

Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México)

Rodolfo Rodríguez-Ríos^{1,2,†} y Juan Manuel Torres-Aguilera³

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. 8, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

³ Posgrado en Geología Aplicada, 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.

† Fallecido el 27 de julio, 2009.

RESUMEN

El presente trabajo reporta datos de campo, petrográficos y geoquímicos (elementos mayores y traza, incluyendo elementos de las Tierras Raras) de una ignimbrita riolítica (Riolita Panalillo, Trp) de edad Oligoceno tardío, la cual se extravesó concurrentemente con lavas de composición intermedia (basalto La Placa, Tbp) dentro del campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), y más específicamente dentro de la estructura conocida como graben de Bledos. Las dos unidades volcánicas estudiadas (Trp y Tbp) pertenecen a un evento de vulcanismo oligocénico, con un rango de edad restringido entre 27 y 28 Ma. Este vulcanismo es principalmente de tipo subalcalino y forma una serie típicamente bimodal con rocas que son principalmente andesita basáltica e ignimbrita riolítica. El ambiente tectónico de la región es básicamente distensivo y se encuentra asociado a la extensión ocurrida durante el Oligoceno. La ignimbrita riolítica (Trp) tiene un carácter subalcalino e hiperaluminoso. Los patrones normalizados de Tierras Raras muestran una anomalía negativa en Eu para la unidad de ignimbrita riolítica (Trp), lo cual sugiere un proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa. Esto es apoyado también por el comportamiento de algunos elementos como el Sr, Ba, y Ti. Además, las relaciones Rb vs. Y+Nb sugieren un ambiente de intraplaca. La mineralogía de esta ignimbrita es relativamente sencilla, y se compone principalmente de: feldespato potásico > cuarzo > plagioclasa > minerales opacos. En lo que respecta a las lavas intermedias (Tbp), éstas tienen un carácter subalcalino, y difieren de la ignimbrita riolítica en su carácter metaluminoso. No presentan anomalía de Eu y su patrón de elementos de las Tierras Raras es sólo levemente enriquecido en elementos de las Tierras Raras ligeras y más bien plano. El comportamiento de algunos elementos traza como el Sr, Ba, Rb, Nb, y Th, sugiere que la fusión parcial del manto superior jugó un papel importante en la génesis de estos magmas. De igual manera, las relaciones Ti/Y–Zr/Y y Zr–Zr/Y muestran un ambiente tectónico de intraplaca. El análisis petrográfico de estas lavas muestra que sus principales minerales son: plagioclasa > olivino > óxidos de Fe-Ti > cuarzo. Los datos combinados de campo, petrográficos, geoquímicos, así como las edades de estas unidades, sugieren que la ignimbrita riolítica y las lavas intermedias están asociadas tanto espacial como temporalmente y pueden ser consideradas como un grupo en el CVSLP. Posibles procesos de mezcla de magmas son además evidenciados por la presencia de anillos de reacción en cristales de plagioclasa de la unidad Tbp, así como aureolas de reacción en olivino y fragmentos de roca máfica en la unidad Trp. También es importante mencionar la posibilidad de que estas unidades sean comagmáticas.

Palabras clave: vulcanismo bimodal, tectónica extensional, fusión parcial, cristalización fraccionada, Oligoceno, México.

ABSTRACT

This work reports field, petrographic and geochemical data (major and trace elements, including the rare-earth elements – REE) of a late Oligocene rhyolitic ignimbrite (Riolita Panalillo, Trp) and lavas of intermediate composition (basalto La Placa, Tbp) that were concurrently emplaced in the San Luis Potosí volcanic field (SLPVF), and more specifically, within the structure known as Bledos graben. Both volcanic units (Trp and Tbp) belong to a volcanic event of Oligocene age, with a restricted age range between 27 and 28 Ma. This volcanism generated sub-alkaline rocks that form a typical bimodal series, composed mainly by basaltic andesite and rhyolitic ignimbrite. The regional tectonic environment is basically distensive and associated with extension that occurred during the Oligocene. The rhyolitic ignimbrite has a sub-alkaline and hyperaluminous character. The chondrite-normalized REE patterns of this rhyolitic unit (Trp) display a negative Eu anomaly, which suggests fractional crystallization of plagioclase. This is also supported by the behavior of some elements such as Sr, Ba, and Ti. Moreover, the Rb vs. Y+Nd relationship suggests an intraplate tectonic environment. The mineralogy of this ignimbrite is relatively simple and mainly consists of: potassic feldspar > quartz > plagioclase > opaque minerals. Regarding the intermediate lavas (Tbp), they have a slightly sub-alkaline character and differ from the rhyolitic ignimbrite in their metaluminous character. Their REE patterns have relatively flat slopes, with only a slight enrichment in light-REE, and do not show Eu anomalies. The behavior of trace elements such as Sr, Ba, Rb, Nb, and Th, suggest that partial melting of the upper mantle played an important role in the genesis of these magmas. Similarly, the Ti/Y–Zr/Y and Zr–Zr/Y relationships also suggest an intraplate tectonic environment. The petrographic analysis of these lavas shows that the main rock-forming minerals are: plagioclase > olivine > Fe-Ti oxides > quartz. The combined, petrographic, geochemical and field data, as well as the ages of these units, suggest that the rhyolitic ignimbrite and the intermediate lavas may be considered as a group within the SLPVF, spatially as well as temporarily associated. Possible magma mixing processes are revealed by the presence of reaction rings in plagioclase of the Tbp unit, as well as by reaction halos in olivine and mafic rock fragments within the Trp unit. Another important point worth mentioning is that these units could be co-magmatic.

Key words: Bimodal volcanism, extensional tectonics, Oligocene, partial melting, fractional crystallization.

INTRODUCCIÓN

La presencia de magmatismo bimodal en el campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) ha sido reportada en varios trabajos, entre los que destaca el de Barboza-Gudiño y López-Doncel (2001), quienes mencionaron la presencia de riolita y basalto asociados a una tectónica distensiva que produjo fisuras con orientación NW, en la porción norte del CVSLP (Llanos del Carmen). Rodríguez-Ríos *et al.* (2003) y Rodríguez-Ríos y Torres-Hernández (2005) reportaron secuencias bimodales en la zona de San Francisco y Tepetate del CVSLP, en donde observaron ignimbritas de composición riolítica (Riolita Panalillo-Trp; 26.8 ± 1.3 Ma) en contacto con basalto (basalto La Placa-Tbp; 27.2 ± 0.6 Ma); ambos tipos de roca tienen edades muy similares y características típicas de vulcanismo bimodal. Con base en la información existente, es claro que el vulcanismo con características bimodales estuvo presente durante buena parte del Terciario en el CVSLP, por lo que se infiere que las condiciones que lo generaron pudieron estar presentes en toda la región.

La característica principal de vulcanismo bimodal es la coalescencia en tiempo y espacio de magmas félsicos y máficos provenientes probablemente de una misma fuente

y emplazados a través de un sistema de fallas. Los estudios realizados también presentan pruebas geoquímicas de que los dos principales procesos petrogenéticos que actuaron en la formación de estas rocas son la cristalización fraccionada y la fusión parcial del manto superior y corteza inferior. Sobre este punto existe un debate dado que algunos trabajos señalan que los magmas riolíticos son el producto de la fusión parcial o total de rocas corticales (*e.g.*, Ruiz *et al.*, 1988; Orozco-Esquivel *et al.*, 2002) mientras que otros trabajos (*e.g.*, Nimz *et al.*, 1993) muestran evidencias que indican que estas rocas son el producto de la cristalización fraccionada de magmas generados en el manto con cierto grado de contaminación de material cortical. Por lo tanto, la relación petrogenética de magmas silíceos asociados a magmas máficos es todavía pobremente entendida. Diversos autores han estudiado este fenómeno; a continuación mencionaremos algunos de los trabajos que consideramos importantes sobre el tema, tanto en México como en los E.U.A.

Hildreth (1981) mencionó que los sistemas de magmas silíceos comúnmente se inician con el emplazamiento de magma basáltico dentro de la corteza y que, en la mayoría de los casos, hay evidencias de vulcanismo basáltico contemporáneo asociado al sistema silíceo. En un estudio isotópico de Sr y Nd de los magmas riolíticos e ignimbriticos del área de

Zacatecas, Sierra Madre Occidental (SMO), Verma (1984) propuso un modelo petrogenético, de acuerdo con el cual los magmas originados en un manto ligeramente empobrecido, además de la cristalización fraccionada, se mezclaron, a diferentes grados, con la corteza media y superior. Huppert y Sparks (1988) también argumentaron que las intrusiones máficas contienen suficiente calor para fundir muchas litologías cristalinas. Burt y Sheridan (1988), en su trabajo sobre las rocas riolíticas con topacio, mencionaron que estas rocas parecen estar relacionadas con vulcanismo bimodal, como ocurre en los E.U.A. Johnson y Grunder (2000), en su estudio del vulcanismo bimodal en High Lava Plains (HLP) en el estado de Oregon, presentaron la fusión parcial de la corteza media a inferior como el principal proceso para la producción de magmas riolíticos bajos en sílice, mientras que los magmas riolíticos más ricos en sílice se interpretaron como producto de cristalización fraccionada de riolita baja en sílice, en tanto que la variación de elementos mayores en rocas basálticas es consistente con el proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno,

con grados variables de asimilación. Con base en esta información podemos inferir que la cristalización fraccionada y la fusión parcial del manto superior y corteza inferior son los dos principales procesos petrogenéticos que se presentan en este tipo de vulcanismo. Ferrari *et al.* (2005) mostraron que la SMO forma un conjunto calcialcalino, con contenidos de K de alto a medio, en donde el vulcanismo del Eoceno tardío al Mioceno es claramente bimodal, con los miembros silíceos dominando sobre los máficos.

En relación con el campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP; Figura 1) es importante señalar que, no obstante el número de trabajos que se han desarrollado, hasta el momento prácticamente en ninguno de ellos se han realizado estudios geoquímicos para caracterizar las secuencias bimodales reportadas en el área de estudio. Por lo tanto, los principales objetivos de este trabajo son el reconocimiento estratigráfico de los afloramientos donde se ha reportado este tipo de vulcanismo en la zona de estudio, así como la caracterización geoquímica y petrológica de las muestras seleccionadas (elementos mayores, elemen-

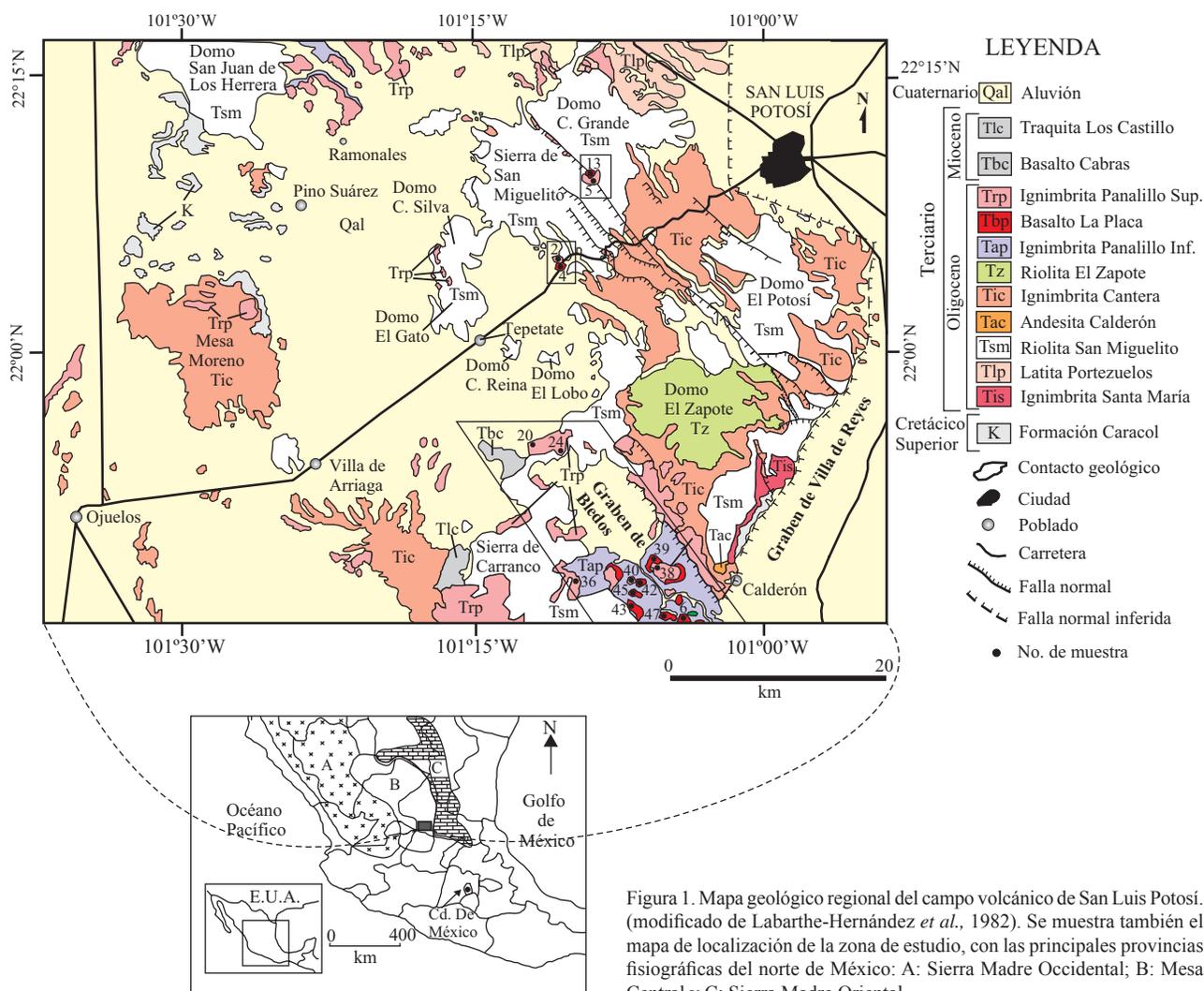


Figura 1. Mapa geológico regional del campo volcánico de San Luis Potosí. (modificado de Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Se muestra también el mapa de localización de la zona de estudio, con las principales provincias fisiográficas del norte de México: A: Sierra Madre Occidental; B: Mesa Central y C: Sierra Madre Oriental.

tos traza, y petrografía) y, con base en esta información, proponer la existencia de un grupo volcánico bimodal en la zona de estudio.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Geomorfológicamente, el CVSLP pertenece a la zona conocida como Mesa Central. De acuerdo con los criterios petrológicos propuestos por Cameron *et al.* (1980), este campo volcánico corresponde a las facies de rocas calcialcalinas con alto contenido de K de la provincia magmática de la SMO.

El CVSLP está constituido predominantemente por rocas félsicas que pertenecen a la SMO, la cual es una estructura volcánica que se extiende desde la Faja Volcánica Transmexicana en el sur, hasta los E.U.A. en el norte, con una dirección NW y una anchura promedio de 200-300 km, y es considerada la provincia ignimbrítica más grande del mundo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). A grandes rasgos, el CVSLP está compuesto principalmente por rocas félsicas del Terciario medio (K-Ar: 32–27 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 1994), que en algunos lugares alcanzan más de 1,000 metros de espesor y que sobreyacen discordantemente a rocas sedimentarias del Mesozoico y/o sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (Formación Cenicera, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En la base de la secuencia volcánica del Terciario, en algunos lugares aislados del CVSLP, afloran lavas andesíticas de la formación Casita Blanca, que por su edad (K-Ar: 44 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y sus características litológicas se interpretan como equivalentes a la “Secuencia Volcánica Inferior” de la región que se ubica entre la ciudad de Durango y Mazatlán (McDowell y Keizer, 1977), y a los derrames de lava andesítica intercalados en el Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955). El grueso de las rocas del CVSLP es similar en edad y composición al “Supergrupo Volcánico Superior” (McDowell y Keizer, 1977; Rodríguez-Ríos, 1997), y está formado por depósitos piroclásticos y derrames de lava voluminosos que fueron expulsados a través de conductos volcánicos situados a lo largo de fallas de extensión (Tristán-González, 1986; Aguillón-Robles *et al.*, 1994).

Los pulsos principales de vulcanismo y extensión del Oligoceno en la Mesa Central fueron relacionados con incrementos en las velocidades de expansión del fondo oceánico de la placa Farallón, la cual subducía debajo de la placa Norteamericana (Atwater, 1970).

Desde el punto de vista tectónico-estructural, Nieto-Samaniego *et al.* (1999) reportaron que la zona estuvo sujeta a esfuerzos tridimensionales en la parte sur de la Mesa Central, con tres sistemas de fallas bien definidos: (i) El del graben de Villa de Reyes con un rumbo N30°E, que corta la parte oriental de la Mesa Central; (ii) El sistema de fallas de San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, el cual es un grupo de fallas bien definido con orientación N50°W e inclinación

al SW, las cuales presentan movimientos normales. Otras estructuras paralelas a este sistema son las fallas del Bajío y el graben de Bledos. De manera regional, se observa que los afloramientos de rocas de la suite bimodal reportados en este trabajo se encuentran relacionados con este sistema de fallas; y (iii) El tercer sistema lo forma el rumbo NW de la depresión Dolores Hgo.-Ojuelos, que corta al graben de Villa de Reyes cerca de San Felipe, Gto.

En la región de estudio, la primera evidencia clara de extensión es el emplazamiento de los domos riolíticos de la Riolita San Miguelito relacionados a fallas, lo cual implica una fase extensional de alrededor de 30 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La tectónica extensional del Terciario medio a superior en el CVSLP está marcada por la presencia de depresiones y pilares tectónicos de orientaciones NE-SW (*e.g.*, el graben de Villa de Reyes) y NW-SE (*e.g.*, el sistema de fallas de tipo dominó de la sierra de San Miguelito y del graben de Bledos). La formación de estas estructuras sucedió después de la expulsión de la mayoría de las rocas volcánicas, pero antes del depósito de los flujos de ceniza del miembro superior de la Riolita Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma), los cuales rellenaron y/o cubrieron a estas estructuras (Tristán-González, 1986). En esta época inició el vulcanismo bimodal en el CVSLP (Trp y Tbp), en particular en el graben de Bledos, y la actividad continuó después de los 26 Ma, con la emisión de lavas basálticas alcalinas en el Mioceno. El último evento volcánico en las cercanías del CVSLP consistió en la emisión de rocas basaníticas del Plioceno-Pleistoceno.

En la sierra de San Miguelito (Figura 1), la estratigrafía permite establecer dos eventos de deformación: (i) El primero de ellos anterior a la Riolita San Miguelito (Tsm, 29.2 ± 0.8 Ma, Aguillón-Robles *et al.*, 1994), ya que es evidente que los domos que forman esta unidad se emplazaron a lo largo de fallas; y (ii) El segundo evento de deformación tuvo al menos dos fases de fallamiento: La primera está evidenciada por el desplazamiento de la Ignimbrita Cantera (Tic, 29.0 ± 1.5 Ma) y el emplazamiento de la Riolita Panalillo (Trp, 26.8 ± 1.3 Ma) a lo largo de las mismas fallas. Se piensa que el vulcanismo bimodal en la zona de estudio, se relaciona con esta fase de fallamiento de manera local. La segunda fase fue posterior a Trp, ya que ésta muestra desplazamientos aunque de mucho menor magnitud que los observados en Tic y Tsm (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997).

Con base en la distribución espacial de los diferentes sistemas de fallas reconocidos, se proponen tres regiones principales estructuralmente distintas (Figura 1).

(1) Graben de Villa de Reyes. Esta estructura tiene una longitud de 200 km y un ancho de por lo menos 15 km; está limitada por un sistema de fallas de dirección N20°E con una inclinación de 60° al SE. Forma un extenso valle cubierto por depósitos de flujos piroclásticos, sedimentos lacustres y aluviales (Tristán-González, 1986).

(2) Sierra de San Miguelito. La sierra de San

Miguelito está formada por una serie de domos de composición riolítica que fueron afectados por un sistema de fallas conjugadas N50°E y N50°W, así como un juego de fallas Norte-Sur y N75°E y por fallas marginales N30°W (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980).

(3) Graben de Bledos. Esta estructura consiste en un valle de 18 km de largo por 7.5 km de ancho, limitado al noreste por una falla de orientación N30°W y un echado de 60° a 70° al SW. La edad de fallamiento que dio origen al graben de Bledos ha sido estimada en 29 Ma (Labarthe-Hernández y De La Huerta-Cobos, 1998).

MÉTODOS ANALÍTICOS

El estudio petrográfico de las diferentes unidades (Tabla 1) fue realizado en el Laboratorio de Petrografía de Ciencias de la Tierra en la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), así como en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geología de la UASLP.

Los análisis químicos de elementos mayores y elemen-

tos traza (Tablas 2 y 3) fueron realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM, a cargo del Químico Rufino Lozano-Santa Cruz. Los elementos mayores se midieron en muestra fundida, usando el programa cuantitativo Ruizf03.qan, para lo cual se utilizaron perlas que fueron preparadas usando 1 g de muestra y 9 g de fundente. Los elementos traza se midieron en tabletas prensadas, comparando con el programa Traza04.qan. Las tabletas fueron preparadas usando 6 g de muestra y 0.6 g de cera-C como agente aglutinante. Mayores detalles sobre la metodología se encuentran en Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996).

Las mediciones de los elementos de las Tierras Raras (REE) se realizaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, a cargo de la Dra. Ofelia Morton Bermea. Todas las muestras fueron molidas en un mortero de tungsteno hasta obtener un tamaño de malla 200 (75 micrómetros). Se realizó la digestión de las muestras (sistema abierto), y posteriormente se realizó el análisis en

Tabla 1. Petrografía de las unidades Trp y Tbp, que conforman el vulcanismo bimodal en el CVSLP.

Muestra	VB-4	VB-6	VB-42	VB-43	VB-39	VB-47	VB-45	VB-13
Minerales								
Q (X)					(1) Un cristal			2 (cristales)
K (X)		1 a 2	1 (sanidino y microclina)					
Plag. (F) y (MF)	12	7	10	6	15	2	5	15
Plag. (M)	60	50 a 55	55	45	55	60 a 65	60	45
Min. máficos (F)	13	13	15 a 20	15	8	5	15	25 a 30
Min. máficos (M)	10	15	10	11	12	10	10	10
Foid			5	8				3
Óxidos de Fe	5	10 a 12		15	10	20	10	
Clasificación Petrográfica	AB (Tbp)	AB (Tbp) (K,*)	AB (Tbp) (K)	AB (Tbp)	AB (Tbp) (*, Q)	AB (Tbp)	AB (Tbp)	AB (Tbp) (Q)

Muestra	VB-38	VB-36	VB-24	VB 40	VB-20	VB-5
Minerales						
Q (F)	15	10	10 a 12	25	10	30
Q (M)				5		
K (F)	10	10	10	15	10 a 12	10
K (M)				1		
Plag. (MF)	2	3	5		2	3
Min. Máf. (F)	1 a 2	1		1	3	2
Óxidos de Fe	5 a 10	5 a 10	5	5	1	
E _s , V-A	15	25	10	15		25
F. R.			3	10	20	1
Matriz	45 a 50	40 a 45	57	20 a 25	50 a 55	25 a 30
Clasificación petrográfica	Ignimbrita riolítica E _s (Trp)					

Simbología: A: Amigdaloides, E_s: esferulítica, V: vesículas, F. R.: fragmentos de roca, X: xenocristal, *: Con estructura de reacción, K: feldespato potásico, Q: cuarzo, Foid: feldespatoides, (F): fenocristales, (M): matriz, (MF): microfocristales, AB: Andesita basáltica. Nota: Los números representan los porcentajes de los minerales obtenidos por medio de conteo de puntos.

Tabla 2. Composición química y datos estadísticos de elementos mayores de las unidades (Tbp y Trp) que conforman el vulcanismo bimodal en el CVSLP.

Muestra	VB43	VB45	VB42	VB47	VB39	VB13	VB6	VB4	<i>n</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Tipo de roca	AB (Tbp)	AB (Tbp)	AB (Tbp)	A (Tbp)	AB (Tbp)	AB (Tbp)	A (Tbp)	A (Tbp)			
Lat. N	21.7832°	21.7970°	21.8184°	21.7906°	21.8338°	22.1372°	21.7628°	22.0987°			
Long. O	101.1075°	101.1055°	101°0903°	101.0993°	101.0919°	101.1477°	101.0573°	101.1556°			
SiO ₂	53.28	54.39	54.52	55.59	55.63	56.27	58.90	59.16	8	56.0	2.1
TiO ₂	1.62	1.61	1.54	1.59	1.51	1.28	0.93	0.93	8	1.38	0.30
Al ₂ O ₃	15.49	15.49	15.65	16.14	15.64	16.65	15.92	15.89	8	15.87	0.40
Fe ₂ O ₃ ^T	9.45	9.34	8.65	9.48	8.65	8.95	7.91	7.56	8	8.7	0.7
MnO	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	8	0.13	0.01
MgO	3.97	5.79	6.52	2.63	5.20	3.76	3.42	3.78	8	4.4	1.3
CaO	9.17	7.69	7.29	7.3	6.90	6.87	6.69	6.64	8	7.07	0.39
Na ₂ O	2.64	2.66	2.30	2.77	2.44	2.59	2.56	2.35	8	2.54	0.16
K ₂ O	1.44	1.57	1.30	1.71	1.68	2.65	2.45	2.75	8	1.9	0.6
P ₂ O ₅	0.43	0.43	0.40	0.42	0.41	0.36	0.23	0.23	8	0.37	0.09
P.C.	2.49	1.2	1.92	1.94	2.7	0.8	0.89	0.85	8	1.6	0.8
Total	100.17	100	100	99.82	100	100	100	100	8	100	0
SiO ₂ adj	54.89	55.19	55.77	57.15	56.95	56.84	59.67	59.75	8	57.0	1.9
Na ₂ Oadj	2.72	2.70	2.35	2.84	2.50	2.61	2.59	2.37	8	2.60	0.17
K ₂ Oadj	1.49	1.59	1.33	1.76	1.72	2.68	2.48	2.78	8	2.0	0.6
FeOadj	5.61	5.40	5.14	5.46	5.02	4.91	4.31	4.08	8	4.99	1.2
MgOadj	4.09	5.88	6.67	2.71	5.32	3.79	3.46	3.82	8	4.46	1.8
<i>Norma CIPW</i>											
Q	9.68	9.15	11.26	14.32	13.04	11.19	15.76	15.69	8	12.5	2.6
Or	8.80	9.43	7.86	10.42	10.21	15.87	14.69	16.46	8	11.7	3.4
Ab	23.05	22.88	19.95	24.10	21.17	22.14	21.97	20.08	8	21.9	1.5
An	26.91	26.03	29.16	27.28	27.37	26.21	25.02	24.92	8	26.6	1.4
Di	13.79	7.85	4.08	6.02	3.96	4.71	5.70	5.51	8	5.4	1.3
Hy	8.44	15.45	19.16	8.37	15.56	11.34	9.81	10.48	8	12.3	3.9
Mt	5.07	5.04	4.54	5.33	4.74	5.19	4.67	4.48	8	4.90	0.32
Il	3.18	3.11	2.99	3.10	2.94	2.46	1.79	1.79	8	2.7	0.6
Ap	1.04	1.02	0.96	1.01	0.98	0.85	0.55	0.54	8	0.88	0.21
Mg#	56.53	65.99	69.79	46.90	65.40	57.94	58.89	62.48	8	60	7
FeO ^T /MgO	2.13	1.45	1.19	3.2	1.49	2.14	2.08	1.79	8	2.0	0.6
Salic	68.45	67.50	68.24	76.14	71.79	75.43	77.45	77.16	8	72.8	4.3
Femic	26.42	29.79	30.01	20.59	26.36	22.41	20.36	20.91	8	24.7	4.1
CI	51.87	47.61	46.87	38.94	42.36	39.09	38.56	39.17	8	43	5
DI	41.54	41.46	39.08	48.85	44.42	49.21	52.42	52.24	8	46	5
SI	23.51	30.85	35.79	16.45	29.83	21.58	21.54	23.63	8	25	6
AR	1.39	1.44	1.37	1.47	1.44	1.56	1.57	1.52	8	1.48	0.08

un equipo VGEelemental modelo PlasmaQuad3R.

Con el fin de documentar la información relacionada con la calidad de datos de los elementos de los REE, se presentan resultados obtenidos sobre un material de referencia de Japón, JB-2 y se los compara con datos de la literatura (Govindaraju, 1989; Imai *et al.*, 1995; Tabla 4). El límite de detección (LOD; Tabla 4) es otro parámetro de calidad que, por lo general, es consistente con las sugerencias de Verma *et al.* (2002b, 2009) y Verma y Santoyo (2005) en relación con una distribución sistemática basada en el efecto non-par del LOD. Las pruebas de calidad de los datos de elementos mayores y traza (Tablas 2 y 3), por su parte, han sido descritas por Lozano y Bernal (2005).

PETROGRAFÍA

Se colectaron 50 muestras representativas del vulcanismo bimodal (Tbp y Trp), de las cuales se seleccionaron 15 para realizar este trabajo. Los sitios de muestreo fueron seleccionados con base en los reportes de afloramientos del vulcanismo bimodal, realizados por Barboza-Gudiño y López-Doncel (2001), Rodríguez-Ríos *et al.* (2003) y Rodríguez-Ríos y Torres-Hernández (2005). Se presenta una descripción de las unidades que conforman el vulcanismo bimodal en el CVSLP, así como la tabla petrográfica de las muestras estudiadas (Tabla 1). El estudio modal fue realizado por medio de conteo de puntos.

Tabla 2 (continuación). Composición química y datos estadísticos de elementos mayores de las unidades (Tbp y Trp) que conforman el vulcanismo bimodal en el CVSLP.

Muestra	VB38	VB36	VB24	VB40	VB20	VB5	VB2	<i>n</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Tipo de roca	R (Trp)									
Lat. N	21.8337°	21.8165°	21.9033°	21.8178°	21.9111°	22.1356°	22.12342°			
Long. O	101.0909°	101.1551°	101.1614°	101.1014°	101.1734°	101.1548°	101.1558°			
SiO ₂	75.33	76.89	77.06	77.16	77.37	78.45	78.64	7	77.3	1.1
TiO ₂	0.19	0.23	0.19	0.21	0.22	0.14	0.084	7	0.19	0.05
Al ₂ O ₃	11.58	11.52	11.27	11.26	11.39	10.96	11.64	7	11.38	0.24
Fe ₂ O ₃ ^T	2.10	2.32	2.13	2.15	2.24	1.79	1.08	7	1.98	0.43
MnO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	7	0.0140	0.0036
MgO	0.16	0.12	0.12	0.15	0.13	0.12	0.14	7	0.140	0.016
CaO	0.57	0.60	0.49	0.51	0.35	0.43	0.19	7	0.45	0.14
Na ₂ O	3.02	2.71	2.57	2.51	2.22	2.65	1.41	7	2.4	0.5
K ₂ O	4.98	5.14	4.89	5.06	5.04	4.80	5.87	7	4.99	0.12
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.03	0.04	0.049	0.03	0.01	7	0.036	0.014
P.C.	1.39	0.49	0.9	0.84	1.19	0.81	0.97	7	0.94	0.29
Total	99.4	100.0	99.69	99.93	100.0	100.0	100.0	7	99.86	0.23
SiO ₂ adj	76.94	77.25	78.08	77.95	78.20	78.97	79.39	7	78.1	0.9
Na ₂ Oadj	3.07	2.72	2.60	2.54	2.24	2.67	1.42	7	2.5	0.5
K ₂ Oadj	5.08	5.16	4.96	5.11	5.09	4.83	5.93	7	5.04	0.12
FeOadj	0.89	0.96	0.91	0.91	0.96	0.75	0.46	7	0.83	0.08
MgOadj	0.17	0.13	0.12	0.15	0.13	0.12	0.14	7	0.13	0.03
<i>Norma CIPW</i>										
Q	38.02	40.11	42.56	42.18	44.64	43.72	47.69	7	42.7	3.1
Or	30.06	30.51	29.31	30.21	30.08	28.59	35.05	7	29.8	0.7
Ab	26.03	23.09	22.03	21.51	18.98	22.60	12.06	7	20.9	4.4
An	2.61	2.64	2.26	2.33	1.46	1.93	0.89	7	2.0	0.6
C	0.31	0.53	0.94	0.81	1.77	0.69	2.66	7	1.1	0.8
Hy	0.81	0.70	0.73	0.76	0.76	0.68	0.60	7	0.72	0.07
Mt	1.66	1.82	1.67	1.69	1.74	1.41	0.85	7	1.60	0.33
Il	0.38	0.45	0.38	0.41	0.42	0.28	0.16	7	0.36	0.10
Ap	0.10	0.12	0.06	0.08	0.11	0.07	0.02	7	0.08	0.03
Mg#	25.60	19.33	19.88	23.34	19.5	23.44	35.65	7	23.9	6
FeO ^T /MgO	11.16	16.16	15.33	12.57	15.60	12.58	6.91	7	13.0	3.2
Sálico	96.72	96.36	96.20	96.24	95.18	96.85	95.69	7	96.2	0.6
Fémico	2.86	2.97	2.78	2.86	2.93	2.37	1.61	7	2.6	0.5
CI	2.91	2.87	2.48	2.61	1.69	2.16	1.14	7	2.3	0.7
DI	94.11	93.71	93.94	93.90	93.71	94.92	94.79	7	94.2	0.5
SI	1.66	1.27	1.30	1.58	1.36	1.38	1.67	7	1.50	0.17
AR	2.96	2.62	2.55	2.40	2.21	2.74	4.20	7	2.60	0.26

Notas: El prefijo "adj" se refiere a los datos ajustados (100% base anhidra); Sálico: suma de minerales sálicos normativos; CI: índice de cristalización; DI: índice de diferenciación; SI: índice de solidificación; AR: relación de alcalinidad; Mg#: número de magnesio =100 (Mg²⁺/Mg²⁺+Fe²⁺); P.C.: pérdida por calcinación; R: Riolita; A: Andesita; BA: Andesita Basáltica; *n*: número de observaciones; \bar{x} : media aritmética y *s*: desviación estándar. Los tipos de roca son presentados de acuerdo con el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986; Le Bas, 1989, 2000), la norma CIPW se calculó con los datos ajustados, y usando la 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). Se reportan décimas o centésimas adicionales para todos los datos calculados con el fin de facilitar el manejo posterior de estos datos normativos. Los datos estadísticos fueron obtenidos mediante el programa DODESYS (S. P. Verma y L. Díaz-González, en preparación).

Basalto La Placa (Tbp)

Originalmente esta unidad fue descrita informalmente por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), simplemente como basalto La Placa, por lo que en este trabajo se seguirá utilizando el mismo nombre y simbología (Tbp). El

afloramiento principal se ubica en el km. 30 de la carretera No. 70, que va de San Luis Potosí a Guadalajara.

En muestra de mano, esta roca es compacta, de color negro, textura microcristalina, vesicular, ligeramente amigdaloides. Contiene principalmente microlitos de plagioclasa y algunos minerales metálicos oxidados. En el microscopio

Tabla 3. Composición química y datos estadísticos de elementos traza (ppm) de las unidades (Tbp y Trp) del vulcanismo bimodal en el CVSLP.

	Tbp											Trp										
	VB43	VB45	VB42	VB47	VB39	VB13	VB6	VB4	n	\bar{x}	s	VB 38	VB36	VB24	VB40	VB20	VB5	VB2	n	\bar{x}	s	
Rb	45	71	106	57	101	85	89	102	8	82	22	279	218	226	224	227	264	439	7	240	25	
Sr	440	416	469	423	486	443	399	378	8	432	35	47	37	31	32	47	19	9	7	32	14	
Ba	1297	502	487	423	755	677	743	578	8	595	130	560	480	445	318	665	445	103	7	431	180	
Y	38	34	53	39	47	35	39	37	8	40	6	102	79	78	74	81	112	103	7	90	15	
Zr	212	222	270	237	269	271	200	215	8	237	29	429	431	453	433	440	352	171	7	437	10	
Nb	13	13	15	16	14	15	13	13	8	14.0	1.2	47	40	42	44	42	47	34	7	42.3	4.5	
V	160	171	156	139	145	158	140	139	8	151	12	32	34	17	26	21	10	8	7	21	10	
Cr	267	258	223	246	243	32	92	86	8	181	90	5	3	<2	<2	6	<2	<2	7	3.1	1.7	
Co	28	34	35	39	34	32	27	35	8	33.0	3.9	23	16	25	22	17	24	56	7	21.2	3.8	
Ni	86	87	53	96	46	4	8	11	8	49	38	13	10	9	10	13	14	14	7	11.9	2.1	
Cu	18	26	13	21	9	10	9	9	8	14	7	3	3	5	3	4	2	3	7	3.5	0.8	
Zn	107	98	102	21	105	99	88	96	8	99	6	130	109	106	110	113	125	42	7	116	10	
Th	7	<3	5	7	7	4	10	6	8	6.1	2.2	31	27	32	28	29	34	43	7	32	5	
Pb	7	7	9	9	12	8	13	11	8	9.5	2.3	39	28	30	40	34	42	42	7	36	6	

Claves: n: número de observaciones, \bar{x} : media aritmética, s: desviación estándar. Estos datos fueron calculados mediante el programa DODESYS (para mayor información ver la explicación de la Tabla 2).

se observa una textura hipocristalina, microporfírica, hipidiomórfica, con matriz traquílica y pilotáxica; algunos de los microfenocristales tienen zoneamiento y contiene fragmentos de feldespato con crecimiento de cristales dentro de ellos, probablemente debido a fraccionamiento discontinuo de magmas o mezcla de magmas. La roca presenta plagioclasa, minerales máficos, óxidos de hierro-titanio, minerales opacos y algunos minerales arcillosos.

La andesina, en forma de microlitos, es el mineral más abundante de esta roca; además, se observan xenocristales con zoneamiento y algunos tienen texturas de intercrecimiento de reacciones incompletas desde sus centros hacia las periferias (Figura 2a). Presenta escaso feldespato alcalino en forma de xenocristales; se observa zoneamiento y crecimiento de pequeños cristales al parecer siguiendo el zoneamiento desde el centro del cristal hacia el borde. Es probable que se trate de crecimientos por reacciones incompletas de asimilación magmática o también de xenocristales atrapados por el magma. Los minerales de la matriz son principalmente microlitos de plagioclasa, así como microfenocristales de piroxeno (diópsido y augita) y abundantes minerales opacos diminutos. Se observan xenocristales de cuarzo (Figura 2b), los cuales están rotos con fractura concoidea y tienen la característica especial de que están rodeados de clinopiroxeno. Esto es típico de coronas de reacción y caracterizan a los xenocristales de cuarzo que caen en la lava máfica. También presentan pequeños cristales de minerales metálicos intersticiales.

Con base en esta descripción podemos concluir que la mineralogía de la unidad Tbp es relativamente simple, presentándose de la siguiente manera: plagioclasa, piroxenos (diópsido y augita), escasos xenocristales de cuarzo, xenocristales de feldespato alcalino (sanidino); presenta también aegirina, hiperstena y olivino normalmente alterado

a iddingsita (se determinaron por sus propiedades ópticas, siendo estos últimos minerales accesorios).

Riolita Panalillo (Trp)

Descrita inicialmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) como Riolita Panalillo Superior, en su localidad tipo, a 4 km al oeste de la ciudad de San Luis Potosí, ésta consiste de ignimbrita semiconsolidada a bien soldada. Se le considera como una ignimbrita de alto grado debido a la presencia de pómez bien colapsada, por lo que se puede inferir que esta unidad es el producto de vulcanismo altamente explosivo, en un ambiente tectónico netamente extensional.

La Riolita Panalillo es una roca de color rojizo a rosado, compacta, dura, de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo en matriz afanítica, amigdaloides, esferulítica y vesicular, la cual en ocasiones presenta estructuras de tipo *fiamme*. Microscópicamente, la textura es piroclástica, fragmentada, esferulítica, vesicular y amigdaloides, con fragmentos de cristales y esferulitas en matriz vítrea.

Desde el punto de vista mineralógico, esta roca presenta fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato alcalino, y plagioclasa (Figura 3a), así como vidrio volcánico, sílice criptocristalina, minerales metálicos y escasos minerales máficos.

Los fragmentos de cuarzo tienen formas angulosas a subredondeadas, con tamaños que varían entre 0.76 y 0.94 mm, y alcanzan hasta 2.6 mm. El feldespato alcalino aparece en fragmentos con formas angulosas a subredondeadas; algunos cristales de sanidino son euhedrales, con tamaños de hasta 2.65 mm. La plagioclasa se presenta también en fragmentos y tiene formas subangulosas, generalmente exhibiendo maclas de la Albita y Albita-Carlsbad, en tamaños

Tabla 4. Composición química de elementos de las Tierras Raras (en ppm) y datos estadísticos de las unidades (Tbp y Trp) del vulcanismo bimodal en el CVSLP. Se incluyen también los límites de detección del método (LOD) y los resultados obtenidos para la muestra de referencia JB-2.

Muestra	VB43	VB45	VB47	VB39	VB13	VB6	VB4	n	\bar{x}	s	VB38	VB36	VB24	VB40	VB20	VB5	VB2	n	\bar{x}	s	
Tbp											Trp										
La	33.29	52.69	40.22	42.49	51.98	29.61	24.38	29.34	8	38	11	123.00	118.45	79.95	80.57	71.43	80.77	NA	6	92	22
Ce	64.45	89.23	78.35	71.27	84.83	59.05	53.03	56.10	8	70	14	174.33	222.70	165.93	168.89	172.57	157.21	NA	6	168	7
Pr	8.30	13.34	10.73	10.30	13.59	8.60	7.02	7.76	8	10.0	2.5	31.32	26.93	19.97	20.04	17.07	19.23	NA	6	22	5
Nd	34.85	46.84	39.69	41.41	56.01	36.36	30.15	33.21	8	40	8	122.82	92.55	78.66	79.65	66.88	74.33	NA	6	86	20
Sm	7.81	9.67	8.65	8.51	11.87	8.49	6.90	7.32	8	8.7	1.6	25.76	18.51	16.48	16.37	14.96	14.90	NA	6	17.8	4.1
Eu	2.01	1.96	2.10	2.06	2.25	2.32	2.00	2.05	8	2.09	0.13	1.17	0.95	0.87	1.00	0.82	0.69	NA	6	0.92	0.16
Gd	6.68	6.34	5.57	6.88	9.11	7.40	5.79	6.23	8	6.8	1.1	19.82	11.51	14.07	13.18	12.60	11.52	NA	6	13.8	3.1
Tb	1.05	0.95	0.81	1.08	1.44	1.22	0.90	0.95	8	1.05	0.20	3.17	1.66	2.21	2.08	2.13	1.83	NA	6	2.2	0.5
Dy	6.24	5.27	4.46	6.15	7.98	7.51	5.35	5.68	8	6.1	1.2	19.09	9.19	13.31	12.05	12.86	10.38	NA	6	12.8	3.4
Ho	1.29	1.07	0.90	1.31	1.56	1.64	1.14	1.22	8	1.27	0.24	3.97	1.83	2.79	2.51	2.84	2.21	NA	6	2.7	0.7
Er	2.99	2.46	2.05	2.98	3.55	4.02	2.71	2.98	8	3.0	0.6	9.59	4.20	6.38	5.91	6.68	5.23	NA	6	6.3	1.8
Tm	0.43	0.36	0.30	0.43	0.52	0.61	0.39	0.43	8	0.43	0.10	1.44	0.60	0.92	0.83	1.00	0.77	NA	6	0.93	0.29
Yb	2.90	2.51	2.14	2.85	3.43	4.15	2.67	2.91	8	2.9	0.6	9.68	4.01	5.93	5.35	6.64	5.13	NA	6	6.1	1.9
Lu	0.49	0.40	0.35	0.48	0.55	0.67	0.44	0.48	8	0.48	0.10	1.57	0.65	0.94	0.88	1.09	0.85	NA	6	1	0.31

	LOD (3-sigma)	JB-2 ICPMS	JB-2 (Govindaraju, 1989)	JB-2 (Imai <i>et. al.</i> , 1995)
	ppb	ppm		
La	0.006	2.28	2.4	2.30
Ce	0.006	6.34	6.5	6.10
Pr	0.006	1.10	1.2	1.10
Nd	0.022	6.10	6.5	6.10
Sm	0.028	2.21	2.3	2.18
Eu	0.010	0.88	0.85	0.79
Gd	0.018	2.40	3.3	2.89
Tb	0.005	0.49	0.62	0.54
Dy	0.012	3.48		3.70
Ho	0.003	0.85	0.83	0.80
Er	0.004	2.12	2.4	2.42
Tm	0.004	0.33	0.5	0.35
Yb	0.008	2.29	2.5	2.40
Lu	0.003	0.39	0.4	0.34

Claves. n: número de observaciones; NA: no analizado; \bar{x} : media aritmética; s: desviación estándar. Los cálculos estadísticos fueron realizados por medio del programa DODESYS (para mayor información ver la explicación de la Tabla 2); JB-2: Material de referencia (basalto) proveniente del Geological Survey of Japan. La calidad de los datos está expresada en términos de precisión y exactitud. Se realizaron cinco mediciones del estándar y la %RSD entre ellos es mejor al 3%. La exactitud de los datos obtenidos del estándar y los reportados es demostrada por el material de referencia JB-2. LOD: Límite de detección (calculado como tres veces la desviación estándar del blanco analítico).

menores a 1 mm. Se identificó como andesina por medio del ángulo de extinción de su macla y de acuerdo con el método de Michel-Lévy. Los minerales metálicos tienen formas irregulares, y se encuentran principalmente distribuidos entre el vidrio intersticial. En cuanto a las esferulitas, vesículas y amígdalas, se observaron diferentes formas y tamaños. Estas estructuras normalmente están rellenas de sílice microcristalino a criptocristalino. En la matriz se observa vidrio volcánico intersticial, desvitrificado a cuarzo y a sílice criptocristalina, fuertemente soldado. Además, presenta microlitos de minerales máficos identificados como olivino, los cuales presentan una aureola de reacción de piroxenos, al parecer, y hacia el centro se observa alterado a óxido de hierro, el cual le da la coloración rojiza a la roca. Por último, se observan escasos fragmentos irregulares de

roca (Figura 3b), los cuales parecen ser de agregados de microlitos de plagioclasas, probablemente de rocas intermedias (Tbp) a máficas.

Resumiendo, se puede decir que la mineralogía de la unidad Trp se presenta de la siguiente manera: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y óxidos de hierro-titanio.

GEOQUÍMICA

Las composiciones de elementos mayores, traza y REE de muestras representativas del vulcanismo bimodal en el CVSLP, se presentan en las Tablas 2, 3 y 4, respectivamente. La clasificación geoquímica de la roca y la norma CIPW fueron determinados usando el programa SINCLAS (Verma

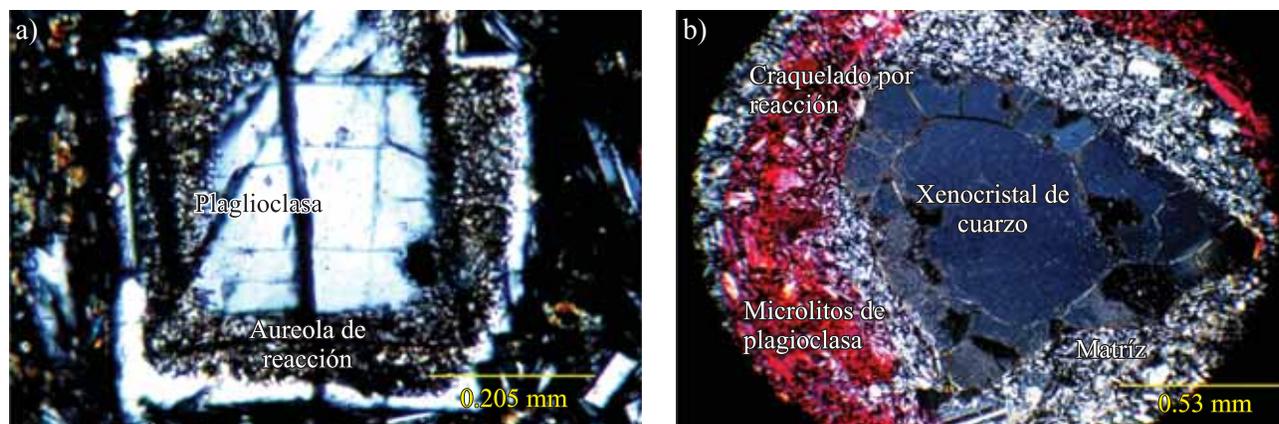


Figura 2. Fotomicrografías de la unidad Tbp (basalto La Placa). a: Plagioclase con aureola de reacción (VB4), 40X, LP; b: xenocrystal de cuarzo con borde de reacción (VB39), 40X, LP.

et al., 2002a). De igual manera, se presentan parámetros estadísticos de estas muestras en las mismas tablas, los cuales fueron obtenidos mediante el programa DODESYS no publicado de S.P. Verma y L. Díaz-González. Antes de la estimación de la media como el parámetro de tendencia central y de la desviación estándar como la medida de dispersión, este programa aplica pruebas de discordancia con base en nuevos valores críticos (Verma y Quiroz-Ruiz, 2006a, 2006b, 2008; Verma *et al.*, 2008), así como ecuaciones de valores críticos para *t* de Student (Verma, 2009a). La aplicación de las pruebas de discordancia a los datos experimentales antes de calcular la media y la desviación estándar es altamente recomendada por los especialistas en estadística (*e.g.*, Barnett y Lewis, 1994).

Caracterización y origen de las rocas volcánicas

El graben de Bledos es la zona donde mejor se observa el vulcanismo bimodal en el CVSLP (Tbp y Trp; Figura 1). Estas unidades definen una serie bimodal, con un gran

intervalo composicional de sílice entre 53.28 y 59.16% para rocas intermedias clasificadas como andesita basáltica a andesita, y de 75.33 a 78.64 % para rocas de composición félsica clasificadas como riolita (Tabla 2; Figura 4). Tanto la andesita como la andesita basáltica tienen hiperstena normativa, observándose una mayor proporción en la andesita basáltica (8.40 a 19.20 %), que en la andesita (9.81 a 10.50 %); se observa también diópsido, magnetita y cuarzo (9.15 a 15.69%). En cambio, la riolita presenta alto contenido de cuarzo normativo (38.02 a 47.70 %), ortoclasa normativa (28.60 a 35.05%), albita normativa (12.06 a 26.03%) y algo de hiperstena normativa (0.60 a 0.81%). Se puede observar que las dos unidades tienen cuarzo normativo, por lo que se pueden considerar como lavas sobresaturadas en SiO_2 .

Los contenidos de elementos mayores, así como la norma CIPW, utilizadas para caracterizar la ignimbrita riolítica (Trp) se enlistan en la Tabla 2. Estas rocas tienen generalmente alto contenido de sílice (75.33 a 78.64 %), con contenido de Al_2O_3 de 10.96 a 11.64% y de álcalis de 7.25 a 7.99 %, así como relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ elevadas

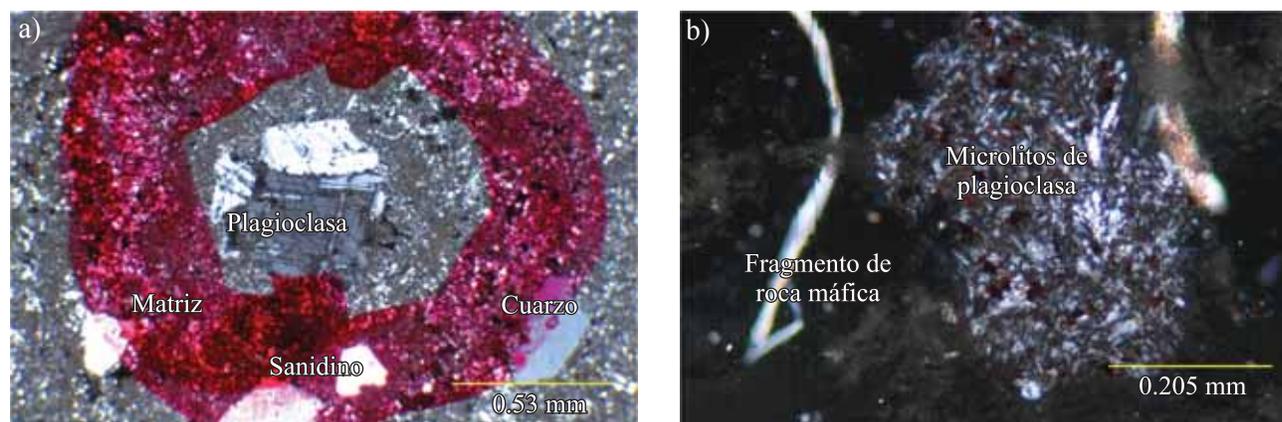


Figura 3. Fotomicrografías de la unidad Trp (Riolita Panalillo); a) Xenocrystal de plagioclase, rodeada de sílice microcristalino y fragmentos de cuarzo y feldespato alcalino (VB24), 40X, LP; b) Xenolitos de roca intermedia con microlitos de plagioclase (VB5), 100X, LP.

(>1). No existe correlación entre la pérdida por calcinación (P.C. en la Tabla 2) y el contenido de álcalis, por lo que los altos contenidos de éstos y las relaciones K/Na se podrían considerar de origen primario. Presenta contenidos altos de K, según la relación K_2O/SiO_2 de Le Maitre *et al.* (1989). Estas rocas félsicas se clasifican como riolita subalcalina (Figura 4) e hiperaluminosa; esto último es atestiguado por la presencia de corindón normativo (Tabla 2).

El contenido de ciertos elementos traza en estas rocas es especialmente indicativo. Por ejemplo, las anomalías negativas de Sr, Ba, Eu y Ti (Figura 5d) podrían indicar cierto grado de cristalización fraccionada en la cámara magmática, siendo los principales minerales participantes feldespatos (Sr y Ba), ilmenita (Ti) y plagioclasa (Eu), cuyos coeficientes de partición son, en general, mayores que los de los elementos “vecinos” en el diagrama multielementos (Torres-Alvarado *et al.*, 2003), mientras que los bajos contenidos de P (0.011 a 0.054%) pueden indicar asimilación de materiales corticales (Fitton, 1987).

Los diagramas de REE de estas rocas (Figura 5c) presentan ligeros enriquecimientos en REE ligeros (LREE), mientras que los REE pesados (HREE) presentan patrones casi planos, y despliegan fraccionamiento variable de REE $(La/Yb)_n = 7.3$ a 20.1. Mientras tanto, el fraccionamiento variable de LREE es $(La/Sm)_N = 3.0$ a 4.0, y para las tierras raras pesadas es $(Gd/Yb)_N = 1.5$ a 2.3. El elemento Eu presenta anomalías negativas (Figura 5c) con los siguientes valores: $0.15 < Eu/Eu^* < 0.20$ donde $Eu^* = \sqrt{(Sm \times Gd)_N}$. Esta anomalía sugiere una diferenciación del magma, con fraccionamiento de plagioclasa ocurrida a profundidades someras (Huspeni *et al.*, 1984). Estas anomalías negativas en Eu apoyan también la importancia de la cristalización fraccionada en estos magmas, y esto es consistente con la conclusión de Huspeni *et al.* (1984) en el sentido de que la extrema diferenciación de las riolitas con Sn en el NW de México es el resultado de cristalización fraccionada.

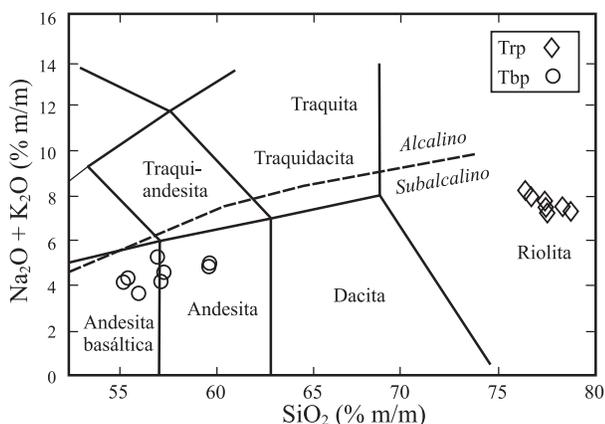


Figura 4. Diagrama de álcalis totales y sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986), para las unidades que conforman el vulcanismo bimodal en la zona de estudio, utilizando para el ajuste de datos el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002a). La línea punteada marca los límites de alcalinidad según Irving y Baragar (1971).

La presencia de esta anomalía de Eu también está relacionada con la magnitud del equilibrio entre el magma y la plagioclasa. Por ejemplo, el incremento paulatino de anomalías negativas en Eu en una serie de rocas volcánicas puede indicar la separación progresiva de la plagioclasa del magma, si este mineral se observa como fenocristal (Cullers y Graf, 1984).

En el caso de las lavas intermedias, los contenidos de elementos mayores, así como la norma CIPW, utilizados para caracterizar la unidad (Tbp) se enlistan en la Tabla 2. Estas rocas presentan contenidos de sílice intermedios (53.28 a 59.16 %), con contenidos de aluminio (15.49 a 16.65 %) y de álcalis (3.60 a 5.25%) altos. Al igual que la unidad descrita anteriormente, los contenidos en álcalis y las relaciones K/Na se podrían considerar de origen primario. Con base en estos datos, estas rocas se clasifican como andesita basáltica a andesita, con un carácter subalcalino (Figura 4), y presentan un contenido de K que varía de medio a alto, según la relación K_2O/SiO_2 de Le Maitre *et al.* (1989).

Los patrones multielementos de esta unidad presentan anomalías negativas de Nb aunque relativamente pequeñas (Figura 5b). Dado que varias de las muestras presentan altos valores de número de magnesio (Tabla 2), éstas podrían ser usadas en un modelado inverso (Velasco-Tapia y Verma, 2001) para inferir el significado de la anomalía de Nb. Los diagramas de REE (Figura 5a) de esta unidad muestran un ligero enriquecimiento en LREE, presentan generalmente un patrón relativamente plano, y despliegan relaciones variables de $(La/Yb)_n = 5.81$ a 14.26, mientras que el fraccionamiento de las LREE se observa constante $(La/Sm)_n = 2.17$ a 3.40; de la misma manera el fraccionamiento de las HREE se presenta con poca variabilidad $(Gd/Yb)_n = 1.44$ a 2.14. Las muestras más enriquecidas en REE (VB39 y VB45) presentan pequeñas anomalías negativas en Eu, como lo indican los rangos $Eu/Eu^* = 0.65$ y 0.76, respectivamente. Esto es consistente con una derivación de un magma basáltico padre a partir de una fuente del manto. Tales procesos ocurren normalmente dentro del manto superior y en la base de la corteza (Thorpe *et al.*, 1993). Los espectros enriquecidos en LREE, y empobrecidos en Nb con respecto a Ba y La (Figura 5b), son característicos y generalmente comparables con fusión parcial de la corteza en el área de San Luis Potosí (Verma, 1999). Los bajos rangos de Ba/Nb (32.46 a 99.76) y de Sr/P (0.094 a 0.162) en esta unidad podrían ser indicadores de fuentes del manto (Verma, 2006). La andesita basáltica VB42 representa la lava de la suite bimodal más primitiva extruida en la zona de estudio. Sus contenidos de MgO (6.7%), Ni (53 ppm) y Cr (223 ppm), así como el alto #Mg (69.79) podrían ser consistentes con una génesis por fusión parcial del manto superior.

No se observa un empobrecimiento de los contenidos de Ti y Fe, que reflejen el fraccionamiento de óxidos de Fe y Ti, lo que podría indicar que la cristalización fraccionada no jugó un papel importante en la petrogénesis de estas rocas.

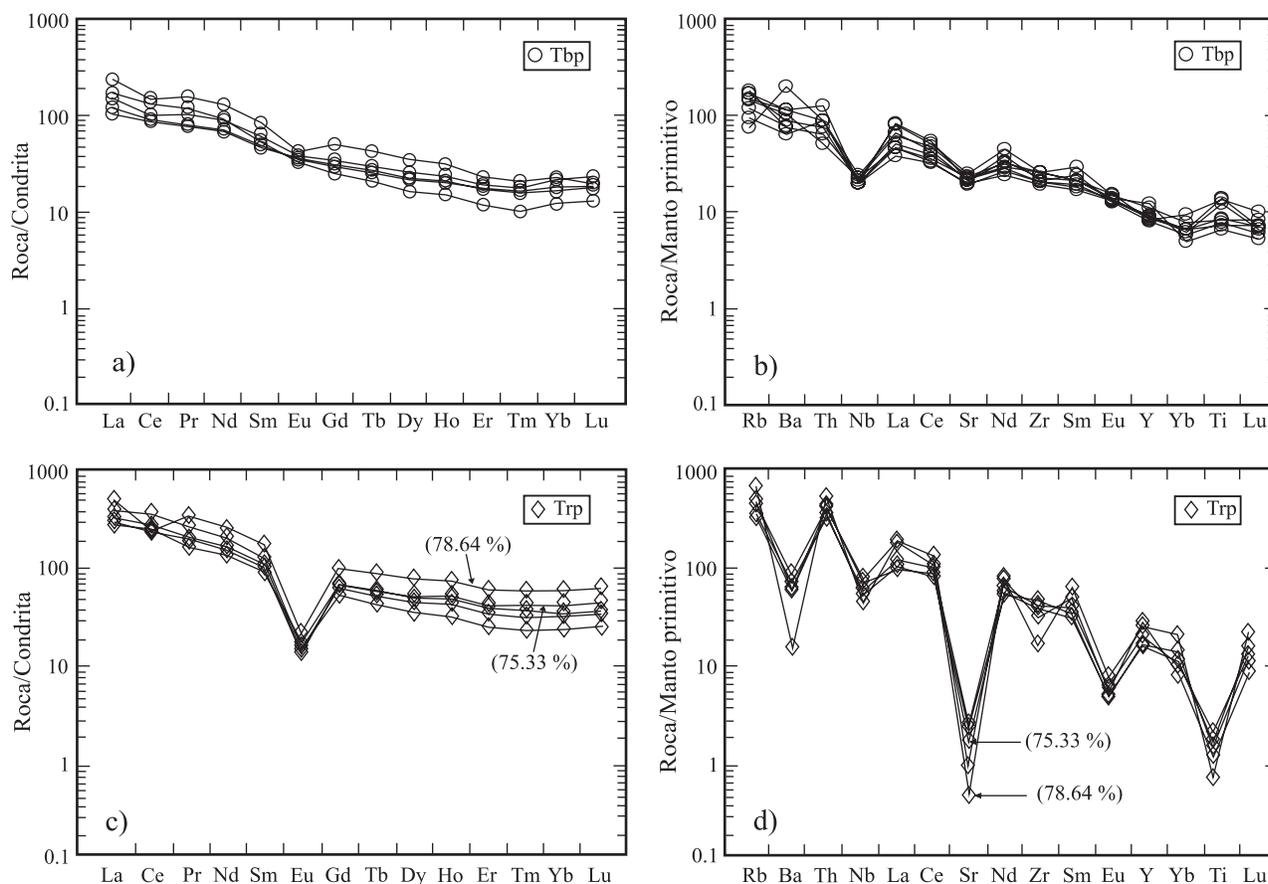


Figura 5. Diagramas de REE (a y c) para muestras seleccionadas del Basalto La Placa (Tbp), así como de la Riolita Panalillo (Trp); los valores de normalización fueron tomados de McDonough y Sun (1995). Se presentan también los diagramas multielementos (b y d) de las mismas unidades, los valores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989).

Ambiente tectonomagmático

Recientemente, Verma (2009b) realizó una evaluación estadística de 28 diagramas de discriminación (binarios, ternarios y de funciones discriminantes) con una amplia base de datos mundiales de cuatro ambientes tectónicos y recomendó el uso de diagramas basados en funciones discriminantes porque proporcionan mayor eficiencia para identificar los ambientes tectónicos. Muchos de estos diagramas fueron usados para inferir el ambiente tectónico de la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (Verma, en prensa). Debido a la falta de diagramas de discriminación para rocas intermedias, se tomó la decisión de utilizar algunos diagramas de discriminación convencionales para rocas máficas y observar el comportamiento de las rocas en estos diagramas. De esta manera, si los resultados de discriminación no fueran coherentes, se puede afirmar que los diagramas para rocas máficas se deben usar solamente para tales rocas. Con este objetivo, propusimos utilizar los diversos diagramas de discriminación tectonomagmática para evaluar el ambiente tectónico de las muestras de la unidad basalto La Placa (Tbp). Con base en el diagrama de discriminación $Ti/Y-Zr/Y$ (Figura 6a), las rocas intermedias

(Tbp) se reparten en ambos dominios de basalto intraplaca y basalto de márgenes de placa, mientras que en el diagrama $Zr-Zr/Y$ (Figura 6b) se ubican en el campo de basalto de intraplaca. Estas mismas rocas, estudiadas en los diagramas de discriminación usando funciones discriminantes basadas en elementos mayores (Agrawal *et al.*, 2004; Verma *et al.*, 2006), caen principalmente en el campo de ambiente de *rift* continental, mientras que con elementos traza inmóviles (Agrawal y Verma, 2007; Agrawal *et al.*, 2008) coinciden principalmente en el campo de *rift* continental. Estas diferencias se explican por el hecho de que estos diagramas (los cuales no se presentan en este trabajo, con el fin de limitar su extensión), están hechos para rocas máficas, y en este estudio, estamos demostrando que Tbp es un tipo de roca intermedia, aunque el nombre convencional de la unidad geológica fue dado como basalto La Placa (Tbp) por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979). Aunque la eficacia de estos diagramas para discriminar rocas máficas ha sido ampliamente demostrada (Sheth, 2008; Verma, 2009b), el presente trabajo confirma que no deben ser utilizados para discriminar rocas de composición intermedia. El uso de rocas de composición intermedia para discriminar ambientes tectónicos no es posible actualmente debido a la

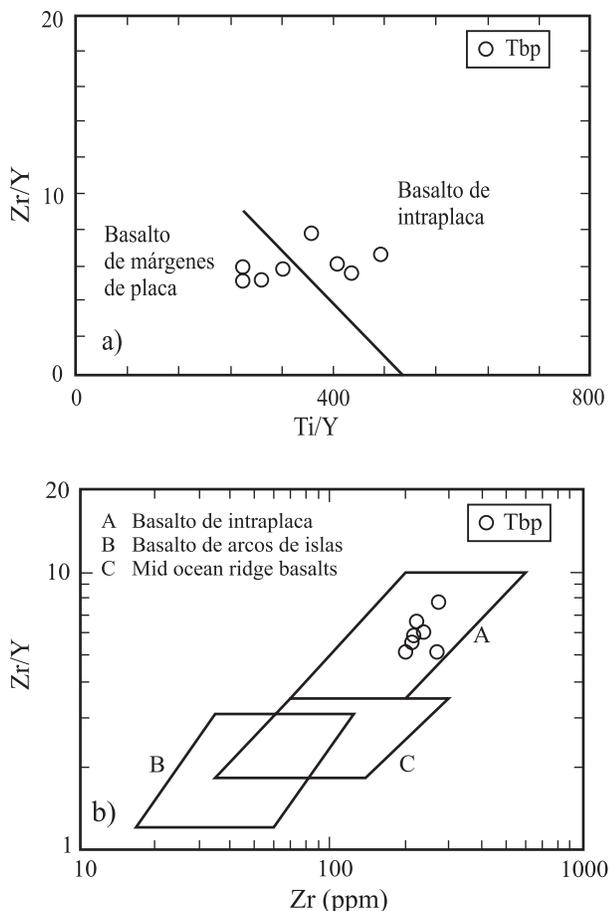


Figura 6. Diagramas binarios de discriminación para la unidad Tbp. a: Ti/Y–Zr/Y (Pearce y Gale, 1977); y b: Zr–Zr/Y (Pearce y Norry, 1979).

falta de diagramas de discriminación apropiados, aunque Verma (2009b) señala que debe ser posible discriminar tectónicamente las rocas de composición intermedia. En lo que respecta a las rocas félsicas, éstas se ubican sobre el campo de granitos intraplaca del diagrama Rb vs. Y+Nb (Figura 7).

DISCUSIÓN

El vulcanismo bimodal en el CVSLP está representado mejor en el graben de Bledos, en donde se presentan las unidades Tbp y Trp espacial y temporalmente relacionadas. Las edades en roca total (K-Ar) de estas unidades son las siguientes: Riolita Panalillo (Trp): 26.8 ± 1.3 Ma (Tristán-González *et al.*, 2009) y basalto La Placa (Tbp): 27.2 ± 0.6 Ma (Rodríguez-Ríos, 2004).

Los diagramas de clasificación muestran que estas unidades están formadas principalmente de andesita basáltica, andesita y riolita con carácter subcalcino. Con base en los diagramas de discriminación, las rocas andesíticas caen principalmente dentro de un ambiente de intraplaca, mientras que las rocas félsicas se ubican en el campo de

granitos de intraplaca.

Petrogenéticamente, los datos muestran que procesos de fusión parcial del manto superior y corteza inferior tuvieron más participación en la formación de las rocas intermedias, como lo indica su alto #Mg, así como el comportamiento de algunos elementos traza (Ba, Nb y Rb). Por otro lado, la cristalización fraccionada tuvo una participación más importante en el proceso de formación de las rocas félsicas, de acuerdo con las anomalías de Ba, Sr, Eu y Ti. Sin embargo, se puede inferir que los dos procesos pudieron actuar simultáneamente en la génesis de este tipo de vulcanismo. Esto es consistente con los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de rocas riolíticas del Oligoceno en el área de estudio, los cuales indican contribución de material cortical (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002), así como con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la misma zona que son consistentes con la generación de estas rocas por fusión parcial de material cortical (Webster *et al.*, 1996). Este proceso de fusión parcial parece haber ocurrido en la primera etapa de generación de estas rocas, ya que en las etapas subsecuentes se pueden incluir procesos de diferenciación y asimilación durante el ascenso del magma a través de la corteza, de deshidratación relacionada al vulcanismo piroclástico, así como importantes procesos de cristalización fraccionada en una cámara magmática cercana a la superficie (Christiansen *et al.*, 1986; Verma, 2000).

Interpretando los estudios petrográficos realizados en estas unidades volcánicas (Tbp y Trp) se pueden argumentar las siguientes consideraciones petrológicas importantes.

Basalto La Placa

(i) Microestructuras consistentes en anillos de reacción incompletas y en corona en fenocristales de plagioclasa que, según Best (2003), indican relaciones de reacciones

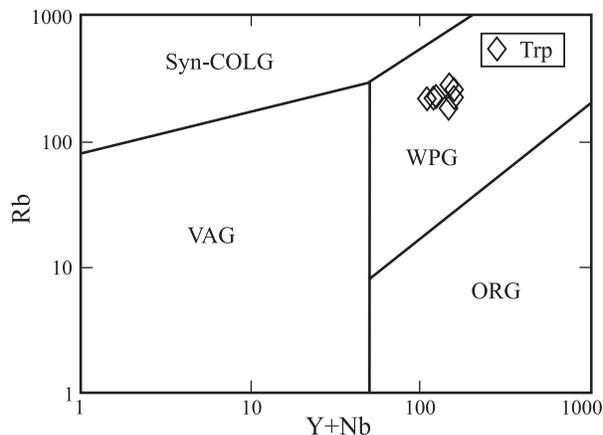


Figura 7. Diagrama Y+Nb vs. Rb (Pearce *et al.*, 1984), mostrando el ambiente tectonomagmático de la unidad Trp. VAG: Granitos de arco volcánico; WPG: Granitos de Intraplaca (*rifi*); Syn-COLG: Granitos sincolisionales; ORG: Granitos de dorsal oceánica.

discontinuas e incompletas en el magma.

(ii) Los cristales de cuarzo observados se consideran xenocristales atrapados durante la salida del magma, y provienen quizá del magma riolítico que dio origen a la Riolita Panalillo, o tal vez por contaminación con materiales de la corteza. Estos xenocristales primeramente tienen una corona de vidrio volcánico y en un proceso posterior ocurrió el crecimiento de una corona de probables piroxenos, señalando reacciones incompletas de asimilación de cristales fuera de equilibrio en el contexto general del magma, típico de asimilación tardía de cuarzo. Existen además xenocristales de feldespatos alcalinos (sanidino), los cuales muy probablemente fueron también atrapados por el magma. Estos xenocristales (cuarzo-feldespatos) presentan estructuras en corona y están rodeados por minerales máficos, lo que podría señalar la presencia de un proceso de mezcla de magmas, o contaminación del magma máfico por el basamento. Se observan también minerales máficos representados generalmente por piroxenos (diópsido y augita), los cuales también exhiben microestructuras en corona.

(iii) En su mayoría, los cristales de olivino alterado tienen aureolas de reacción o de sobrecrecimiento de piroxeno microgranular. Se interpreta que los fenocristales de olivino ya venían formados en la lava y que posteriormente cristalizó el piroxeno, generando reacciones incompletas en las periferias, sin llegar a reemplazar o asimilar a los cristales de olivino, como lo mencionan Ngounouno *et al.* (2000) en su estudio de la meseta Kapsiki en Camerún. Ellos propusieron que los cristales de olivino provienen de la disgregación de xenolitos de peridotita, por lo que el magma se derivaría de la fusión parcial de una fuente de peridotita del manto.

Riolita Panalillo

(i) Contiene fragmentos de roca intermedia, muy probablemente arrastrados de la unidad Tbp, al extruir la Riolita Panalillo.

(ii) Los fragmentos de olivino y piroxeno presentes normalmente están alterados y el olivino presenta una aureola o borde de reacción. Los cristales de olivino no están en equilibrio con la lava huésped (Trp), lo cual podría estar a favor de una mezcla de magmas.

CONCLUSIONES

Los resultados petrográficos antes mencionados, son indicativos de un proceso de mezcla de magmas en la región, sobre todo en este tipo de vulcanismo, así como del comagmatismo de estas unidades.

De acuerdo con los resultados de este estudio, se puede sugerir la presencia de un vulcanismo bimodal oligocénico en el CVSLP, tanto por la composición química de las unidades reportadas (gran brecha composicional de

contenidos de sílice), edad de las rocas (las edades reportadas se traslapan) y su posición estratigráfica. Los procesos que actuaron en la generación de este vulcanismo fueron cristalización fraccionada, fusión parcial del manto superior y corteza inferior, así como mezcla de magmas.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de la investigación del Proyecto PROMEP: Folio No. PTC-36 del primer autor, así como de la elaboración de tesis de maestría del Ing. Juan Manuel Torres Aguilera, dentro del mismo proyecto. Durante los trabajos de campo se contó con la asistencia logística del Instituto de Geología de la UASLP. Los análisis químicos se realizaron tanto en el Instituto de Geofísica como en el Instituto de Geología de la UNAM. Se hace un reconocimiento al Ing. Melesio Martínez de la Cruz, quien fue parte activa durante los trabajos de campo. Se agradece a los revisores del presente artículo, por las críticas y sugerencias al mismo, ya que ayudaron a mejorar notablemente el escrito final.

REFERENCIAS

- Agrawal, S., Verma, S.P., 2007, Comment on "Tectonic classification of basalts with classification trees" by Pieter Vermeesch (2006): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13), 3388-3390.
- Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P., 2004, Discriminant analysis applied to establish major element field boundaries for tectonic varieties of basic rocks.: *International Geology Review*, 46(7), 575-594.
- Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P., 2008, Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements: *International Geology Review*, 50, 1057-1079.
- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez J.J., Solorio-Munguía 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*, 11,(1), p. 29-42.
- Atwater, T., 1970, Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America: *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3513-3536.
- Barboza-Gudiño, R., López-Doncel, R., 2001, Informe de la carta geológico-minera Llanos del Carmen F-14-A54, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, tomo I, 40 pp.
- Barnett, V., Lewis, T., 1994, *Outliers in statistical data*: Chichester, John Wiley & Sons, third edition, 584 pp.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and Metamorphic Petrology*: Blackwell Publishing Company, 729 pp.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., 1988, Mineralization associated with Ttopaz rhyolites and related rocks in Mexico: *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum*, 39, 303-306.
- Cameron, K.L., Cameron, C., Bagby, W.C., Moll, E.J., Drake, R.E., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanics suites, Chihuahua, México: *Geology*, 8(2), 87-91.
- 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 pp.
- Cullers, R.L., Graf, J.L., 1984, Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks, *in* Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Elements Geochemistry*:

- Amsterdam, Elsevier, 275-315.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early tertiary red conglomerates of central México: United States Geological Survey, Professional Paper, 264-H, 153-183.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana 57(3), 343-378.
- Fitton, J.G., 1987, The Cameroon line, West Africa, a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism, *in* Fitton, J.G., Upton, B.C.G. (eds.), Alkaline Igneous Rocks: Geological Society of London, Special Publication, 30, 273-291.
- Govindaraju, K., 1989, Compilation of working values and sample description for 272 geostandards: Geostandards Newsletter, Special Issue, 13, 1-113.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers; implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, 86 (B10), 10153-10192.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 1988, The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust: *Journal of Petrology*, 29(3), 599-624.
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutte, J.F., Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern México: *Economic Geology*, 79(1), 87-105.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A., 1995, Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen Geological Survey of Japan geochemical reference samples, "Igneous Rock Series": *Geostandards Newsletter*, 19(2), 135-213.
- 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.
- Johnson, J.A., Grunder, A.L., 2000, The making of intermediate composition magma in a bimodal suite; Duck Butte Eruptive Center, Oregon, USA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95(1-4), 175-195.
- Labarthe-Hernández, G., De La Huerta-Cobos, L., 1998, Geología del Semigraben de Bledos San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 124, 33 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980, Cartografía Geológica Hoja San Francisco, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 69, 28 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 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.
- Le Bas, M.J., 1989, Nephelinitic and basanitic rocks: *Journal of Petrology*, 30(5), 1299-1312.
- 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 Volcanics, based on the total Alkali-Silica Diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, Keller, J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 pp.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Assessment of eight new geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- McDonough, W.F., Sun S.S., 1995, The Composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México: *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1479-1487.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and classification of volcanic rocks: *Chemical Geology*, 77(1), 19-26.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación Cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13-25.
- 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, México: *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 347-363.
- Ngounouno, N., Déruelle, B., Demaiffe, D., 2000, Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau Northernmost Cameroon, Central Africa: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 21-44.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., Niemeyer, S., 1993, The olivine pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to mid-Cenozoic arc volcanism of northern Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 98(B4), 6489-6509.
- 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.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Texto explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana., escala 1:2,000,000.: Ciudad de México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, 74 pp.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977, Identificación of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks: *Geological Society of London, Special Publication*, 7, 14-24.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- Rodríguez-Ríos, R., 1997, Caractérisation du magmatisme et des mineralisations associées du dôme de Pinos et des dômes de rhyolite à topaze du Champ Volcanique de San Luis Potosí (Mexique): Nancy, France, Université Henri Poincaré-Nancy-1, tesis doctoral, 357 pp.
- Rodríguez-Ríos, R., 2004, Un modelo petrogénético del vulcanismo bimodal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, Proyecto PROMEP PTC-36, informe técnico no publicado, 56 pp.
- Rodríguez-Ríos, R., Saucedo-Girón R., Mata-Segura J.L., 2003, Informe de la carta geológico-minera San Francisco F14-C13, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 28 p.
- Rodríguez-Ríos R., Torres-Hernández, R., 2005, Informe de la carta geológico-minera Tepetate F14-A83, escala. 1:50,000: Consejo de Recursos Minerales, 54 pp.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths- evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in México: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-42.
- Sheth, H.C., 2008, Do major oxide tectonic discrimination diagrams work? Evaluating new log-ratio and discriminant-analysis-based diagrams with Indian Ocean mafic volcanics and Asian ophiolites: *Terra Nova*, 20(3), 229-236.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of

- oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basin*: Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Thorpe, R.S., Leat, P.T., Mann, A.C., Howells, M.F., Reedman, A.J., Campbell, D.G., 1993, Magmatic evolution of the Ordovician Snowdon volcanic center, North Wales (UK): *Journal of Petrology*, 34, 711-741.
- 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: *Computers & Geosciences*, 29(9), 1191-1198.
- Tristán-González, M., 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, Folleto Técnico, 107, 91 p.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., 1979, Cartografía geológica hoja "Tepetate", San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico 66, 31 pp.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (en línea): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303 <[http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/6103/\(1\)Tristan.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/6103/(1)Tristan.pdf)>
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001, First partial melting model for a rift related origin of Sierra de Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43(9), 788-817.
- 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: *Isotope Geoscience (Chemical Geology)*, 2(1), 37-53.
- Verma, S.P., 1999, Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1-2), 151-171.
- Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, 164(1-2), 35-60.
- Verma, S.P., 2006, Extension related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Tuxtla Volcanic Field, Mexico: *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 95(5), 871-901.
- Verma, S.P., 2009a, Evaluation of polynomial regression models for the Student *t* and Fisher *F* critical values, the best interpolation equations from double and triple natural logarithm transformation of degrees of freedom up to 1000, and their applications to quality control in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 79-92.
- Verma, S.P., 2009b, Continental rift setting for the central part of the Mexican Volcanic Belt: A statistical approach: *The Open Geology Journal*, 3, 8-29.
- Verma, S.P., en prensa, Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams: *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006a, Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering.: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006b, Critical values for 22 discordancy test variants for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 302-319.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2008, Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples of very large sizes from 1,000 to 30,000 and evaluation of different regression models for the interpolation and extrapolation of critical values. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 369-381.
- Verma, S.P., Santoyo, E., 2005, Is odd-even effect reflected in detection limits?: *Accreditation and Quality Assurance*, 10(4), 144-148.
- Verma, S.P., Lozano Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco, F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- 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., Guevara, M., Agrawal, S., 2006, Discriminating four tectonic settings; Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data: *Journal of Earth System Science*, 115(5), 485-528.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., Díaz-González, L., 2008, Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples up to sizes 1000, and applications in quality control in Earth Sciences. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 82-96.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Ríos, R., 2009, Evaluation of the odd-even effect in limits of detection for electron microprobe analysis of natural minerals: *Analytica Chimica Acta*, 638(2), 126-132.
- 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.

Manuscrito recibido: Abril 3, 2009

Manuscrito corregido recibido: Julio 24, 2009

Manuscrito aceptado: Julio 27, 2009