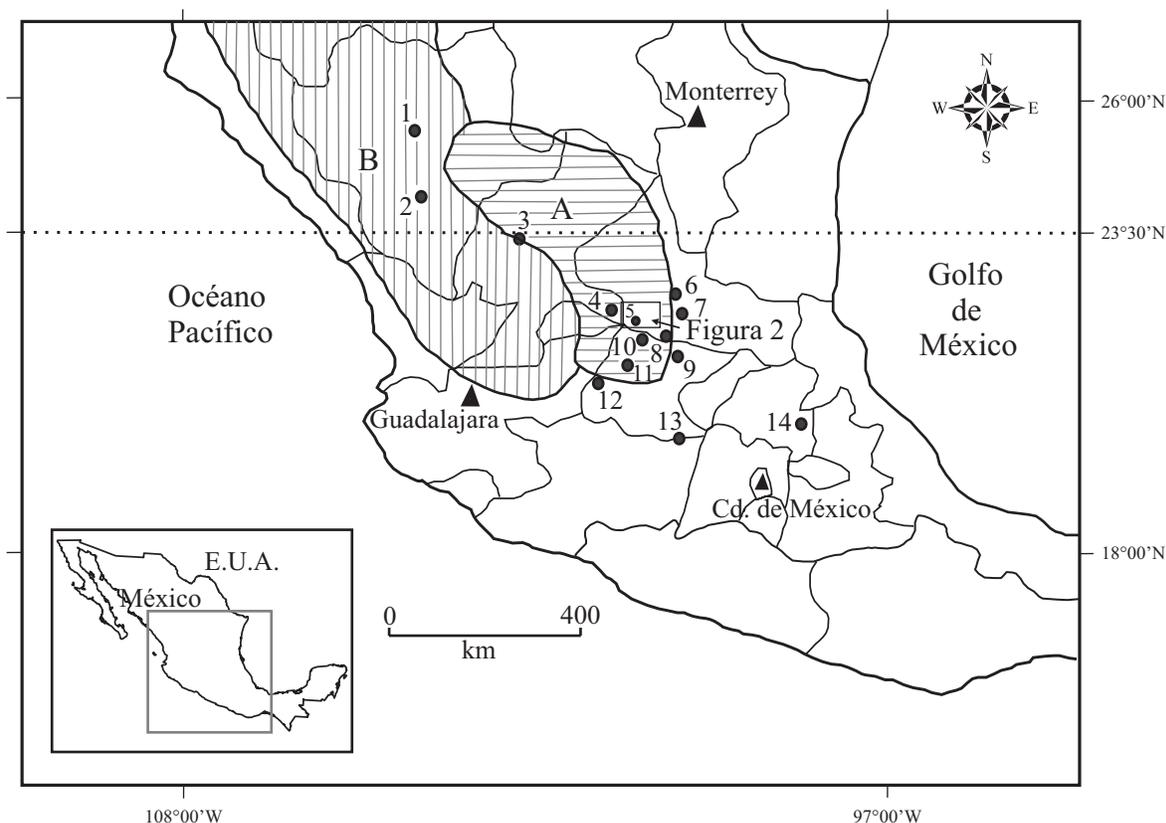


Figura 1. Distribución de las riolitas con topacio en México. 1: América-Saporis, Durango; 2: Cerro de los Remedios, Durango; 3: Sombrerete, Zacatecas; 4: Pinos, Zacatecas; 5: El Tepetate, SLP, domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS); 6: Guadalcazar, SLP; 7: Cerritos, SLP; 8: Lourdes, SLP; 9: Hacienda Saucedá, Gto; 10: San Felipe, Gto; 11: Tlachiquera, Gto; 12: León, Gto; 13: Tepuxtepec, Gto; 14: Apulco, Hgo. A: Mesa Central; B: Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO). La línea punteada marca la Posición del Trópico de Cáncer. El mapa fue modificado de Christiansen et al. (1986).

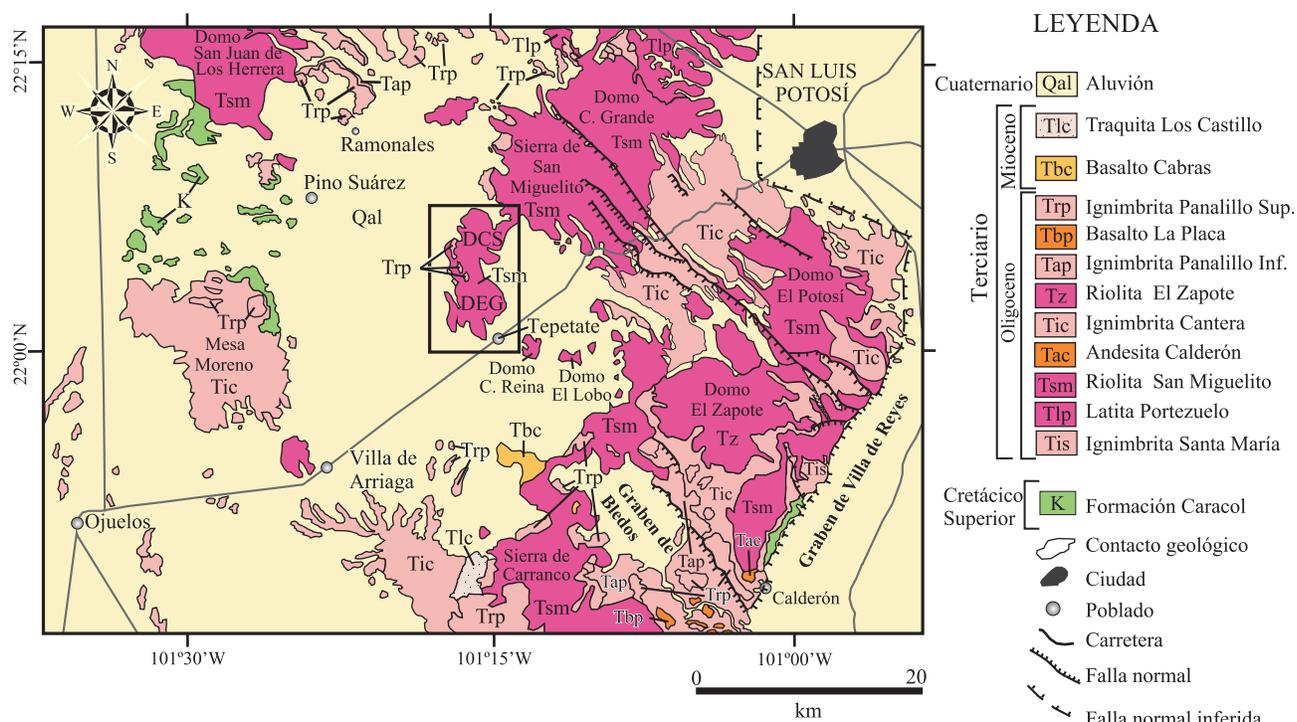


Figura 2. Mapa geol3gico regional del Campo Volc3nico de San Luis Potos3 (CVSLP). (modificado de Labarthe-Hern3ndez *et al.*, 1982). El recuadro indica la localizaci3n del 3rea de estudio (ver Figura 3).

La extensi3n en la Mesa Central (CVSLP) comenz3 antes del emplazamiento de las riolitas con topacio; esto es apoyado por cambios geoqu3micos en los magmas, as3 como por el emplazamiento de grandes vol3menes de lava, principalmente como domos, en cercana relaci3n con las fallas mayores de los grabens (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002). Con base en esto podemos deducir que el emplazamiento de los magmas en el CVSLP fue controlado por caracter3sticas extensionales, determinando la distribuci3n espacial de los flujos de lava y domos a lo largo de fallas y fracturas con una direcci3n predominante N45°O, asociadas al evento principal de la extensi3n. En la regi3n de San Luis Potos3, la primera evidencia clara de extensi3n es el emplazamiento de los domos de la Riolita San Miguelito y diques controlados por un sistema de fallas, lo cual implica una fase extensional de alrededor de 30 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La extensi3n y el magmatismo continuaron, de manera discontinua, con volcanismo alcalino asociado a la tect3nica extensiva durante el Mioceno y Cuaternario.

Los datos de edades disponibles para estas riolitas en M3xico son limitados e indican un estrecho intervalo de edad de las erupciones de alrededor de los 30 Ma (Huspeni *et al.*, 1984; Aguill3n-Robles *et al.*, 1994), y aproximadamente coinciden con un periodo de extensi3n y un flujo de calor alto (Clark *et al.*, 1982).

Con base en un estudio de las foliaciones de flujo se puede observar que el DCS es un domo con un crecimiento conc3ntrico, con su zona de alimentaci3n en la parte central, mientras que el DEG presenta su zona de emisi3n en

su parte suroeste (Figura 3). La forma y el desarrollo de los domos dependen del aporte del material magm3tico, de las caracter3sticas reol3gicas de las lavas, as3 como de su contenido en fl3or.

M3TODOS ANAL3TICOS

Los domos fueron muestreados sistem3ticamente en los flujos principales de lava. Trece muestras fueron seleccionadas (8 del DEG y 5 del DCS) como representativas de los diferentes niveles (Figura 3) para su posterior estudio petrogr3fico, en microsonda electr3nica, as3 como para an3lisis qu3micos de elementos mayores y traza, incluyendo los elementos de las Tierras Raras (REE por sus siglas en ingl3s).

El estudio petrogr3fico se realiz3 en el Laboratorio de Sistemas Hidrotermales de la Universidad Henri Poincar3-Nancy 1, Francia. Los microan3lisis qu3micos de los minerales se determinaron usando una microsonda electr3nica Cameca SX-50, perteneciente al Servicio Com3n de Microan3lisis para Microsondas Electr3nicas de la misma universidad.

Los an3lisis qu3micos en roca total de elementos mayores (Tabla 1) y traza (Tabla 2) fueron realizados en el Servicio de An3lisis de Rocas del CNRS (CRPG Nancy, www.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM) en Francia. Se us3 la t3cnica de espectrometr3a de emisi3n at3mica con plasma acoplado por inducci3n (ICP-AES) para el an3lisis de ele-

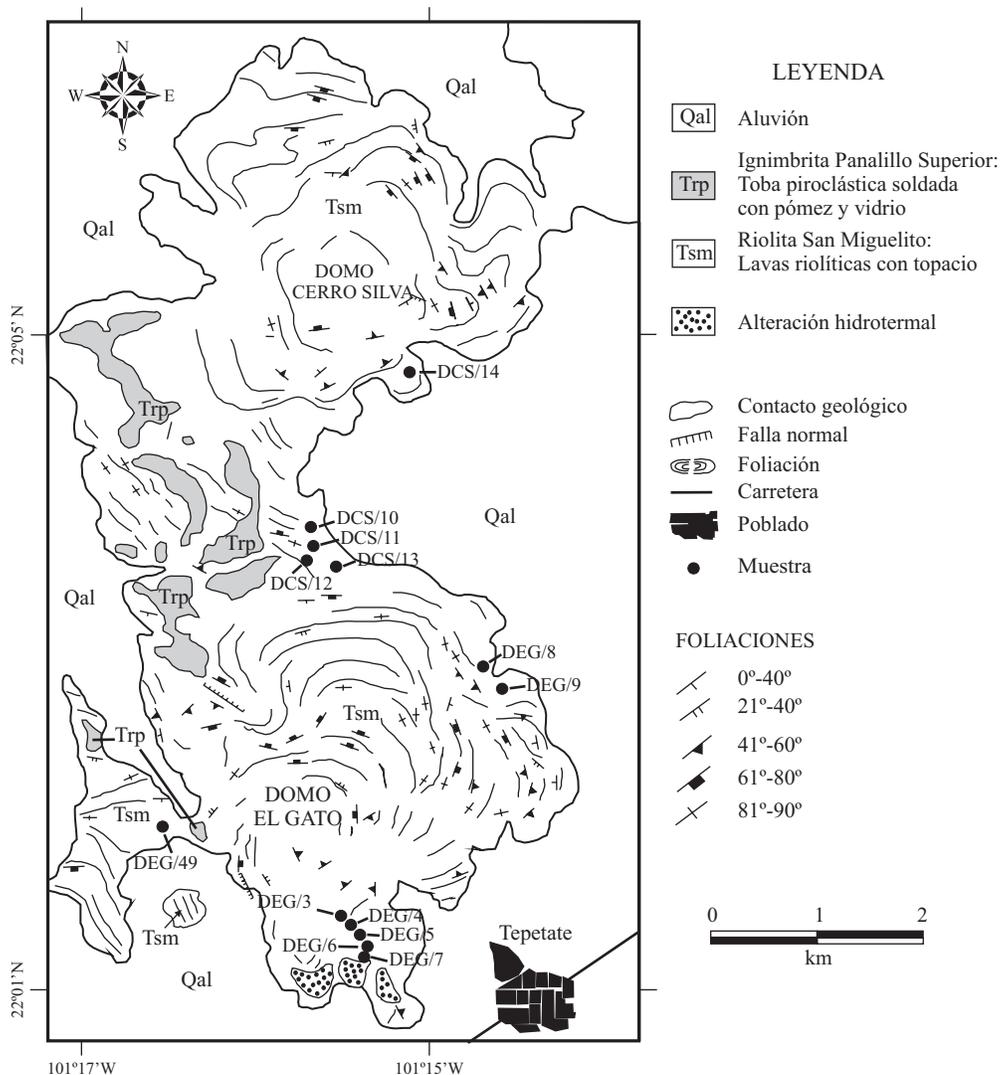


Figura 3. Mapa geológico de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS). Se indica la localización de los sitios de muestreo y las claves de las muestras analizadas.

mentos mayores, mientras que los elementos traza, REE y el flúor se determinaron por medio de espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS). La fusión de la muestra fue realizada con LiBO_2 y diluida en HNO_3 . Los controles de calidad están basados en materiales de referencia detallados en Govindaraju (1984). La precisión y exactitud de los análisis de elementos mayores variaron entre 1–5% y de elementos traza y REE entre 5–20%, dependiendo del elemento y su nivel de concentración en la muestra. Los límites de detección se presentan en las Tablas 1 y 2 para elementos mayores y traza, respectivamente.

GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA

Aunque diferencias pequeñas se pueden observar entre los domos, las lavas que forman estas estructuras se encuentran totalmente en el dominio de las riolitas (Figura

4). Las composiciones de elementos mayores así como la norma CIPW que caracterizan estas riolitas son listadas en la Tabla 1. Las rocas del DEG y DCS son generalmente ricas en SiO_2 (~76.8 a ~79.6% en peso), presentan contenidos altos de Al_2O_3 (~11.2 a ~13.1% en peso), y de álcalis (~6.9 < $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ < ~8.5% en peso), así como relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ elevadas (>1). Se observa para las rocas estudiadas un carácter subalcalino (Figura 4), así como un carácter fuertemente potásico, mientras que la peraluminosidad de estas rocas está confirmada por la presencia de corindón normativo (Tabla 1).

Los valores de flúor (Tabla 2) han sido analizados en las dos estructuras dómicas, y sus contenidos varían entre 0.17 y 0.35% para el DEG y entre 0.06 y 0.25% para el DCS. Las composiciones de elementos traza incompatibles o elementos litófilos de ión grande (LILE: Be, Nb, Rb, Cs, Y, U, Th, Ta y Sn) de estas riolitas (Tabla 2) son altas, mientras que las de elementos traza compatibles con fel-

Tabla 1. Composición de elementos mayores de las riolitas con topacio de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS).

Muestra	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS/13	DCS/14
Tipo de roca													
Lat. N	22° 01.649'	22° 01.622'	22° 01.488'	22° 01.407'	22° 01.353'	22° 03.149'	22° 02.988'	22° 02.085'	22° 03.948'	22° 03.816'	22° 03.785'	22° 03.734'	22° 04.955'
Long. O	101° 15.523'	101° 15.494'	101° 15.377'	101° 15.345'	101° 15.373'	101° 14.763'	101° 14.644'	101° 16.518'	101° 15.734'	101° 15.447'	101° 15.790'	101° 15.586'	101° 15.431'
SiO ₂ adj	76.893	77.796	76.839	76.918	77.57	77.31	76.764	76.988	79.625	78.713	79.352	77.837	77.237
TiO ₂ adj	0.071	0.071	0.071	0.06	0.09	0.07	0.061	0.071	0.113	0.092	0.092	0.072	0.093
Al ₂ O ₃ adj	13.088	12.781	12.862	12.858	12.40	12.75	13.111	13.032	11.591	11.572	11.16	12.16	12.97
Fe ₂ O ₃ adj	0.438	0.368	0.412	0.48	0.547	0.519	0.481	0.474	0.443	0.47	0.402	0.592	0.418
FeO adj	0.875	0.736	0.825	0.96	1.094	1.038	0.961	0.948	0.886	0.94	0.804	1.184	0.837
MnO adj	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.031	0.02	0.02	0.02	0.021
MgO adj	0.04	0.112	0.101	0.03	0.081	0.081	0.04	0.051	0.082	0.041	0.041	0.041	0.041
CaO adj	0.162	0.016	0.176	0.192	0.242	0.182	0.152	0.194	0.246	0.478	0.389	0.204	0.643
Na ₂ O adj	3.191	2.693	3.243	3.348	2.95	2.766	3.356	3.26	1.894	2.799	2.55	2.823	1.815
K ₂ O adj	5.201	5.396	5.129	5.113	4.98	5.229	5.044	4.942	5.069	4.855	4.896	4.767	4.471
P ₂ O ₅ adj	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
P.C.	0.87	1.56	1.08	0.76	1.12	1.26	1.01	1.26	2.06	1.13	1.26	3.09	1.67
Total	99.99	99.99	99.72	99.99	99.99	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00	99.72	99.72	99.55
<i>Minerales Normativos (CIPW)</i>													
Q	37.965	41.202	37.104	37.323	40.761	40.657	37.445	38.578	48.493	42.774	44.838	40.297	42.742
Or	30.754	31.888	30.31	30.257	29.524	30.943	29.844	29.247	29.968	28.774	28.945	38.229	28.319
Ab	27.018	22.787	27.441	28.372	25.038	23.439	28.431	27.627	16.035	23.752	21.594	15.349	24.014
An	0.673	-	2.231	0.952	1.075	0.908	0.754	0.832	1.090	2.381	1.799	3.190	1.022
C	1.962	2.51	1.158	1.468	1.774	2.218	1.855	2.018	2.590	0.844	1.276	1.253	2.275
Hy	0.383	0.531	0.534	0.389	0.499	0.552	0.426	0.471	0.520	0.352	0.372	0.463	0.454
Mt	1.064	0.908	1.04	1.125	1.109	1.148	1.129	1.044	1.042	0.948	0.951	1.041	1.037
Il	0.135	0.135	0.135	0.114	0.173	0.135	0.116	0.135	0.215	0.175	0.175	0.177	0.137
Ap	0.046	0.028	0.046	-	0.046	-	-	0.046	0.046	-	0.046	-	-
Sáfico	96.410	95.877	97.086	96.904	96.398	95.947	96.474	96.284	95.586	97.681	97.176	97.065	96.097
Cl	0.743	0.196	2.408	1.004	1.216	1.050	0.824	0.921	1.233	2.452	1.870	3.281	1.093
DI	95.737	95.877	94.855	95.952	95.323	95.039	95.720	95.452	94.496	95.300	95.377	93.875	95.075
SI	0.412	1.203	1.038	0.304	0.863	0.854	0.408	0.534	0.980	0.462	0.473	0.540	0.457
AR	2.859	2.454	2.893	3.108	2.748	2.494	3.050	2.945	3.857	2.735	2.519	4.474	2.614

Notas. El prefijo 'adj' se refiere a los datos ajustados (100%, base anhidra); Sáfico: suma de minerales silícicos normativos; Cl: índice de cristalización; DI: índice de diferenciación; SI=índice de solidificación; AR: relación de alcalinidad; Fe₂O₃: hierro total expresado como Fe₂O₃; FeO: hierro total expresado como FeO; R=Riolita. Los tipos de roca son presentados de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986; Le Bas, 1989, 2000), la norma CIPW se calculó con los datos ajustados a 100% en base anhidra, y usando una relación Fe₂O₃/FeO según Middlemost (1989) mediante el programa de cómputo SINCLAS (Verma *et al.*, 2002a; ver también Verma *et al.*, 2003 para mayores detalles sobre los aspectos importantes de la norma CIPW que fueron programados en SINCLAS). Deliberadamente uno o dos dígitos extra son reportados para todos los datos calculados con el fin de facilitar el manejo posterior de estos datos normativos. Los límites de detección (obtenidos mediante 60 mediciones del fondo) para los elementos mayores fueron: 0.1% (SiO₂), 0.05% (Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y CaO), 0.025% (TiO₂, Na₂O, K₂O y P₂O₅) y 0.015% (MnO); cabe señalar que estos límites cumplen generalmente con los criterios de calidad propuestos por Verma *et al.* (2002b), Santoyo y Verma (2003) y Verma y Santoyo (2005). P.C.: pérdida por calcinación. Las muestras con un asterisco fueron publicadas en Leroy *et al.* (2002).

Tabla 2. Composición de elementos traza (ppm), incluyendo flúor (% en peso), de las riolitas con topacio de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS).

	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS/14	DCS/13	LD*
Be	11.60	10.04	11.300	11.30	9.85	10.03	11.90	10.06	4.32	6.79	5.40	10.30	3.50	0.45
Rb	484.2	498.6	479.2	519.7	398.6	538.0	74.8	470.5	262.0	265.0	275.0	432.0	286.3	0.50
Sr	5.88	8.02	6.81	4.88	8.89	5.57	10.40	12.10	26.80	17.20	26.50	7.77	13.20	2.00
Y	43.6	56.0	144.0	19.0	31.2	20.8	31.9	23.4	48.8	53.9	42.0	52.3	82.2	0.025
Zr	137	135	134	129	141	152	127	130.	160	124	125	131	137	0.25
Nb	33.72	35.50	32.43	34.56	25.17	33.03	32.99	33.71	19.28	20.12	20.56	29.15	21.85	0.05
Sn	6.13	4.76	4.02	10.06	11.50	13.20	8.03	5.98	4.61	11.18	8.27	14.00	13.70	0.25
Cs	20.15	13.32	14.95	12.79	11.19	14.01	13.75	20.78	10.35	10.60	11.06	18.36	15.86	0.10
Ba	16.9	43.1	21.8	13.0	34.3	16.0	61.9	61.8	276.0	101.0	625.0	77.1	71.7	1.50
La	37.07	24.66	67.86	18.10	20.08	11.72	11.70	13.25	68.43	50.21	46.45	13.33	49.22	0.025
Ce	68.52	72.99	121.50	35.89	50.58	25.69	49.86	59.780	124.00	90.07	118.10	44.61	120.00	0.025
Pr	9.57	6.42	19.58	4.25	4.18	2.17	2.52	3.120	19.14	13.95	12.55	3.50	14.67	0.020
Nd	35.45	23.65	78.11	15.82	15.35	8.15	9.85	11.93	73.71	56.40	48.52	13.43	61.18	0.075
Sm	8.13	5.86	21.12	4.24	3.39	2.13	3.45	3.290	15.27	13.12	10.78	4.23	15.74	0.030
Eu	0.091	0.102	0.106	0.092	0.102	0.059	0.080	0.052	0.341	0.198	0.196	0.073	0.289	0.010
Gd	6.72	5.73	19.82	3.39	3.31	2.21	3.81	3.13	10.86	11.11	8.89	4.990	14.82	0.035
Tb	1.19	1.20	3.60	0.65	0.62	0.45	0.88	0.56	1.66	1.73	1.42	1.010	2.34	0.005
Dy	7.18	8.05	22.15	4.20	4.51	3.14	6.25	3.79	9.72	10.28	8.50	7.240	15.24	0.025
Ho	1.62	1.89	5.04	0.89	1.12	0.80	1.48	0.89	2.01	2.28	1.84	1.880	3.35	0.005
Er	4.18	5.01	12.66	2.24	3.09	2.01	4.25	2.37	4.90	5.51	4.53	5.170	8.20	0.020
Tm	0.68	0.84	2.01	0.44	0.52	0.33	0.75	0.44	0.78	0.82	0.73	0.860	1.26	0.005
Yb	1.18	5.44	13.18	3.19	3.63	2.30	5.67	3.34	5.10	5.55	4.88	5.960	8.45	0.015
Lu	0.69	0.79	1.99	0.46	0.57	0.36	0.84	0.48	0.71	0.74	0.65	0.810	1.19	0.005
Ta	5.13	5.34	4.77	5.55	3.38	4.94	4.98	5.04	2.15	2.53	2.54	4.23	2.77	0.005
Th	55.36	37.25	61.90	50.83	38.32	25.6	46.47	44.66	33.80	33.35	33.36	35.66	35.66	0.04
U	7.40	6.42	8.04	7.39	7.06	6.31	8.34	8.06	4.58	7.60	7.53	10.07	10.98	0.05
F (%)	0.21	0.19	0.35	-	0.17	-	0.24	0.25	0.06	0.10	0.08	0.25	-	-
(La/Yb) _n	5.59	3.06	3.47	3.83	3.80	3.44	1.39	2.68	9.06	6.01	6.43	1.51	3.93	
Eu/Eu*	0.038	0.053	0.015	0.073	0.092	0.08	0.06	0.049	0.079	0.05	0.061	0.048	0.06	

* La última columna presenta los límites de detección (LD) en ppm obtenidos mediante 60 mediciones del fondo; cabe señalar que estos límites obedecen generalmente los criterios de calidad propuestos por Verma *et al.* (2002b), Santoyo y Verma (2003) y Verma y Santoyo (2005).

despatos (Eu, Sr y Ba) son bajas, siendo las características típicas de estas rocas.

El diagrama de multielementos (Figura 5) presenta, tanto en el DEG como en el DCS, anomalías negativas muy marcadas de Ba, Sr y Eu, lo que podría indicar una cristalización fraccionada inicial en la cámara magmática. La anomalía negativa típica de Eu se debe probablemente al fraccionamiento de la plagioclasa. Los patrones de los elementos de las Tierras Raras (REE; Figura 6), normalizadas a condrita C1, muestran una distribución con relativamente poco enriquecimiento de Tierras Raras ligeras (LREE) en comparación con las Tierras Raras pesadas (HREE). Despliegan generalmente relaciones $(La/Yb)_n = 1.4-3.8$ en el DEG y $(La/Yb)_n = 1.5-9.1$ en el DCS, así como $Eu/Eu^* = 0.015-0.09$ en el DEG y $Eu/Eu^* = 0.04-0.08$ en el DCS (Tabla 2), donde $Eu^* = \sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$. La característica más notable en el patrón de REE es la presencia de una anomalía negativa en Eu (Tabla 2; Figura 6).

Desde el punto de vista macroscópico existe poca

diferencia entre las rocas de ambos domos riolíticos. Su color es generalmente gris a gris claro. Todas las muestras presentan una textura porfírica, con fenocristales de cuarzo y sanidino de entre 1 y 4 mm (Tabla 3).

La mineralogía de estas riolitas es relativamente simple y similar entre los domos en estudio. Su contenido de fenocristales es del orden de 25–30%. Las principales fases minerales encontradas bajo el microscopio son las siguientes: feldespato potásico > cuarzo > plagioclasa > biotita. El feldespato de estas rocas es principalmente sanidino. Los feldespatos provenientes del DEG presentan variaciones relativamente pequeñas de composición; $Or_{48.7-66.7}$, $Ab_{33.0-50.5}$ y $An_{0.0-1.18}$ (Tabla 4; Figura 7). Los feldespatos del DCS presentan composiciones más homogéneas, y son ligeramente más potásicos variando de la siguiente manera $Or_{61.12-68.3}$, $Ab_{31.7-37.9}$ y $An_{0.01-1.38}$ (Tabla 4; Figura 7).

La plagioclasa se observan en menor proporción que el feldespato potásico y el cuarzo, generalmente formando cristales subhedrales, maclados y aislados en la matriz.

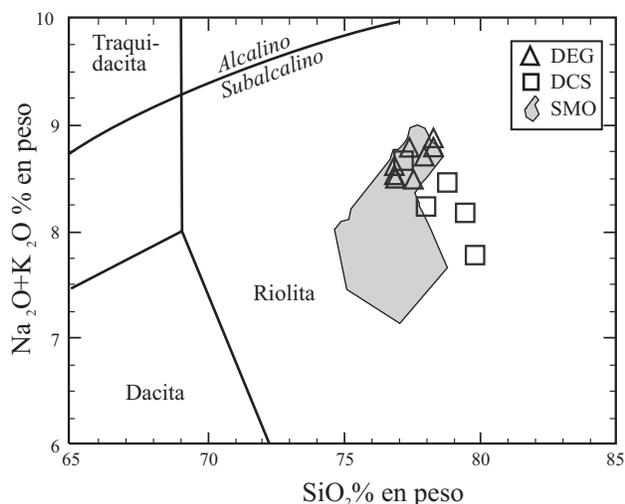


Figura 4. Diagrama K_2O+Na_2O vs. SiO_2 (TAS y alcalinidad según Le Bas *et al.*, 1986 e Irving y Baragar 1971, respectivamente), para los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS). Se presenta también un campo comparativo de muestras de la Sierra Madre Occidental (Huspeni *et al.*, 1984; Cameron *et al.*, 1980a; Cameron y Hanson, 1982). Los datos geoquímicos fueron procesados con SINCLAS (Verma *et al.*, 2002a) antes de graficarlos en esta figura, lo cual obedece a las recomendaciones de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS; ver Le Bas *et al.*, 1986; Le Bas, 2000).

Su composición es la siguiente: DEG $Ab_{75.8-77.4}$, $An_{15.9-17.6}$ y $Or_{5.4-6.6}$ y DCS $Ab_{64.5-76.7}$, $An_{16.2-30.6}$ y $Or_{4.8-7.5}$ (Tabla 4; Figura 7). La plagioclasa de estas rocas es principalmente oligoclasa con alto contenido albitico, lo que es acorde con los estudios de Barton (1982) que indican que la plagioclasa cálcica es incompatible con el topacio, especialmente si está asociada a feldespatos potásicos.

La biotita en estas riolitas generalmente presenta altos contenidos de Fe, lo cual se ve reflejado en las altos valores de X_{Fe} (molar $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$; Tabla 4) de los magmas, indicando posiblemente condiciones de relativamente bajas fugacidades de oxígeno en este tipo de magmas (Christiansen *et al.*, 1986). La biotita constituye la fase mineral menos abundante en todas las muestras observadas, los cristales son tabulares, algunas veces corroídos y cloritizados; su tamaño varía de 0.5 a 1.0 mm. Los minerales del tipo óxidos de Fe (hematita) son poco abundantes y las fases accesorias incluyen principalmente circón. Junto con el topacio, la casiterita y en ocasiones especularita se observan a lo largo de fracturas, cavidades y dentro de la matriz de estas riolitas. Estos minerales son el resultado de la cristalización de una fase de vapor liberada de las lavas durante el enfriamiento y desvitrificación, y generalmente el topacio refleja la actividad del flúor en los magmas (Christiansen *et al.*, 1986).

Los fluoruros alcalinos son conocidos por ser más estables con las HREE que con las LREE, sugiriendo que los patrones de REE de las riolitas topacíferas de la zona de estudio (DEG y DCS) pueden resultar de la acumulación de flúor y HREE en las partes frías superiores de las cámaras magmáticas evolucionadas. El enriquecimiento sustancial

de Be, Rb y U en las riolitas con topacio de la zona de estudio pudo también haber sido ocasionado por tales procesos, ya que estos elementos muestran una fuerte afinidad por el flúor en ambientes magmáticos e hidrotermales (Bailey, 1977).

La alta concentración en K de estas rocas podría estar ligada a un grado bajo de fusión de la corteza, dando lugar a un enriquecimiento del líquido en elementos incompatibles (Kay *et al.*, 1991). La descomposición de biotita en la fuente puede explicar también el contenido elevado de K en este tipo de rocas (Chalot-Prat, 1995).

DISCUSIÓN

Antes de discutir el origen de las riolitas de topacio del CVSLP se revisan las principales características geológicas que han sido presentadas por diferentes autores sobre la génesis de este tipo especial de rocas félsicas.

Una primera característica es que la ocurrencia de riolitas con topacio en el oeste de los E.U.A. está restringida a áreas con basamento de corteza continental precámbrica subyacente (Christiansen *et al.*, 1980). De esta manera, la corteza precámbrica es una fuente razonable para el flúor y los elementos litófilos típicamente enriquecidos en las riolitas topacíferas.

En el área de estudio (CVSLP), esta corteza precámbrica subyacente no está aún bien definida. Schaaf *et al.* (1994) reportaron xenolitos de granulita en basaltos jóvenes al oriente del CVSLP, esto es evidencia de corteza inferior de este tipo en la zona. Además, cuatro granulitas de esta misma zona definieron una línea isócrona de regresión en un diagrama Sm-Nd, dando una edad de $1,248 \pm 69$ Ma y un valor de ϵ_{Nd} de +2.3; esto da evidencia de una corteza inferior de composición básica a intermedia durante el Proterozoico medio ahora situado debajo del Estado de San

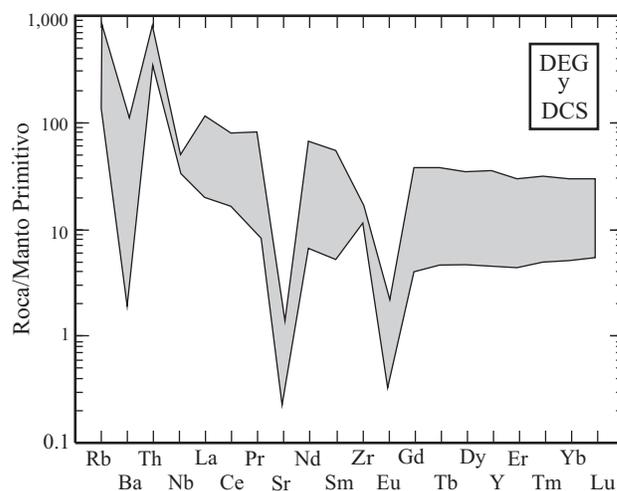


Figura 5. Diagrama multi-elemento para elementos traza seleccionados de las riolitas con topacio de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS), (valores de normalización tomados de Sun y McDonough, 1989).

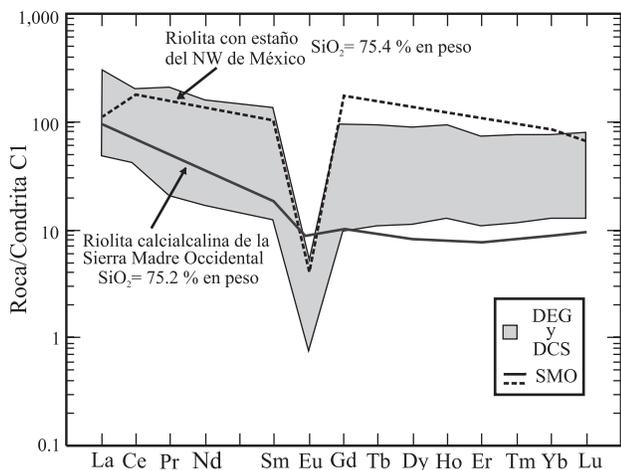


Figura 6. Diagrama REE, normalizado a condrita C1 (valores de normalización tomados de Sun y McDonough, 1989), de las riolitas con topacio de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS), y dos muestras representativas de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Huspeni et al., 1984).

Luis Potosí (Schaaf et al., 1994).

Una segunda característica es que las riolitas con topacio son comunes en áreas de extensión regional y corteza adelgazada. Estas áreas de extensión son zonas de sismicidad elevada, alto flujo regional de calor y volcanismo basáltico abundante derivado del manto (Smith, 1978). De este modo, el magma basáltico puede ser una fuente de calor para la fusión parcial de la corteza continental y la sucesiva formación de magmas riolíticos (Hildreth, 1981). La extensión regional en la zona de estudio (CVSLP), así

como el magmatismo basáltico de edad oligocénica, están fuera de duda de acuerdo con las relaciones de campo. Además, existen evidencias de xenolitos de basaltos en el domo Cerro Reina en el CVSLP.

Uno de los aspectos más importantes de la petrogénesis de las riolitas con topacio es probablemente la concentración de flúor y elementos litófilos en una zona inactiva (“estancada”) en las cámaras del magma silíceo (Kovalenko y Kovalenko, 1976). Esta característica generalmente ha sido atribuida a flujos ascendentes y acumulación de volátiles y metales complejos en una fase de vapor separada. La descomposición en la cámara magmática de cantidades pequeñas de biotita rica en flúor, puede también producir cantidades de líquidos aluminosos ricos en flúor (probablemente en el orden de 0.2 % en peso de flúor), que pueden evolucionar para producir riolitas con topacio (Christiansen et al., 1986).

Con base en los datos geoquímicos de este estudio, a continuación presentaremos algunos argumentos sobre los principales procesos petrogenéticos que dieron lugar a estos magmas:

1) Fusión parcial de corteza precámbrica. La génesis de los magmas riolíticos ricos en flúor presumiblemente comienza con un bajo grado de fusión parcial de rocas de una corteza inferior precámbrica. Episodios tardíos de fusión pueden implicar la destrucción de biotita y posiblemente anfíbol, minerales enriquecidos en flúor y elementos litófilos. La fusión parcial es sólo la primera etapa de la petrogénesis de las riolitas con topacio, las etapas tardías son menos conocidas, pero pueden incluir zonas someras de cambios composicionales (procesos de diferenciación, probablemente cristalización fraccionada, asimilación, des-

Tabla 3. Petrografía de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS).

Muestra	Minerales Primarios						Minerales de alteración			Textura	Observaciones
	P	Q	S	B	Z	O	Ca	CB	K		
DEG/3	3	2	1	4	5	5	m	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/4	3	2	1	4	5	5	m	m		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/5	3	2	1	4	5	5	d	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/6	3	2	1	4	5	5	d	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/7	3	2	1	4	5		d	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/8	3	2	1	4	5	5	d	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/9	3	2	1	4	5	5	d	d		h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DEG/49	3	2	1	4	5		d	d	d	h p i	1, matriz con incipiente textura fluidal
DCS/10	3	2	1	4	5		d	d	d	h p i	1, matriz cripto a microcristalina
DCS/11	3	2	1	4	5		d	d		h2 p i	1, matriz cripto a microcristalina
DCS/12	3	2	1	4	5		d	d		h2 p i	2, matriz microcristalina y fluidal
DCS/13	3	2	1	4	5		d	d		h1 Vc i	2, la matriz presenta flujo
DCS/14	3	2	1	4	5				d	h2 Vc i	2, matriz microcristalina y fluidal

Mineralogía (fenocristales primarios por orden de abundancia decreciente). P: Plagioclasa; Q: cuarzo; S: sanidino; B: biotita; Z: zircón; O: minerales opacos. Minerales de alteración: Ca: Calcedonia; CB: clorita remplazando a biotita; K: Caolinita. Grado de alteración: m: moderado; d: débil. Textura: h: holocristalina; h1: holohialina; h2: merocristalina; p: porfírica; Vc: vitroclástica; i: inequigranular. Observaciones: 1: matriz totalmente desvitrificada; 2: matriz parcialmente desvitrificada.

Tabla 4. Análisis químicos y fórmulas estructurales de los fenocristales de feldespato (F) (con base en 8 átomos de oxígeno), plagioclasa (P) (con base en 8 átomos de oxígeno), y biotita (B) (con base en 22 átomos de oxígeno).

F	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS13	DCS/14
SiO ₂	66.30	65.85	66.42	65.71	65.89	67.56	66.42	66.01	66.06	66.14	65.59	65.93	66.56
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Al ₂ O ₃	18.88	18.73	19.00	18.56	18.47	18.72	18.99	18.72	18.97	18.32	18.45	18.38	18.59
FeO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.13	0.03
MnO	0.01	0.08	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	0.14	0.15	0.08	0.24	0.20	0.16	0.22	0.09	0.11	0.28	0.18	0.14	0.16
Na ₂ O	3.74	4.33	4.71	4.07	4.14	5.49	5.70	4.75	3.63	4.42	4.16	3.27	3.68
K ₂ O	11.26	10.73	9.81	10.81	11.37	8.57	8.64	9.16	10.53	9.94	10.20	12.07	11.31
Total	100.30	99.92	100.01	99.52	100.07	100.64	100.12	99.43	99.32	99.14	99.11	100.09	100.35
F	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS13	DCS/14
Si	3.00	2.99	2.99	3.00	2.99	3.00	2.99	2.98	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01
Al ^{IV}	1.01	1.00	1.01	1.00	0.99	0.99	1.01	0.99	1.02	0.98	1.00	0.99	0.99
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.33	0.38	0.41	0.36	0.37	0.48	0.50	0.42	0.32	0.39	0.37	0.29	0.32
K	0.65	0.62	0.56	0.63	0.66	0.49	0.50	0.53	0.61	0.58	0.60	0.70	0.65
An	0.55	0.99	0.00	1.18	0.95	0.82	0.89	0.00	1.06	1.38	0.95	0.01	1.02
Ab	33.0	37.6	42.26	36.00	35.27	48.95	50.5	49.01	34.04	36.1	37.93	31.17	32.65
Or	66.7	61.4	57.73	62.82	63.78	50.23	48.7	51.07	64.89	62.5	61.12	68.3	66.32
P	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS13	DCS/14
SiO ₂	63.89	64.01	63.97	64.21	62.89	63.24	62.89	62.91	61.32	62.81	60.77	61.00	64.37
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.35	21.95	22.06	21.86	21.92	21.89	22.27	21.80	23.09	22.54	23.59	24.68	22.23
FeO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.00	0.06	0.05	0.17	0.16	0.27	0.19	0.08	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.07	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00
CaO	3.12	3.25	3.38	3.48	3.57	3.29	3.87	3.33	5.67	4.51	5.76	6.21	3.42
Na ₂ O	8.31	7.98	8.26	8.15	8.59	8.68	8.56	8.41	7.59	8.21	7.95	7.72	8.52
K ₂ O	1.06	1.09	1.15	1.56	1.23	1.53	1.48	1.12	1.13	1.32	0.94	0.83	1.29
Total	99.70	98.32	98.87	99.32	98.23	98.74	99.12	99.08	99.03	100.00	99.39	100.07	99.89
P	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS13	DCS/14
Si	2.85	2.84	2.83	2.86	2.83	2.84	2.83	2.84	2.76	2.80	2.73	2.70	2.85
Al ^{IV}	1.17	1.15	1.16	1.17	0.15	1.16	1.15	1.16	1.25	1.18	1.25	1.29	1.16
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.15	0.16	0.15	0.17	0.16	0.17	0.18	0.17	0.27	0.22	0.28	0.29	0.16
Na	0.72	0.73	0.73	0.74	0.75	0.76	0.75	0.74	0.66	0.71	0.69	0.66	0.73
K	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05	0.05	0.07
An	16.1	16.49	15.99	17.34	16.49	17.34	17.6	17.58	28.81	21.54	26.01	30.06	16.2
Ab	77.4	76.95	77.4	76.21	77.31	77.35	76.42	75.8	64.5	70.91	69.03	64.61	76.7
Or	6.5	6.6	6.6	6.5	6.19	5.40	6.06	6.49	6.59	7.5	5.02	4.8	7.11
B	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS13	DCS/14
SiO ₂	36.12	44.20	43.94	32.85	31.77	35.91	33.76	37.59	35.87	35.24	35.01	34.79	32.70
TiO ₂	3.01	0.48	0.96	3.34	3.89	3.57	3.03	4.13	5.42	5.07	5.14	4.86	3.99
Al ₂ O ₃	23.78	21.29	32.31	12.65	15.21	17.02	19.74	13.39	12.76	13.61	12.46	13.05	11.80
FeO	39.69	16.91	16.76	36.39	34.90	27.97	30.19	30.37	22.22	22.25	28.61	28.06	35.75
MnO	0.44	0.45	0.24	0.26	0.59	0.32	0.13	0.19	0.13	0.01	0.00	0.13	0.38
MgO	0.10	0.52	0.10	2.68	0.95	1.01	2.40	2.32	7.80	6.82	6.04	6.06	1.74
CaO	0.00	0.00	0.09	0.17	0.00	0.01	0.31	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.74	0.16	0.00	0.06	0.44	0.41	0.19	0.16	0.17	0.21	0.49	0.55	0.36
K ₂ O	4.18	10.12	0.06	5.58	7.89	9.05	5.40	7.36	9.33	9.08	8.81	8.99	7.79
Total	99.05	96.24	95.52	96.03	95.67	95.32	96.55	96.59	97.30	98.34	96.64	96.61	94.52

Tabla 4. (Continuación).

B	DEG/3	DEG/4	DEG/5	DEG/6	DEG/7	DEG/8	DEG/9	DEG/49	DCS/10	DCS/11	DCS/12	DCS/13	DCS/14
Si	5.35	6.53	6.00	5.49	5.26	5.69	5.30	5.94	5.68	5.55	5.54	5.51	5.51
Al ^{IV}	2.64	1.46	1.99	2.59	2.73	2.30	2.69	2.05	2.31	2.44	3.32	2.43	2.34
Al ^{VI}	1.50	2.24	3.20	0.00	0.22	0.88	0.96	0.44	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00
Fe	3.67	2.09	1.91	5.08	4.83	3.71	3.96	4.01	2.94	3.32	3.79	3.71	5.04
Mg	0.02	0.11	0.02	0.66	0.23	0.24	0.56	0.54	1.84	1.60	1.42	1.43	0.43
Mn	0.05	0.05	0.02	0.03	0.08	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
Ti	0.33	0.05	0.09	0.41	0.48	0.42	0.35	0.49	0.64	0.60	0.61	0.57	0.50
Ca	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.49	0.04	0.00	0.02	0.14	0.12	0.05	0.05	0.05	0.06	0.15	0.16	0.11
K	0.78	1.90	0.01	1.19	1.66	1.83	1.08	1.48	1.88	1.82	1.78	1.81	1.67
X _{Fe}	0.99	0.95	0.98	0.90	0.95	0.93	0.87	0.88	0.61	0.67	0.72	0.72	0.92

X_{Fe}: Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg), con Fe y Mg en proporciones molares.

hidratación debido a un volcanismo piroclástico) durante el ascenso de los magmas a través de la corteza, así como importantes procesos de cristalización fraccionada en una cámara magmática cercana a la superficie (Christiansen *et al.*, 1986).

Varios grados de fusión parcial de una fuente uniforme pueden producir posiblemente la variación (con un factor de 2 ó más; ver Tabla 2) observada en los elementos traza incompatibles (Ba, Nb, Th, Sr, Rb, Ta, Zr, etc.) sin cambios sustanciales de la química de los elementos mayores del líquido (por ejemplo, SiO₂ de 76.8% a 79.6%; ver Tabla 1).

En nuestra zona de estudio (DEG y DCS), el Ba y Sr se incrementan con el contenido de sílice (Figura 8a, 8d), esto parece incompatible con la cristalización fraccionada si los feldespatos estuvieron involucrados como una fase mineral importante a ser fraccionada. Por su parte, el Nb y Ta decrecen con el aumento de sílice (Figura 8b y 8h), lo cual indica más bien efectos de procesos de fusión parcial. En realidad, estos cambios podrían estar relacionados con la naturaleza heterogénea de la corteza. El parámetro (La/Yb)_n se incrementa con el contenido de sílice (Figura 8j).

Orozco-Ezquivel *et al.* (2002), con base en el comportamiento de elementos traza (Ba, Sr, Nb, Ta, Rb y Th) y las relaciones isotópicas Sr y Nd propusieron un modelo de fusión parcial en condiciones de disequilibrio de la corteza, en la que denominaron rocas de la secuencia superior del CVSLP (rocas en las que se agrupan las riolitas con topacio). Los puntos negros en la Figura 8 indican muestras de la secuencia superior de Orozco-Ezquivel *et al.* (2002), en donde se puede observar un comportamiento similar con las muestras aquí reportadas, lo que podría indicar procesos de fusión parcial en la riolitas topacíferas de la zona de estudio.

Los valores de δ¹⁸O (10.9–12.5‰) en tres muestras del Cerro Lobo, perteneciente al CVSLP, reportados por Webster *et al.* (1996) son incompatibles con una significativa contribución de material del manto, siendo más consistentes con la generación por fusión de material cortical. Esto nos conduce a pensar en procesos de fusión parcial de una cor-

teza precámbrica que originaron este tipo de rocas en la zona de estudio. Este tipo de modelos corticales para la génesis de las riolitas e ignimbritas de la SMO ha sido propuestos por Verma (1984) y Ruiz *et al.* (1988).

2) Cristalización fraccionada. Teóricamente, la cámara magmática de la que ascendieron los magmas que formaron las riolitas con topacio del CVSLP pudo tener cristalización sustancial entre las erupciones de lavas, ya que las concentraciones de flúor pudieron promover este proceso petrogénético. Wyllie (1979) sugirió que el aumento de flúor en un magma granítico puede prolongar la duración de este proceso en un plutón en enfriamiento sobre un intervalo de temperatura y tiempo. En resumen, el flúor puede reducir la viscosidad de los fundidos silíceos e incrementar los índices de difusión, lo cual puede ayudar a este importante proceso.

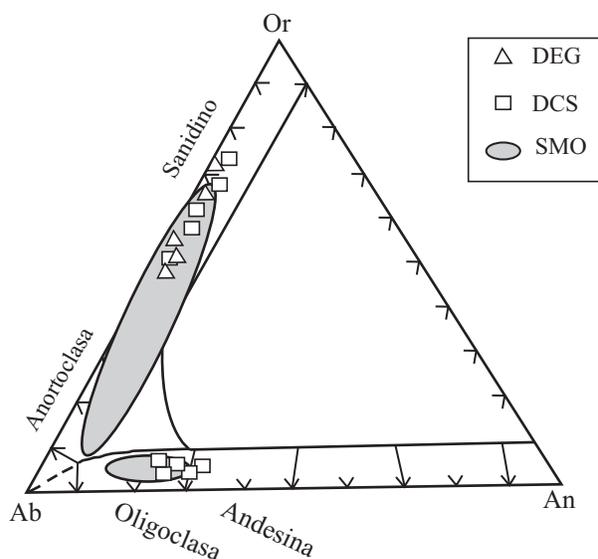


Figura 7. Composición química de los fenocristales de feldespato, en términos de Or-Ab-An, de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS), así como el campo comparativo de riolitas asociadas con Sn del norte de México (Localidades: Sombrerete Zac., Avino-Zaragoza, Los Remedios y Río Verde, Dgo.; Huspeni *et al.*, 1984).

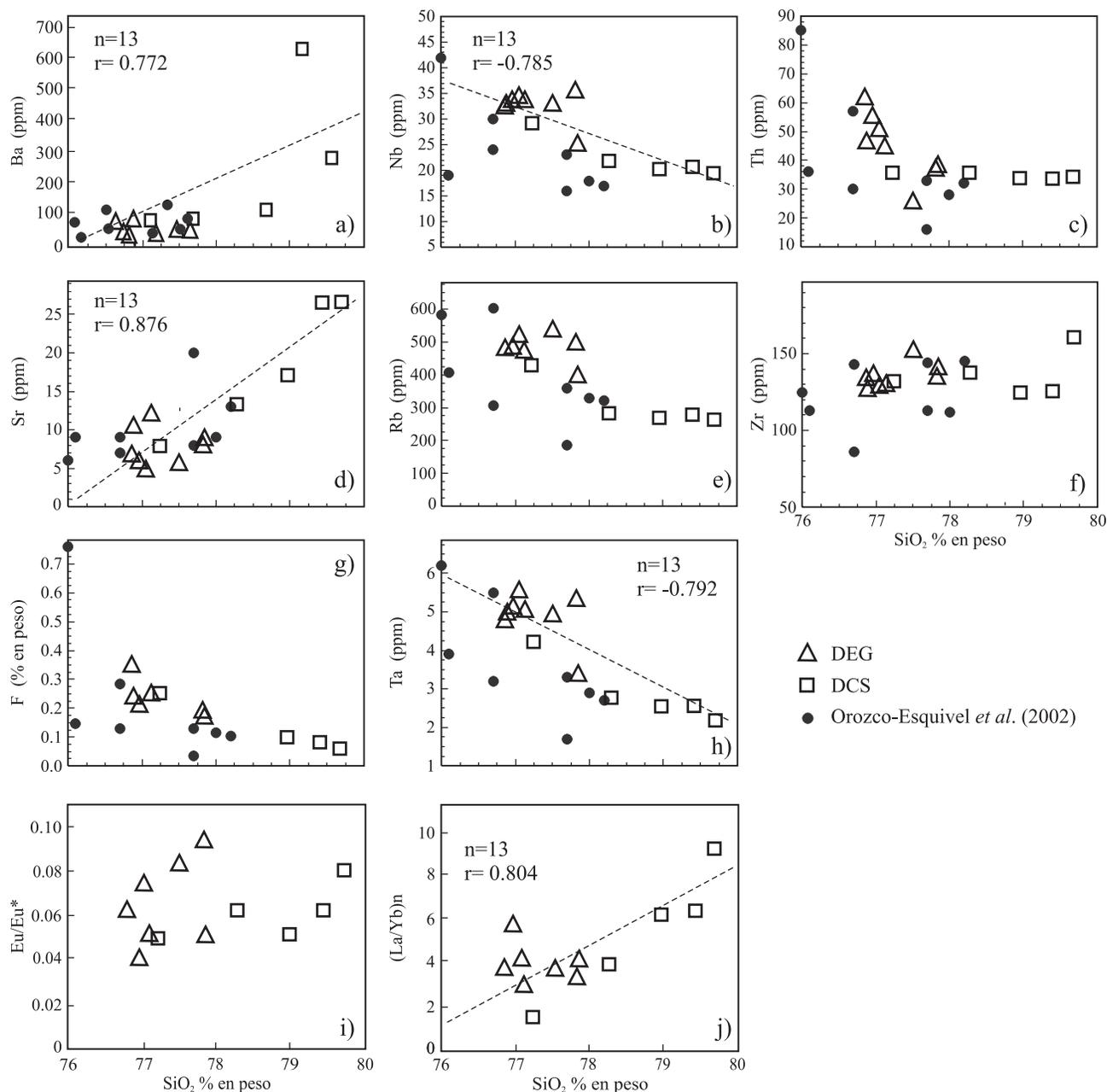


Figura 8. Diagramas de variación de elementos traza, así como las variaciones $(La/Yb)_n$ y Eu/Eu^* vs. $SiO_2\%$ (valores ajustados de sílice). Los coeficientes de correlación (r), válidos para 99% de nivel de confianza han sido indicados, así como la línea de regresión de estos datos. Estos cálculos fueron realizados mediante el programa OYNYL (Verma *et al.*, 2006) y su significado estadístico fue inferido de acuerdo con Verma (2005).

Para apoyar la presencia de cristalización fraccionada posterior al proceso de fusión parcial de la corteza, se puede utilizar el comportamiento de los elementos traza (Eu, Ba y Sr) compatibles con feldespatos y sanidino. Las riolitas con topacio en el CVSLP tienen concentraciones muy bajas de Eu, Sr y Ba (Figura 5), lo cual sugiere cierto grado de diferenciación en las últimas etapas de evolución en estos magmas.

Los patrones de REE también proveen evidencia de diferenciación importante en términos de su gran anomalía

negativa en Eu (Figura 6; Tabla 2). Esta anomalía en las rocas de los DEG y DCS sugiere una evolución significativa del magma y fraccionamiento substancial de la plagioclasa y feldespato potásico ocurrida en profundidades someras. Los datos de coeficientes de partición para plagioclasa y feldespato potásico en magmas ácidos compilados por Rollinson (1993) y Torres-Alvarado *et al.* (2003) apoyan este proceso. Estas anomalías negativas en Eu apoyan también la existencia de cristalización fraccionada en estos magmas, posterior a la formación del magma original, lo cual es consistente

con la conclusión de Huspeni (1984) que la diferenciación extrema de las riolitas con Sn en el NW de México (Figura 6) es el resultado de este proceso petrogénético. La magnitud de la anomalía en Eu en la plagioclasa se incrementa al disminuir la fugacidad de oxígeno, y es acompañada con la disminución de la temperatura (Hanson, 1978), lo cual es consistente con las riolitas con topacio de la región en lo que se refiere temperatura, ya que dentro del CVSLP (Cerro Lobo), se ha calculado una temperatura entre los 659° y 744°C para las riolitas topácíferas (Webster *et al.*, 1996). El uso del geotermómetro de dos feldespatos indica temperaturas de cristalización entre 600 y 850°C para este tipo de riolitas en el oeste de los E.U.A (Christiansen *et al.*, 1980). El intervalo de temperatura es similar al determinado para otras riolitas con estaño de la Sierra Madre Occidental (Huspeni *et al.*, 1984).

Usando las concentraciones de elementos mayores de las rocas (Tabla 1) y minerales de las riolitas en estudio (Tabla 4), se efectuaron cálculos de balance de masa con el fin de evaluar los posibles procesos de cristalización fraccionada (CF) que contribuyeron a la evolución química de las riolitas con topacio del DEG y DCS, una vez generados los magmas con menor contenido de SiO₂ por fusión parcial de la corteza. Estos cálculos se realizaron usando el programa de cómputo SIMOCF (Verma *et al.*, 1998). Una síntesis de los resultados del modelo de cristalización fraccionada realizado se presenta en la Figura 9. De acuerdo con la metodología descrita en Verma *et al.* (1998), los cálculos inician con la ordenación de las rocas con base en su concentración de SiO₂ (datos ajustados al 100% en base anhidra) para determinar los pares de roca posiblemente relacionados por el proceso de CF. Dos modelos probables fueron calculados, involucrando primero combinaciones de dos minerales (plagioclasa y feldespato potásico, o plagioclasa y biotita) y después combinaciones de tres minerales (plagioclasa, feldespato potásico y biotita). La Figura 9 muestra las proporciones de los minerales que pudieran haber intervenido en el proceso de CF y la diferencia en el balance de masa (residuales = res^2 en la Figura 9), donde res^2 es un indicador de la validez del modelo para esa combinación de minerales y para ese par de rocas. De esta manera, podemos observar que para el primer par de rocas modeladas (DEG/5-DEG/9), la mejor solución (menor residual) se encontró para la combinación de dos minerales (plagioclasa y feldespato potásico), en donde $res^2 = 0.213$.

El modelo de CF presentado en la Figura 9 puede ser considerado aceptable dado que los residuales nunca rebasan el 4%. Así mismo, se puede observar que los pares de roca pertenecientes al mismo domo presentan $res^2 < 1$, mientras que los pares de roca de diferente domo presentan res^2 ligeramente más grandes que 1, lo cual podría representar pequeñas diferencias entre los magmas iniciales en los domos. Con base en este modelo podemos inferir que la cristalización fraccionada pudo haberse presentado en las últimas etapas de la formación de estas rocas. El cálculo del balance de masas de elementos mayores sugiere que las

principales fases fraccionadas fueron sanidino, plagioclasa y biotita.

3) Fraccionamiento líquido. Procesos como la difusión termogravitacional, inmiscibilidad líquida, o transporte en fase de vapor (Christiansen *et al.*, 1984) podrían intervenir en la evolución de los magmas silíceos. La evolución de silicatos inmiscibles y líquidos de fluoruros es posible en magmas ricos en flúor, ya que teóricamente puede jugar un importante papel en la evolución de los elementos traza de los magmas. Sin embargo, las concentraciones de flúor en mezclas de hidrosilicatos aluminosos deben de tener en promedio 2.5–4% en peso para ongonitas (Kovalenko y Kovalenko, 1976) antes que la inmiscibilidad ocurra. Ya que el flúor es parcialmente perdido durante la desvitrificación de los vidrios riolíticos (Christiansen *et al.*, 1986), los porcentajes de flúor reportados aquí (0.17–0.35% para el DEG y 0.06–0.25% para el DCS; ver Tabla 2) tal vez no reflejen la composición original del magma, pero se considera que nos dan información acerca de su relativa abundancia. En base a esto podemos inferir que esos niveles altos de concentración de flúor generalmente no se alcanzaron en el DEG y DCS, y parece ser que la inmiscibilidad líquida del silicato jugó un papel insignificante en la evolución de estas lavas.

CONCLUSIONES

El estrecho intervalo de edades de estas rocas (alrededor de 30 Ma; Huspeni *et al.*, 1984; Aguillón-Robles *et al.*, 1994) coincide con el clímax del volcanismo del Terciario medio en la SMO, así como con un periodo de extensión y un flujo de calor alto (Clark *et al.*, 1982). Los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS) se encuentran constituidos principalmente por riolitas con topacio. No existen trazas de una actividad explosiva evidente; por lo tanto, podemos considerar que la formación de estas estructuras estuvo asociada a una fase de erupción efusiva bastante continua y que ellos fueron simplemente alimentados a través de un conducto.

La principal característica macroscópica de estas riolitas es la presencia de topacio, lo cual indica un enriquecimiento en flúor del magma original ($F > 0.20\%$). Los datos geoquímicos de este estudio indican que las riolitas con topacio de este complejo de domos son altamente diferenciadas, ricas en K, subcalcinas, peraluminosas, y enriquecidas en flúor. Las anomalías negativas en Eu y las temperaturas relativamente bajas de estas riolitas apoyan la posibilidad de una diferenciación en cámaras magmáticas someras, así como las condiciones de baja fugacidad de oxígeno en estos magmas.

Estas riolitas se originaron probablemente a partir de la fusión parcial de corteza precámbrica evolucionada, debido a que se encuentran restringidas a áreas con basamento proterozoico (la parte oriental de la provincia de Cuencas y Sierras). Aunque no se conocen afloramientos de rocas precámbricas en el área de estudio, xenolitos de granulita

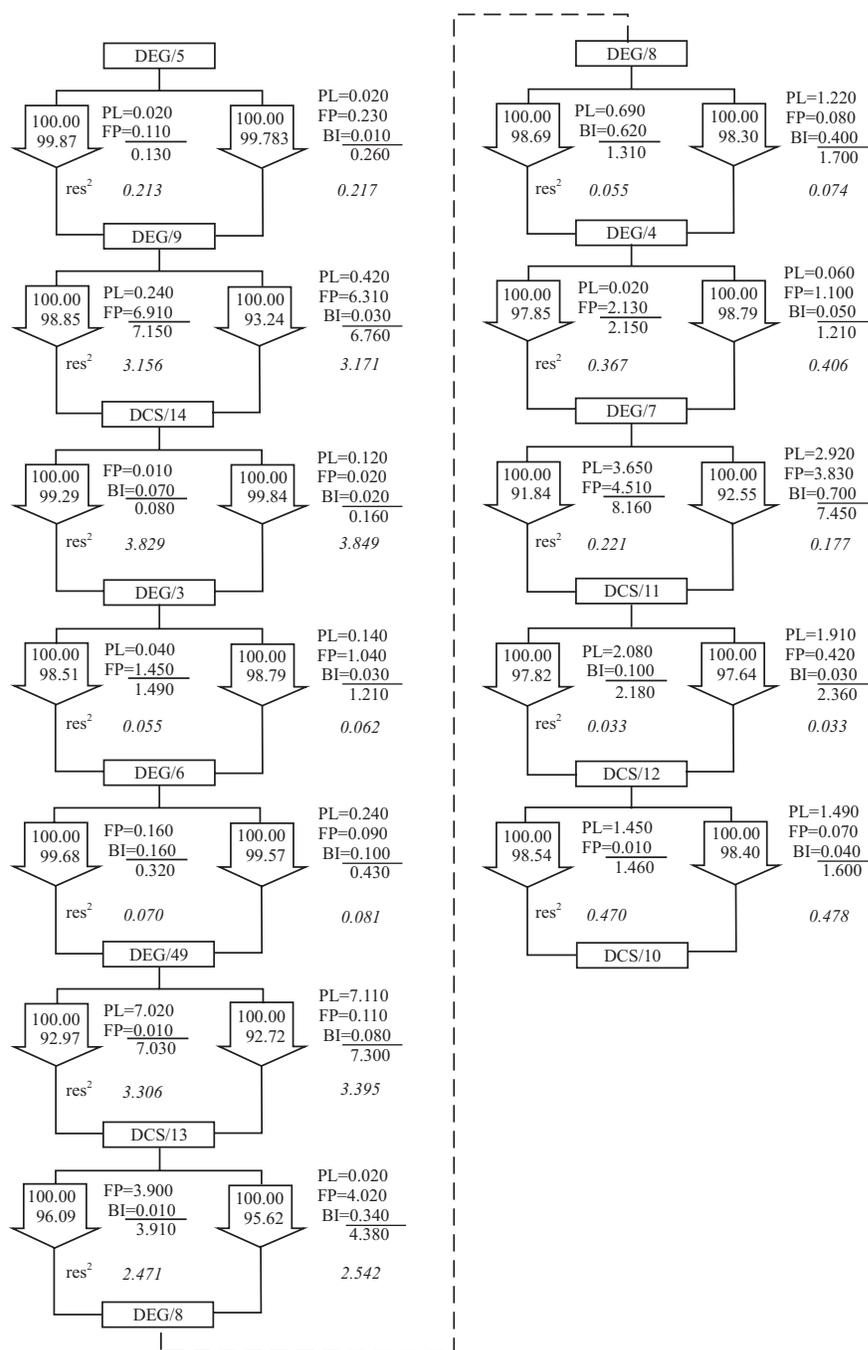


Figura 9. Resumen de balances de masa estimados usando los datos de elementos mayores y composición mineral de las rocas de los domos El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS), utilizando el programa SIMOCF (Verma *et al.*, 1998). Las rocas volcánicas son arregladas de acuerdo al contenido de SiO_2 (valores ajustados en % en peso) y el modelo de cristalización fraccionada es dado para cada par padre-hija. Los números dentro de las flechas indican las masas de los padres-hijas. Las abreviaciones minerales son: PL: plagioclasa; FP: feldespato potásico; y BI: biotita. Las proporciones de los minerales son mostradas a un lado de sus nombres. Los números en itálica son la suma de los cuadrados de los residuales (res^2).

en basaltos jóvenes al oriente del CVSLP confirman que rocas precámbricas están presentes a profundidad (Schaaf *et al.*, 1994).

Se concluye que para los domos riolíticos topacíferos del CVSLP (DEG Y DCS), el principal proceso petrogenético es la fusión parcial de una corteza precámbrica, la cual sería la fuente del flúor y de los elementos litófilos.

Esta fusión ocurre cuando las temperaturas llegan a ser lo bastante altas para inducir el rompimiento de minerales hidratados, como la biotita. Esto es seguido de procesos de diferenciación durante el ascenso del magma a la superficie (como la cristalización fraccionada), lo cual podría indicar pequeñas diferencias de un domo a otro. Aunque las pequeñas diferencias observadas en la composición de los

magma podrían deberse también a heterogeneidad química de la corteza, el subsecuente fraccionamiento en cámaras magmáticas someras de regular tamaño es indicado por la erupción de moderados volúmenes de estas riolitas durante cortos periodos de tiempo.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de la investigación de la tesis doctoral del primer autor, realizado en la Université Henri Poincaré Nancy-1 en Francia, dentro del programa conjunto entre el gobierno mexicano (CONACYT) y gobierno francés (SFERE). Durante los trabajos de campo se contó con la asistencia logística del Instituto de Geología de la UASLP. Los análisis químicos se realizaron en el CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) en Francia.

Se agradece a los revisores del presente artículo, el Dr. Ignacio Torres Alvarado y otro anónimo, por las críticas y sugerencias al mismo, ya que ayudaron a mejorar notablemente el escrito final. Se hace extensivo el agradecimiento al Dr. Surendra P. Verma, por sus comentarios, sugerencias y discusiones durante la elaboración del artículo.

REFERENCIAS

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Mingúía, J.G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología, UNAM, 11(1), 29-42.
- Bailey, J.C., 1977, Fluorine in granitic rocks and melts: A review: Chemical Geology, 19(1-4), 1-42.
- Barton, M.D., 1982, The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications: American Mineralogist, 67, 350-355.
- Burt, D. M., Sheridan, M.F., 1987, Types of mineralization related to fluorine rich silicic lava flows and domes, in Fink, J. (ed.), The emplacement of silicic domes and lava flows: Boulder, Geological Society of America, Special Paper 212, 103-109.
- Cameron, K.L., Hanson, N.G., 1982, Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(9), 1489-1503.
- Cameron, M., Bagby, W.C., Cameron, K.L., 1980a, Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, 74 (2), 271-284.
- Cameron, K.L., Cameron, C., Bagby, W.C., Moll, E. J., Drake, R.E., 1980b, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: Geology, 8, 87-91.
- Chalot-Prat, F., 1995, Genesis of rhyolitic ignimbrites and lavas from distinct sources at a deep crustal level; field, petrographic, chemical and isotopic (Sr, Nd) constraints in the Tazekka Volcanic Complex (Eastern Morocco): Lithos, 36(1), 29-49.
- Christiansen, E.H., Bikun, J.V., Burt, D.M., 1980, Petrology and geochemistry of topaz rhyolites, western United States: United States Department of Energy, Open-File Report GJBX-225, 80, 37-122.
- Christiansen, E.H., Bikun, J.V., Sheridan, M.F., Burt, D.M., 1984, Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah: American Mineralogist, 69(3), 223-236.
- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F., 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.
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatics arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, 93(6), 533-544.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate: Tectonics, 21(4), 17-1 – 17-23.
- Govindaraju, K., 1984, 1984 compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals: Geostandards Newsletter, Special Issue, 8, 87 pp.
- Hanson, G.N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: Earth and Planetary Science Letters, 38, 26-43.
- Hildreth, E.W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism: Journal of Geophysical Research, 86 (B11), 10153-10192.
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: Economic Geology, 79, 87-105.
- Irving, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with shallow subduction zone and a thickening crust in the central Andes: Geological Society of America Special Paper, 256, 113-137.
- Kovalenko, V.I., Kovalenko, N.I., 1976, Ongonites- (topaz-bearing quartz keratophyre)-subvolcanic analogue of rare metal Li-F granites (en ruso), in Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Scientific-Research Geological Expedition: Moscú, Nauka Press, 15, 128 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico en la parte central del Edo. de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico No. 85, 208 p.
- Le Bas, M.J., 1989, Nephelinitic and basanitic rocks: Journal of Petrology, 30(5), 299-312.
- Le Bas, M.J., 2000, IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks: Journal of Petrology, 41(10), 1467-1470.
- Le Bas M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27(3), 745-750.
- Leroy, L.J., Rodríguez-Ríos, R., Dewonck, S. 2002, The topaz-bearing rhyolites from the San Luis Potosí area (Mexico): Characteristics of the lava and growth conditions of topaz: Bulletin de la Société Géologique de France, 173, (6), 579-588.
- Manning, D.A.C., 1981, The effect of fluorine on liquids phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb: Contributions of Mineralogy and Petrology, 76, 206-215.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan México: Geological Society of America Bulletin, 88(10), 1479-1487.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidations ratios, norms and the classification of volcanic rocks: Chemical Geology, 77 (1), 19-26.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111(3), 347-363.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by

- crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 37-56.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000, Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana: *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625.
- Rodríguez-Ríos, R., 1997, Caractérisation du magmatisme et des minéralisations associées du dôme de Pinos et des dômes de rhyolite à t-paze du Champ Volcanique de San Luis Potosí (Mexique): France, Université Henri Poincaré Nancy-1, tesis doctoral, 357 p.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Essex, Longman Scientific Technical, 344 p.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3), 36-43.
- Santoyo, E., Verma, S.P., 2003, Determination of lanthanides in synthetic standards by reversed-phase high performance liquid chromatography with the aid of a weighted least-squares regression model: estimation of method sensitivities and detection limits: *Journal of Chromatography A*, 997(1-2), 171-182.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118(1-4), 63-84.
- Smith, R.B., 1978, Seismicity, crustal structure, and intraplate tectonics of the interior of the western Cordillera: *Geological Society of America, Memoir* 152, 111-144.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Torres-Alvarado I.S., Verma, S.P., Palacios-Berruete, H., Guevara, M., González-Castillo, O.Y., 2003, DC_BASE: A database system to manage Nernst distribution coefficients and its application to partial melting modeling: *Computer and Geosciences*, 29(9), 1191-1198.
- Verma S.P., 1984, Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zacatecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico: *Chemical Geology - Isotope Geoscience*, 46(1), 37-53.
- Verma, S.P., 2005, Estadística básica para el manejo de datos experimentales: Aplicación en la geoquímica (Geoquimiometría): México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.
- Verma, S.P., Santoyo, S., 2005, Is odd-even effect reflected in detection limits?: *Accreditation and Quality Assurance*, 10(4), 144-148.
- Verma S.P., Ciriaco-Villanueva, R., Torres-Alvarado I.S., 1998, SIMOCF, Modelling fractional crystallisation using a Monte Carlo approach: *Computers and Geosciences*, 24(10), 1021-1027.
- Verma, S.P., Sotelo-Rodríguez, Z.T., Torres-Alvarado, I.S., 2002a, SINCLAS, Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System: *Computers and Geosciences*, 28(5), 711-715.
- Verma, S.P., Santoyo, E., Velasco-Tapia, F., 2002b, Statistical evaluation of analytical methods for the determination of rare-earth elements in geological materials and implications for detection limits: *International Geology Review*, 44(4), 287-335.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia F., 2003, A revised CIPW norm: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83(2), 197-216.
- Verma, S.P., Díaz-González, L., Sánchez-Upton, P., Santoyo, E., 2006, OYNLY: A new computer program for ordinary, York, and New York least-squares linear regressions: *World Scientific and Engineering Academy and Society (WSEAS), Transactions on Environment and Development*, 2(8), 997-1002.
- Webster, D.J., Burt, D.M., Aguillón R.A., 1996, Volatile and lithophile trace-element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas, deduced from melt inclusions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17), 3267-3283.
- Wyllie, P.J., 1979, Magmas and volatile components: *American Mineralogist*, 64(5), 469-500.

Manuscrito recibido: Septiembre 25, 2006

Manuscrito corregido recibido: Junio 13, 2007

Manuscrito aceptado: Junio 18, 2007