

DONACION

Num Reg. EMIT 4657

Catalogador MSB

Fecha 02-05-08



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**“ GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO BÁSICO-INTERMEDIO
DESDE EL EOCENO AL RECIENTE:
SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL
CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

P R E S E N T A

GILBERTO MARTÍNEZ ESPARZA

ASESOR:

DR. ALFREDO AGUILLÓN ROBLES

ALUMNO BECADO POR:

CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

(CONACYT)

REGISTRO: 185137



SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P

MARZO 2008





Facultad de Ingeniería



Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

15 de marzo 2007

**AL SR. GILBERTO MARTÍNEZ ESPARZA
P R E S E N T E. –**

En atención a su solicitud de Tema y Temario, presentado por el **Dr. Alfredo Aguillón Robles**, Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestría en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de marzo del presente año, fue aprobado el Tema y Temario propuesto:

TEMARIO:

**"GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO BÁSICO-INTERMEDIO DESDE EL EOCENO
AL RECIENTE: SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL CAMPO
VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ."**

1. Introducción.
 2. Marco geológico regional.
 3. Eventos volcánicos del Campo Volcánico de San Luis Potosí.
 4. Geoquímica del magmatismo básico-intermedio.
 5. Evolución geológica del Campo Volcánico de San Luis Potosí.
 6. Hipótesis del origen de los magmas básicos-intermedios.
 7. Conclusiones.
- Anexo A
Bibliografía.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE

**ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTÍZ
DIRECTOR**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA

bc

Dedicado a

Mi esposa Ariadne y Diego mi hijo

A mis padres Francisco y Minerva

A mi hermana Gabriela

A mi abuelo el Sr. José Alberto Esparza Rodríguez †

A la Sra. Norma Angélica Alemán Montoya.

A ellos, gracias por el inmenso apoyo y paciencia.

¡Los amo de gran manera!

Agradecimientos

El desarrollo de este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo humano y académico del Dr. Alfredo Aguillón Robles, asesor y director del presente trabajo y del Ing. Margarito Tristán González a quienes agradezco enormemente. Así también le agradezco al Ing. Guillermo Labarthe Hernández y Dr. Rodolfo Rodríguez Ríos por sus consejos y asesoramiento durante mi estancia en el Instituto de Geología.

A todos mis maestros de la maestría:

Dr. Rafael Barbosa Gudiño, Dr. Ricardo Saucedo, Dr. Rubén López D., Dr. Javier Castro Larragoitia, M.C. Ramón Torres Hernández, M.C. Antonio Cardona Benavides, Dr. Delfino Rubalcava Ruiz, Dr. Arturo Gómez Tuena y a la Dra. Teresa Orozco, a todos gracias por sus enseñanzas y ayuda durante y fuera de la maestría.

A todo el personal del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por su valiosa ayuda.

A todos mis compañeros y amigos de la maestría:

Edgar Ivan, Alejandro, Rogelio, Cristina, Karla, Juan Manuel Torres, Judith, Daniel, Aurora y Justino, a todos gracias por su ayuda y amistad.

Al CONACYT

Por otorgarme la ayuda económica para cursar el posgrado.

Al Servicio Geológico Mexicano:

Ings. Julián Eduardo López Reyes, José Antonio López Ojeda, Julio Romo Ramírez, Laura Cecilia Tristán Capetillo, Daniel Dircio Castro, Marisela García Ortiz, Karina García, José Ángel Arredondo, Sra. Luz María González García, Sr. Francisco Sena Martínez y en general al personal de la Oficina Regional SLP, que me apoyaron durante la etapa final de este trabajo, a todos gracias.

RESUMEN

La dinámica terrestre se refleja geoquímicamente en dos tipos de procesos fundamentales: aquellos que separan los elementos entre sí y aquellos que los mezclan unos con otros. Determinar y cuantificar la forma en que estos procesos afectan la composición de las rocas ígneas es uno de los principales objetivos de las ciencias de la tierra por las importantes repercusiones que tienen en nuestra forma de entender el crecimiento de la corteza terrestre, y su relación e interacción con los niveles más profundos del planeta. Las rocas volcánicas emplazadas en los diferentes ambientes tectónicos muestran características geoquímicas peculiares y propias de cada uno que durante décadas han sido motivo de discusión y asombro entre los investigadores. En los clásicos diagramas de elementos traza, lo primero que salta a la vista es variación que sufren así como las diferentes concentraciones de elementos litófilos de ión grande, o *Large Ion Lithophile Elements* (LILE, por sus siglas en inglés), con respecto a los elementos de alta fuerza de campo, o *High Field Strength Elements* (HFSE), y a las tierras raras (REE).

Varias décadas de estudios geoquímicos en rocas asociadas a dorsales meso-oceánicas e islas oceánicas, así como estudios petrológicos experimentales, han evidenciado que la mayoría de estos elementos no muestran un fraccionamiento significativo durante los procesos de fusión parcial y/o cristalización fraccionada. Por este motivo, se ha asumido que el enriquecimiento relativo en elementos LILE debe provenir, de alguna manera, de la placa oceánica que se subduce. Esta simple observación ha propiciado que la gran mayoría de los petrólogos ígneos actuales coincidan en afirmar que el magmatismo de arco involucra la transferencia de materiales desde la placa en subducción hacia la cuña del manto, en un proceso que modifica su composición química e induce su fusión parcial (Gill, 1981). Mientras que para los ambientes de intraplaca el enriquecimiento de los elementos compatibles lo que da pie a la discusión de que si el origen es directamente desde el manto superior o de la base de la corteza continental.

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), localizado en la porción meridional del estado, está formado por derrames de lavas de composición félsica, intermedia y básica, intercalándose con depósitos de derrames piroclásticos de composición riolítica. Las lavas, fueron extravasadas y distribuidas en tiempo y espacio durante la evolución del CVSLP, durante el Paleoceno-Eoceno; el paroxismo volcánico fue durante el Oligoceno, y una etapa final durante el Cuaternario.

Los derrames básico-intermedios, se distribuyeron en el tiempo en tres eventos a partir del Eoceno tardío, continuando en el Oligoceno y Mioceno, finalizando durante el Cuaternario (Martínez-Esparza, 2004).

En base a la composición química de elementos mayores del vulcanismo básico-intermedio, varía desde andesitas a andesitas basálticas, algunos derrames puntuales son traquibasaltos y tefritas basaníticas, lo mismo que latitas y traquitas. El contenido en elementos traza, indica que el vulcanismo básico-intermedio del CVSLP, tiene componente de líquidos derivados de la base de la corteza derivados de la fusión de la misma y provocada por la deshidratación de una placa que subduce (Placa Farallón), el vulcanismo originado durante el Oligoceno-Mioceno indica que el material volcánico interactuó mas con la corteza y finalmente el vulcanismo más joven se puede considerar de origen intraplaca. Lo que concuerda con las características de sus tierras raras, que muestran un carácter calcoalcalino con un mayor fraccionamiento de las tierras raras ligeras (LREE) con relación a las tierras raras pesadas (HREE), lo que sugiere que el magmatismo intermedio antiguo está derivado de una fusión de la base de la corteza con un ligero aporte de la cuña del manto. Otros derrames intermedios muestran patrones de tierras raras casi horizontales indicando que el material volcánico interactuó más con material del manto; con más influencia de la corteza. El último evento asociado a las rocas básico-intermedio del CVSLP tienen un patrón de tierras raras en donde las LREE son ligeramente más fraccionadas que las HREE, lo que indica mayor componente de material del manto, además de que este evento llega a estar asociado a un magmatismo bimodal (Rodríguez Ríos, 2003 y Torres-Aguilera 2005). En el vulcanismo reciente se observa un

fraccionamiento mayor de LREE con respecto a las HREE, que indica un vulcanismo intraplaca.

Los derrames básicos-intermedios del CVSLP ubicados en la porción meridional del estado de San Luis Potosí, están asociados a varios eventos tectónicos, de los cuales predomina un régimen de extensión el cual dio lugar a un sistema de fallas normales que tienen una orientación predominante NW-SE, y las cuales sirvieron como conducto en el mayor de los casos para el emplazamiento de este vulcanismo.

CONTENIDO

	Página:
DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN	iii
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	1
I.1. Antecedentes.	2
I.2. Objetivos.	3
I.3. Metodología.	4
I.3.1. Materiales y Metodología.	4
I.3.2. Métodos analíticos.	4
I.4. Localización y vías de acceso.	7
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	9
II.1. Fisiografía.	9
II.2. Geomorfología.	10
II.2.1. Sierra de San Miguelito.	10
II.2.2. Sierra de Álvarez.	12
II.2.3. Graben de Villa de Reyes.	12
II.2.4. Semigraben de Bledos.	13
II.3. Geología regional.	13
CAPÍTULO III	
EVENTOS VOLCÁNICOS DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ	19
III.1. Características de las lavas básico-intermedio.	20
III.2. Estratigrafía de las rocas volcánicas del CVSLP.	21
III.2.1. Andesita Casita Blanca.	21
III.2.2. Andesita Santa Catarina.	22
III.2.3. Andesita El Mosco.	22
III.2.4. Dacita Jacavaquero.	23
III.2.5. Andesita Calderón.	24
III.2.6. Ignimbrita Santa María.	26
III.2.7. Traquita Ojo Caliente.	26

III.2.8. Latita Portezuelo.	27
III.2.9. Riolita San Miguelito.	27
III.2.10. Ignimbrita Cantera.	28
III.2.11. Riolita Zapote.	30
III.2.12. Riolita Panalillo.	31
III.2.13. Basalto La Placa.	32
III.2.14. Basalto Cabras.	32
III.2.15. Traquita Los Castillo.	33
III.2.16. Formación las Joyas.	33
III.3. Unidades básico-intermedias del CVSLP analizadas.	34
CAPÍTULO IV	
GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO BÁSICO-INTERMEDIO	38
IV.1. Caracterización geoquímica de las rocas con composición básico-intermedio del Campo Volcánico de San Luis Potosí.	39
IV.1.1. La Norma (CIPW).	39
IV.1.2. Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica.	43
IV.1.3. Diagramas de Tierras Raras (REE) y multielementos.	44
IV.1.4. Diagramas de variación y discriminación con elementos traza.	51
IV.2. Resultados de geoquímica para las rocas básicas-intermedias.	55
IV.3. Discusión de los resultados de geoquímica.	66
CAPÍTULO V	
EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ	69
CAPÍTULO VI	
HIPÓTESIS DEL ORIGEN DE LOS MAGMAS BÁSICOS-INTERMEDIOS	75
CAPÍTULO VII	
CONCLUSIONES	77
ANEXOS	81
BIBLIOGRAFÍA	88

Índice de Figuras

Figura:	Pagina:
1. Plano de localización.	7
2. Plano de vías de comunicación.	8
3. Provincias Fisiográficas.	10
4. Interpretación de la imagen de satélite.	11
5. Unidades Paleogeográficas.	14
6. Ubicación de las muestras de rocas básicas-intermedias.	35
7. Mapa geológico-estructural.	36
8. Distribución de las rocas básicas-intermedias.	37
9. Contenido de minareles de la norma CIPW.	40
10. Contenido de minareles de la norma CIPW.	41
11. Contenido de minareles de la norma CIPW.	42
12. Diagramas TAS de las rocas básicas-intermedias.	43
13. Diagramas de variación de Harker.	44
14. Diagramas de tierras raras y de araña normalizados.	45
15. Diagramas de tierras raras y de araña normalizados.	46
16. Diagramas de tierras raras y de araña normalizados.	47
17. Diagramas de multielementos.	48
18. Diagramas de multielementos.	49
19. Diagramas de multielementos.	50
20. Diagramas de variación con elementos traza.	51
21. Diagramas de variación con elementos traza.	52
22. Diagramas de discriminación con elementos traza.	53
23. Diagramas de variación con elementos traza.	54
24. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión (Bott, 1981).	72
25. Mapa estructural de la Mesa Central.	74

Índice de Tablas

Tabla:	Pagina
1. Edades Isotópicas K-Ar de las rocas básicas-intermedias.	7

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El área de estudio comprende un polígono que abarca 11 cartas formato INEGI escala 1: 50,000 como se muestra en la *Figura 1*, limitadas entre los paralelos 22°45' y 21°45', de latitud norte y los meridianos 100°20' y 101°20' de longitud oeste, dentro del denominado Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) al poniente y parte del Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM), (Grasel, 1979; Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989; en Aguillón-Robles, 1992). Para fines prácticos de este estudio se agrupa a estos campos volcánicos como uno solo, CVSLP.

Una de las características del CVSLP, es que el vulcanismo es predominantemente de composición félsica, con algunos derrames lávicos de composición máfica a intermedia distribuidos irregularmente y asociados a diferentes ambientes tectónicos. Estos ambientes a los que se asocian estos derrames varían desde procesos orogénicos (Aranda-Gómez *et al.*, 2000a; Martínez-Esparza 2004), cambio de un régimen de subducción a extensión generando rocas denominadas SCORBA (Southern Cordillera Basaltic Andesita;

Cameron *et al.*, 1989), vulcanismo bimodal (Rodríguez-Ríos 2003; Torres-Aguilera 2005) e intraplaca (Aranda-Gómez *et al.*, 2000a; Martínez-Esparza 2004).

I.1. Antecedentes

Desde el año de 1970, el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, inicio trabajos de investigación sobre el CVSLP con dos enfoques principales; el primero la cartografía geológica escala 1:50,000 y recientemente 1:20,000 y el segundo, centrado en el análisis del contexto geodinámico de los productos volcánicos durante el Oligoceno, Mioceno y Plio-Cuaternario.

El Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1971), ha editado trabajos tanto en planos topográficos como planos geológicos y que han servido de base para estudios posteriores. Se contó con los trabajos de cartografía geológica-minera del Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales), en escalas 1:250,000 y 1:50,000.

En épocas recientes se reportan trabajos de carácter geoquímico a nivel licenciatura perteneciente a la carrera de Ingeniero Geólogo de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (Trejo-Moran 2001, Martínez-Esparza 2004), y solo uno a nivel maestría (Torres-Aguilera 2005).

De manera general, el CVSLP consiste principalmente por una secuencia volcánica de composición félsica del Terciario medio (K-Ar: 32-27 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 1994) y sobreyacen discordantemente a rocas sedimentarias del Mesozoico y/o a sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (Formación Cenicera, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

En lugares aislados afloran rocas andesíticas de la Formación Casita Blanca (K-Ar: ~ 44 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982); y que constituyen la base de la secuencia volcánica del Terciario, que por su edad y características litológicas se interpretan como equivalentes a la Secuencia Volcánica Inferior de la

región entre la ciudad de Durango y Mazatlán (McDowell y Keiser, 1977). Intercalado al paquete félsico del Oligoceno, existen derrames de composición andesítica (K-Ar: ~ 30 Ma; Idier, 2003); aproximadamente a los 26 Ma, inició el vulcanismo bimodal en el CVSLP, el cual está representado por la intercalación de basaltos (Basalto La Placa) y rocas félsicas (Riolita Panalillo), (Torres-Aguilera 2005); el vulcanismo para el CVSLP finalizó con emisiones de basanitas, traquibasaltos potásicos y rocas intermedias del Plio-Pleistoceno (Aranda-Gómez 1993, Martínez-Esparza 2004) y que se encuentran asociados a eventos tectónicos extensivos originados dentro de la Mesa Central (Tristán-González, 1986; Aguillón-Robles *et al.*, 1994).

Según Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1992), el CVSLP pertenece a la Faja Ignimbrítica Mexicana y de acuerdo a los criterios petrológicos propuestos por Cameron y colaboradores (1980), el CVSLP corresponde a la facies de rocas calcialcalinas con alto contenido de potasio de la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez *et al.*, 1983).

Por el estilo de extensión caracterizada por fallas de alto ángulo y que limitan a bloques alargados, el norte de México es considerado parte de la Provincia de Cuencas y Sierras (PCS) también conocida como Basin and Range (Stewart, 1978; Zoback y Thompson, 1978; Henry y Price, 1986); para la Mesa Central (MC), donde se encuentra el CVSLP, se considera parte de la PCS (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), aunque con un volumen de rocas máficas considerablemente menor al del norte de México y suroeste de Estados Unidos de América.

I.2. Objetivos

El principal objetivo pretende contribuir a esclarecer los diferentes procesos tectonomagmáticos que dieron origen a rocas de composición máfica a intermedia del CVSLP y el papel que tuvieron durante la formación del mismo, así como documentar y contribuir la investigación geocientífica basado en un análisis de

carácter geoquímico mediante la interpretación de óxidos mayores, tierras raras y elementos traza.

I.3. Metodología

I.3.1. Materiales y Metodología

Para el trabajo de campo se utilizaron fotografías aéreas verticales en blanco y negro escala 1:25,000, la carta topográfica de San Luis Potosí (F-14-4) y Guanajuato (F-14-7) editadas por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática en escala 1:250,000; Imagen de Satélite Lansat escala 1:250,000; mapa geológico-estructural de la Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1982) escala 1:100,000; así como GPS (Global Position System) para la localización de las muestras de las unidades volcánicas que se estudiaron en la presente investigación.

El proyecto se inició con la elaboración de un mapa geológico del CVSLP (basado en Maldonado-Lee *et al.*, 2007; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 y Martínez-Esparza 2004), que sirvió de base para observar la ubicación y distribución de los afloramientos de rocas representativas del vulcanismo básico-intermedio, a la par se realizó una búsqueda bibliográfica.

La preparación de las muestras que se utilizaron en el presente estudio se realizó en el laboratorio de preparación de muestras geoquímicas del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, la ubicación de estas muestras se muestra en la *Figura 6* mientras que los resultados obtenidos de laboratorio se encuentran contenidos en el *Anexo A*.

I.3.2. Métodos analíticos

Se realizó el fechamiento de las muestras seleccionadas utilizando el método K-Ar en roca total, las muestras de lavas preparadas fueron enviadas para su análisis isotópico al laboratorio de geocronología del Instituto Universitario

Europeo de la Mar de la Universidad de Bretaña Occidental (Brest, Francia). Después de quebrar y cribar la roca a una fracción del tamaño entre 0.3 a 0.15 μm , fueron lavadas con agua destilada para proceder con el método analítico (i) una parte se reduce a polvo (diámetro < 60 μm) en un mortero de ágata para realizar el análisis de K por espectrometría de absorción atómica (AAS) después de un ataque químico con ácido fluorhídrico, y (ii) los granos de 0.3 a 0.15 μm fueron utilizados para el análisis isotópico de Ar. La extracción del Argón se realizó en alto vacío y por calentamiento de la muestra por inducción en un crisol de molibdeno. Los gases extraídos fueron filtrados en dos filtros de titanio y finalmente purificados utilizando dos filtros de Al-Zr SAES. La composición isotópica de argón y concentración de ^{40}Ar radiogénico fueron medidos usando un espectrómetro de masas de acero inoxidable con una geometría de 180°, equipado con un amplificador Keithley 642. El método de dilución isotópica se aplicó usando un trazador de ^{38}Ar que fue implantado como ion en una pequeña hoja de aluminio. Todo el método original es descrito por Bellon *et al.*, (1981).

Las edades de las rocas obtenidas con los parámetros respectivos se enlistan en la *Tabla 1 (modificada de Martínez-Esparza, 2004)*, fueron calculados usando la constante recomendada por Staiger y Jäger (1977), y la incertitud del error de $\pm 1\sigma$ se calculó siguiendo la ecuación de Cox y Dalrymple (1967), para muestras de roca más antigua a 5 Ma, y la ecuación dada por Mahood y Drake (1982) para las muestras más jóvenes a 1 Ma.

Los análisis geoquímicos de las rocas obtenidas, se realizaron en el Laboratorio de Petrología, de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest, Francia. Los elementos mayores se obtuvieron en un equipo de espectrometría de emisión atómica por acoplamiento de plasma por inducción (ICP-AES). Se utilizaron estándares internacionales como pruebas de calibración (BE-N, PM-S). El Rb fue medido en un espectrómetro de emisión atómica por flama. La desviación estandar relativa son $\pm 1\%$ para SiO_2 y $\pm 2\%$ para los otros elementos excepto para P_2O_5 y MnO ($\pm 0.01\%$) y ca. ± 5 para los elementos traza. La técnica analítica está descrita en Cotten *et al.*, (1995). Los resultados de los análisis químicos

correspondientes a las muestras utilizadas en la presente investigación están contenidos en el anexo 1. Los resultados de los análisis químicos fueron recalculados en base anhidra con el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002).

Tabla 1. K -Ar Edades Isotópicas. Rocas básico-intermedias del CVSLP.

Muestra numero	Coordenadas ¹		Edad en Ma error $1\pm\sigma$ [§]	⁴⁰ Ar _R [#]	%	K ₂ O (wt %)	Fracción**
	N	E					
SLP-01-06	2 458 699	317 407	42.5 ± 1.0	20.80	72.2	1.50	re
SLP-03-01	2 483 421	312 382	31.6 ± 0.7	18.84	72.0	1.83	re
SLP-03-02	2 431 428	329 852	29.64 ± 0.70	25.15	71.3	2.61	re
SLP-03-03	2 424 648	275 077	21.6 ± 0.5	21.48	57.9	3.14	re
SLP-03-04	2 414 317	290 843	31.27 ± 0.73	40.27	81.4	3.96	re
SLP-03-05	2 413 347	284 541	29.0 ± 0.7	20.03	76.8	2.18	re
GME-03-36	2 491 164	267 067	34.6 ± 0.8	25.76	71.2	2.29	re
GME-03-40	2 422 172	318 699	25.6 ± 0.80	11.760	34.2	2.14	re
GME-03-43	2 495 482	329 356	1.01 ± 0.08	0.75	12.0	2.30	re
GME-03-44	2 478 989	322 189	5.05 ± 0.14	1.60	40.2	1.92	re
GME-03-45	2 439 525	354 841	33.73 ± 0.78	33.37	89.6	3.04	re
GME-03-46	2 447 448	341 406	33.07 ± 0.76	23.89	86.8	2.22	re
GME-03-49	2 464 320	332 088	0.59 ± 0.06	0.41	10.0	2.15	re
GME-03-52	2 408 801	304 968	29.45 ± 0.69	12.83	77.9	1.34	re
GME-03-55	2 416 742	325 625	28.89 ± 0.68	25.91	73.0	2.76	re
SLP-02-06	2 483 542	271 132	31.2 ± 0.7	29.96	71.7	2.36	re
SLP-02-10	2 486 431	288 086	3.20 ± 0.31	1.46	10.2	1.37	re
SLP-02-14	2 489 638	276 243	43.7 ± 1.0	31.66	81.0	2.22	re
SLP-02-17	2 501 135	280 654	36.4 ± 1.4	26.11	69.4	2.20	re
SLP-99-03	2 430 580	352 020	33.6 ± 0.8	32.58	87.9	1.05	f

Nota: Las muestras son almacenadas como testigos en la colección del Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Bretaña Occidental.

¹ Coordenadas expresadas en UTM, unidad en m.

Incertitud de error $\pm 1\sigma$

[§] Error de un nivel σ es estimado usando la ecuación dada por Mahood and Drake (1982).

[#] ⁴⁰Ar_R ; Argón radiogénico en la muestra esta expresado en $10^{-7}\text{cm}^3/\text{g}$.

** Material fechado: re, roca entera; f, feldespato.

Tabla modificada de Martínez-Esparza, (2004).

I.4. Localización y vías de acceso

El área de estudio comprende un polígono que abarca un área aproximada de 10,450 km², delimitada entre los paralelos 22°45' y 21°45', de latitud norte y los meridianos 100°20' y 101°20' de longitud oeste (*Figura 1*).

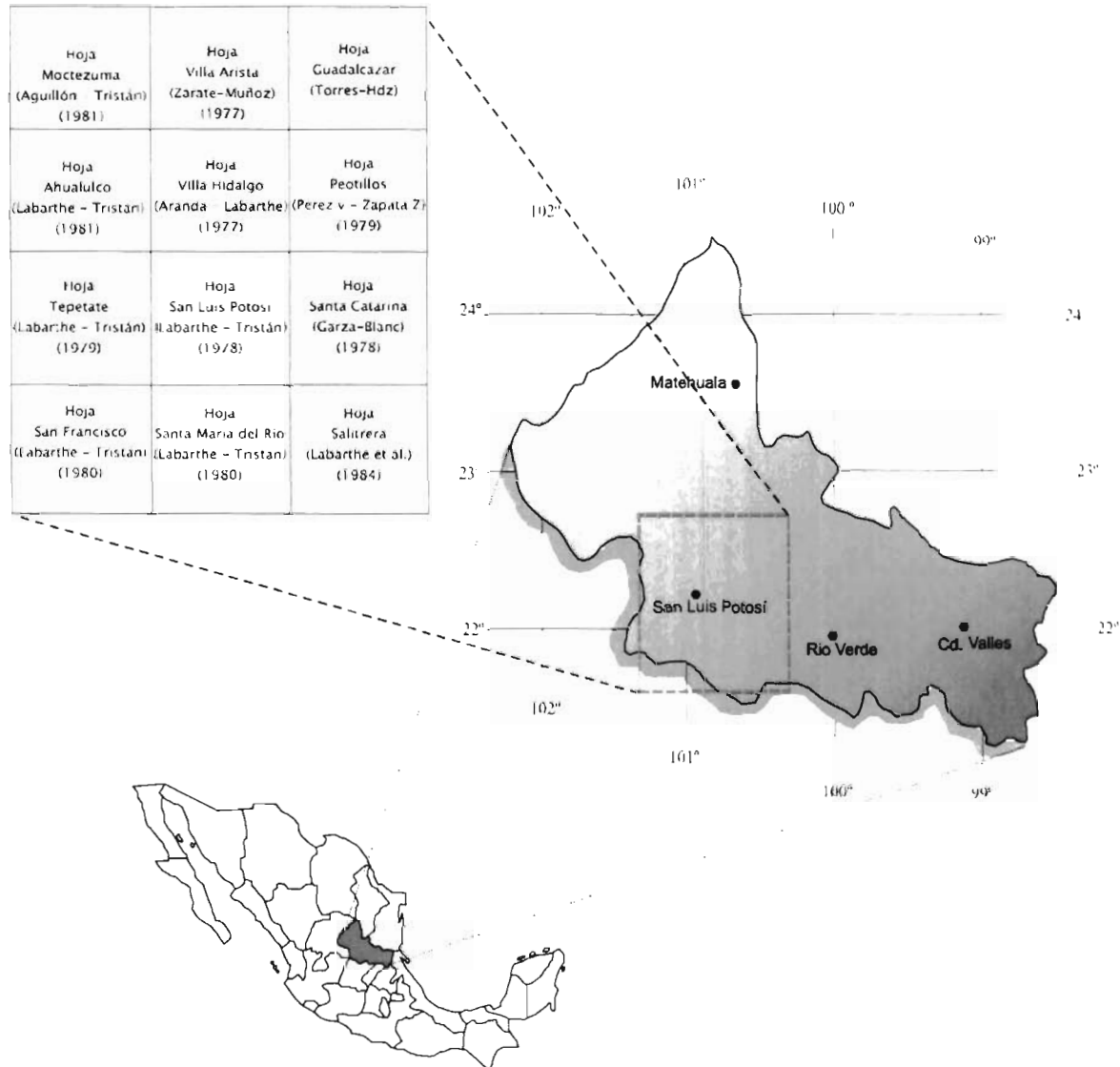


Figura 1. Plano de localización (modificado de Labarthe-Hernández et al., 1982).

Dentro de este polígono se trabajaron afloramientos relativamente aislados los cuales se encuentran bien comunicados por carreteras federales, de las cuales

destacan la número 57 (México-Laredo) de norte a sur, la numero 49 (México-Ciudad Juárez) y la numero 70 (Tampico-Barra Navidad) de oriente a poniente, así como numerosos caminos revestidos y terracerías que se comunican a las carreteras federales (Figura 2).

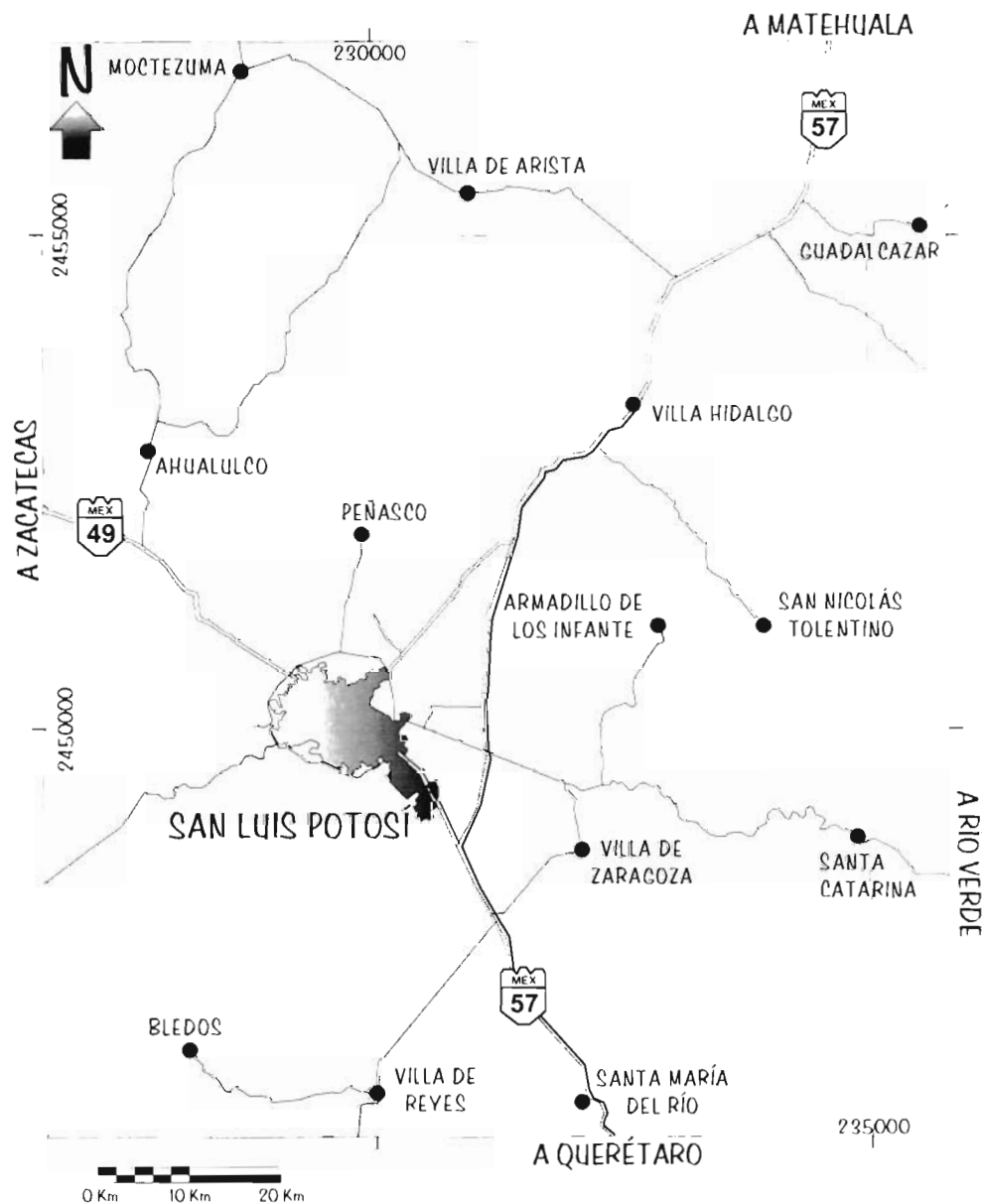


Figura 2. Plano de vías de comunicación (modificado de Martínez-Esparza 2004).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1. Fisiografía

El CVSLP esta localizado dentro de la provincia fisiográfica denominada Mesa Central (MC), reconocida como tal por Raisz (1964), quien la definió como: “una cuenca rodeada por montañas más elevadas. Más alta y más planas que la PCS (localizada al norte). En lugar de sierras alongadas, ésta tiene áreas poco elevadas, principalmente disectando rocas volcánicas antiguas” (*Figura 3*, Raisz 1964). Nieto-Samaniego *et al.*, (2005) redefinen los límites de esta provincia en base a las características morfológicas como geológicas, así como la coincidencia con los límites de las regiones aledañas de morfología y geología contrastante.

Se encuentra limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el occidente por la Sierra Madre Occidental (SMOc) y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), y/o por la depresión conocida como El Bajío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El límite entre estas provincias es transicional.

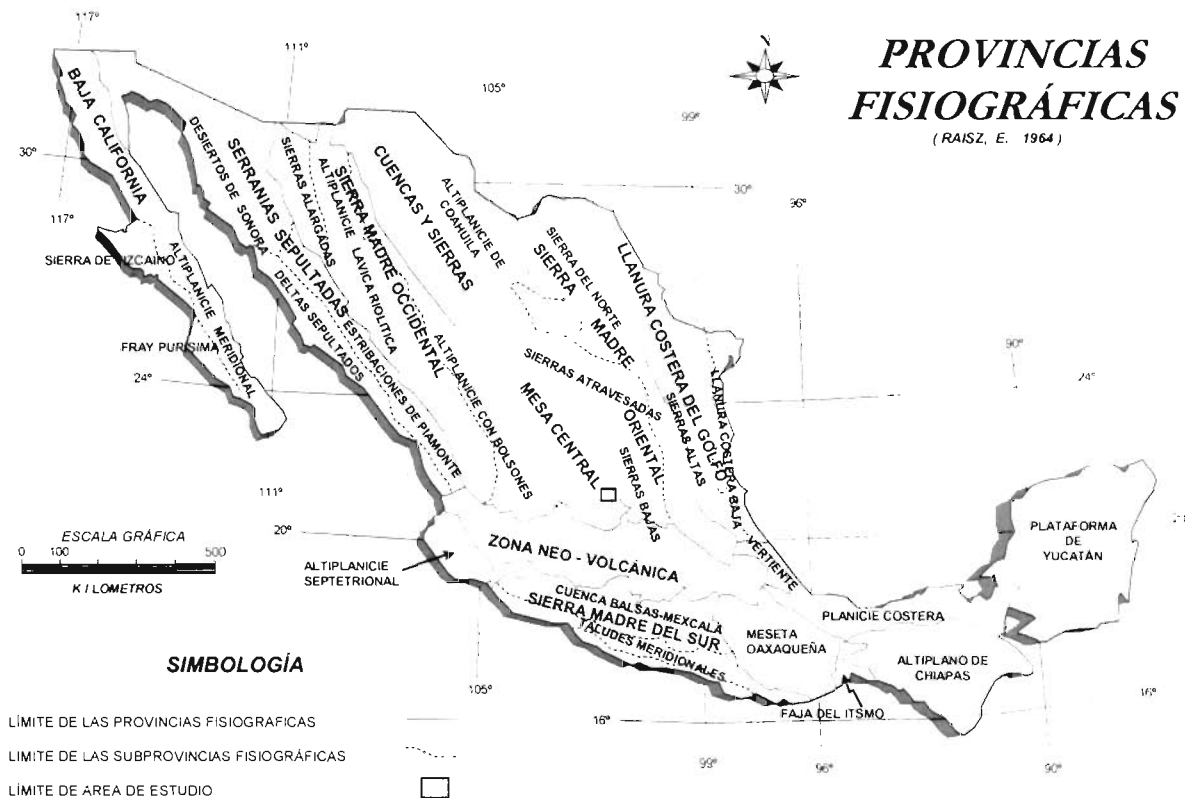


Figura 3. Provincias fisiográficas.

II.2. Geomorfología

Regionalmente dentro del área de estudio, las principales estructuras que se presentan son: la Sierra de San Miguelito, la Sierra de Álvarez, el Graben de Villa de Reyes y el semigraben de Bledos (Figura 4).

II.2.1. Sierra de San Miguelito (SSM).

Esta estructura esta conformada por un conjunto de serranías alargadas con una orientación N 45° - 55° S, el ancho aproximado varía entre 20 y 25 km, con elevaciones que van desde los 1900 msnm hasta los 2900 msnm. En la SSM se presentan acantilados hacia el valle de Villa de Reyes, el patrón de drenaje es de tipo paralelo controlado por fracturas de orientación general NW-SE. En general en la SSM los cañones son profundos, sin formación de suelo residual los

que se interpreta como evidencia de erosión activa. El lecho rocoso está conformado por derrames volcánicos; hacia su parte central se encuentra la Depresión del Peaje que fue rellenada por una secuencia de ignimbritas riolíticas y depósitos volcanoclásticos (Tristán-González, 1986, en Aguillón-Robles, 1992).

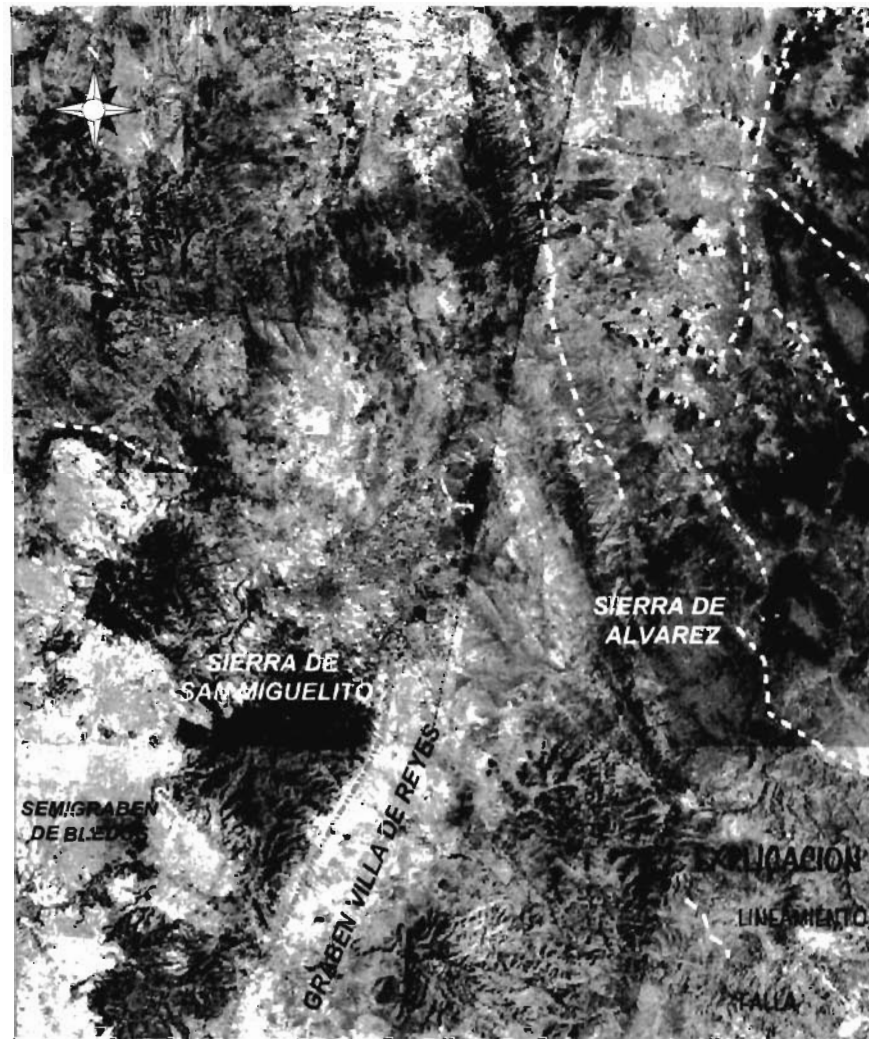


Figura 4. Interpretación de la imagen de satélite.

En la SSM se presentan numerosas fallas de rumbos que varían de N 60° W a N 20° W y echados de 45° a 75° al SW, formando un arreglo tipo dominó que causó un basculamiento promedio de 20° al NE en las capas de rocas volcánicas

oligocénicas. Esa deformación produjo una extensión de 0.2 (20%) con dirección NE-SW, perpendicular al rumbo de las fallas (Xu *et al.*, 2004, en Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La edad más antigua de actividad de estas fallas que se logró determinar es previa al Oligoceno, sin poder precisarla, posteriormente ocurrieron varias reactivaciones, la de mayor magnitud ocurrió en el Oligoceno temprano y una segunda de menor magnitud en el Oligoceno tardío, la cual pudo haberse extendido hasta el Mioceno temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997, en Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

En la parte septentrional de esta estructura se encuentra el Valle de Ahualulco, el cual se encuentra relleno por material aluvial, y se caracterizan por tener muy poca pendiente, presentan un drenaje dendrítico incipiente, los arroyos son de fondo rocoso y efímero.

II.2.2. Sierra de Álvarez (SA).

Esta estructura esta conformada por un conjunto de anticlinales y sinclinales de tipo recostado y asimétricos, con una longitud aproximada de 40 km y 7 km de ancho aproximadamente, con una orientación general de NW-SE. La SA es el resultado de la deformación que sufrieron las rocas de la Plataforma Valles-San Luis causado por la Orogenia Laramide con esfuerzos de primer orden, de carácter compresivo (Moreira-Rivera *et al.*, 1998).

II.2.3. Graben de Villa de Reyes (GVR).

Se trata de un valle tectónico hundido, relleno por materiales de acarreo y por el miembro inferior de la Riolita Panalillo, y limitado por fallas normales. Tiene un rumbo general de N 40° E, torciéndose en su extremo septentrional hacia el N 10° E. Esta estructura se sigue desde cerca de la ciudad de León, Guanajuato en su extremo meridional, hasta el valle de San Luis Potosí, continuándose hacia el norte con el graben de Peotillos.

Su edad es del Oligoceno, comprendida entre la emisión de la ignimbrita Cantera (29 Ma) y el miembro inferior de la Riolita Panalillo (26.8 Ma); es discordante sobre rocas sedimentarias del Cretácico (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

La secuencia de rocas volcánicas a ambos lados del graben se acuñan hacia su parte central, lo cual es evidencia del combamiento existente. Nieto-Samaniego *et al.*, (2005), considera como **Graben de Villa de Arista** la continuación al norte del GVR. Se trata de una serie de fallas normales bastante erosionadas que forman un graben con relleno fluvial (Moreira-Rivera *et al.*, 1998). En la ciudad de San Luis Potosí el desplazamiento vertical del graben es de ca. 500 m (Tristán-González, 1986) y las fallas estuvieron activas durante el Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997).

II.2.4. Semigraben de Bledos (SMGB).

Esta estructura consiste de una superficie inclinada de sur a norte, descendiendo de poco más de 2500 a los 1200 msnm formando zonas con partes elevadas y otras con lomeríos formando algunas mesas.

En general se trata de un valle tectónico orientado en dirección NW-SE, y un ancho promedio de 7.5 km, este valle se encuentra relleno por piroclastos de diversas unidades, y delimitado al N y NE por la SSM y al S y SW por una pequeña sierra conocida como Sierra de Carranco (Torres-Aguilera, 2005).

II.3. Geología Regional

Dentro de la Mesa Central, que cubre casi toda la mitad occidental del Estado de San Luis Potosí, afloran un basamento sedimentario marino del Mesozoico, que fueron depositadas en dos grandes unidades paleogeográficas. La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM; Carrillo-Bravo, 1971, *Figura 5*). En la Plataforma Valles-San

Luis Potosí, identifican rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior y rocas arrecifales constituidas principalmente por rudistas del Cretácico medio y tardío (Pemex, 1972) Además existen secuencias carbonatadas con faunas pelágicas de aguas profundas intercaladas con sedimentos gravitacionales, asociado en la transición entre la CMCM y la PVSLP (López-Doncel, 2003).

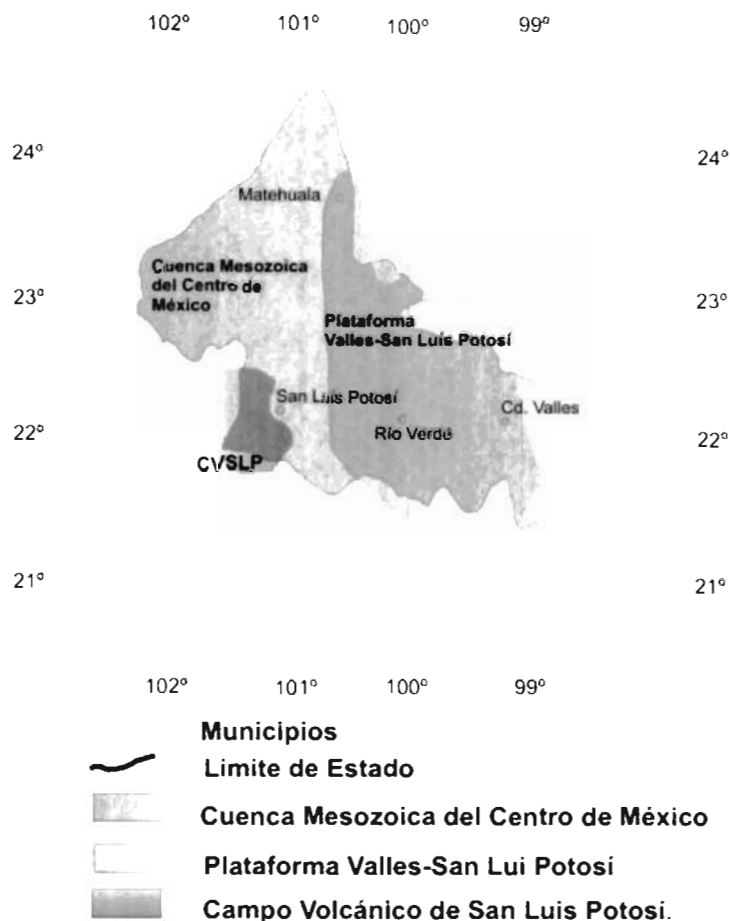


Figura 5. Unidades paleogeográficas.

El depósito de la secuencia sedimentaria de la CMCM, empezó hacia finales del Triásico con la acumulación de la Formación Zacatecas. Dicha unidad está constituida por sedimentos marinos depositados en aguas someras, intercalados con conglomerados y derrames volcánicos. Posteriormente, durante el Jurásico Tardío, la cuenca comenzó a hundirse, lo que permitió la

sedimentación de la caliza de la Formación Zuloaga, que se acumuló sobre la plataforma continental. La subsidencia continuó en la región, alcanzando su máxima profundidad durante el Albiano-Cenomaniano, para posteriormente levantarse a partir del Turoniano, al tiempo que se estaba depositando los sedimentos de la Formación Indidura en la cuenca y de la Formación Soyatal sobre la PVSLP. La retirada paulatina de la costa hacia el oriente culminó con el depósito de flysch de las formaciones Caracol en la cuenca y Cárdenas sobre la plataforma que perduró hasta el Maestrichtiano (Myers, 1968). La Formación Caracol se considera el producto de la erosión de una zona intrusionada y acompañada por vulcanismo del Coniaciano (De Cserna, 1956). Después del plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico (Orogenia Laramide), hubo la formación de cuencas aisladas en donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales (Paleoceno-Eoceno).

En la región de San Luis Potosí la Orogenia Laramide provocó un plegamiento intenso, tanto en las rocas de cuenca como en las de plataforma, pero el estilo estructural difiere entre ellas. En las rocas de cuenca los pliegues son cerrados, asimétricos y comúnmente recostados. En las calizas de plataforma los pliegues son más abiertos, simétricos y rara vez recostados (Aranda-Gómez *et al.*, 2000b).

De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.*, (2005) la Mesa Central caracterizada por ser una región elevada que internamente puede subdividirse en dos regiones. La región norte la cual conforma el área de estudio, que es de mayor extensión, muestra un estado de erosión más avanzado que la región sur, tiene grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres, y presenta cotas por debajo de los 2 000 msnm. La configuración de la corteza en la Mesa Central muestra un espesor de ca. 32 km y está flanqueada por la Sierra Madre Oriental con espesor de ca. 37 km y la Sierra Madre Occidental de ca. 40 km. Bajo la corteza se infiere la presencia de cuerpos parcialmente fundidos de material mantélico atrapados en la zona adelgazada, sugiriendo que la adición de

materiales fundidos en la base produjo el levantamiento y calentamiento de la parte inferior y media de la corteza.

Las rocas más antiguas que afloran en la Mesa Central son facies marinas de edad triásica y delimitan burdamente la zona del margen continental para ese tiempo. Yaciendo sobre esas rocas aparecen distribuidas en toda la Mesa Central rocas continentales de edad jurásica. A partir del Oxfordiano y hasta finales del Cretácico prevalecieron condiciones marinas. Durante ese lapso se depositaron tres conjuntos litológicos muy distintos, hacia el margen oriental se encuentra una secuencia de plataforma, denominada Plataforma Valles-San Luis Potosí que en su mayor parte queda comprendida en la Sierra Madre Oriental, pero hacia la Mesa Central está representada por facies arrecifales y principalmente de talud; hacia el centro de la Mesa Central aparecen rocas de cuenca marina que constituyen secuencias potentes de lutita y arenisca calcáreas y culminan con arenisca que contiene clastos de rocas volcánicas, a este conjunto se lo denomina Cuenca Mesozoica del Centro de México. Hacia los límites occidental y sur aparecen conjuntos volcanosedimentarios marinos en los que se reconocen espesores grandes de basaltos almohadillados con componentes sedimentarios que consisten principalmente en lutita, arenisca y caliza; en algunas localidades las lavas y los sedimentos se encuentran intercalados. Todas estas rocas muestran deformación plicativa y fallamiento inverso, los cuales fueron producidos durante la orogenia Laramide. Sobre estos conjuntos litológicos aparecen en contacto por una gran discordancia angular las rocas de edad cenozoica, todas de origen continental y que hacia la base de la secuencia consisten de conglomerados y rocas volcánicas de composiciones andesíticas a riolíticas. Hacia la parte superior la secuencia volcánica cenozoica consiste de un gran apilamiento de rocas de composición riolítica caracterizadas por una composición química peculiar que las identifica como riolitas "topacíferas" y cuyo origen fue mayoritariamente por fusión de la corteza. Hacia la cima de la secuencia

cenozoica aparecen basaltos alcalinos de edad Mioceno y Cuaternario, volumétricamente modestos.

Durante el Eoceno en el CVSLP, se desarrolló un vulcanismo intermedio a básico del cual sólo quedan algunos remanentes aislados, representados por la Andesita Casita Blanca con una edad K-Ar de 44.1 ± 2.2 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) 42.5 Ma (Martínez-Esparza 2004), que se han considerado formadas en estructuras de tipo central, que originaron derrames de lava con espesores delgados. Estas rocas son equivalentes a las andesitas del Paleoceno-Eoceno que afloran en Sinaloa y Zacatecas (Clark, 1979); a la "*andesita antigua*" de la secuencia volcánica de Durango (McDowell y Keiser, 1977) y a los derrames de lava andesítica intercalados con sedimentos continentales que en la región de Guanajuato se han denominado como Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955). El evento volcánico principal empezó aproximadamente hace 32 Ma (Oligoceno), con la emisión de grandes derrames piroclásticos de composición riolítica. Se cree que estas ignimbritas están genéticamente asociadas a la Caldera de Milpa Grande, ubicada en la porción meridional de SLP, en lo que Labarthe-Hernández *et al.*, (1989) denominaron como el Campo Volcánico del Río Santa María, justo en el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Tristán-González, 1987, *Figura 5*). Así mismo existen pequeños derrames de lavas de composición intermedia a básica, distribuidos irregularmente dentro del CVSLP.

Posteriormente alrededor de los 30 Ma, se emplazó una serie de domos de composición riodacítica. Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma causó la formación de grandes estructuras volcano-tectónicas con una orientación de N 45° E, como la Fosa Tectónica de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986). También existe un vulcanismo de básico a intermedio dando lugar a derrames lávicos posiblemente asociados a las mismas estructuras. Después de esto sucedió la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a estructuras dómicas con asociación de derrames piroclásticos

emplazados a través del fallamiento extensivo formado en la porción suroccidental del CVSLP (Torres-Hernández *et al.*, 2004). Finalizando la etapa principal de extrusión de las estructuras volcánicas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques, para formar pilares y fosas tectónicas, cuya orientación predominante que oscila entre N 30-40° W. Una vez formadas estas depresiones, fueron parcial a totalmente rellenas por derrames piroclásticos sin piroconsolidar que constituyen la Riolita Panalillo, de edad 26.8 ± 1.3 Ma determinada por el método de K-Ar en roca total (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno medio hubo erupciones esporádicas de magmas basálticos, que posiblemente fueron expulsados a través de fallas normales. Este paquete oligocénico es equivalente al "Super Grupo Volcánico Superior" de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a la Secuencia Volcánica Superior de Chihuahua (Cameron *et al.*, 1980). A partir del Mioceno hubo erupción de lavas de composición basanítica a través de fallas o fracturas tensionales (Campo Volcánico Los Encinos; Aranda-Gómez y Luhr, 1990). La actividad volcánica alcalina continuó durante el Plioceno y Pleistoceno, causando la formación de pequeños conos cineríticos y derrames de lava asociados, y erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares). En la región, se considera que las fuentes de estos basaltos están íntimamente relacionados a la intersección del GVR con otras estructuras de carácter regional (Aranda-Gómez *et al.*, 1983; Tristán-González, 1986). Estos volcanes contienen xenolitos de lherzolita de espinela provenientes del manto y de granulitas feldespáticas o de granitos Precámbricos procedentes de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Luhr, 1990); en donde a los granitos precámbricos de la base de la corteza del CVSLP, se le ha determinado una edad de 1248 ± 69 Ma (isocrona de Nd; Shaaf *et al.*, 1994). Las lavas basaníticas descansan sobre las rocas cretácicas, terciarias y/o sedimentos lagunares o gravas continentales del Cuaternario (Ferrusquía, 1988, citado por Luhr *et al.*, 1989).

CAPÍTULO III

EVENTOS VOLCÁNICOS DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ

El CVSLP, está conformado por derrames de lavas y depósitos piroclásticos de diferentes composiciones iniciando su formación a partir 44 Ma, con la primera emisión de lavas de composición andesíticas, que Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) denominaron como Andesita Casita Blanca, cubriendo a sedimentos continentales clásticos del Paleoceno-Eoceno, posterior al evento andesítico durante el Oligoceno se emplazó un paquete riodacítico a riolítico compuesto por derrames de lavas y depósitos piroclásticos asociados. Contemporáneo al evento riolítico principal, se depositaron derrames andesítico-basálticos, correspondientes al Basalto la Placa y posteriormente durante el Mioceno se emplazaron derrames de lava de composición traquibasáltica del Basalto Cabras (Torres-Aguilera 2005). En el Cuaternario existió una última emisión volcánica conformada por derrames de lavas y depósitos piroclásticos de composición basanítica (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Luhr *et al.*, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1993).

III.1. Características de las lavas básico-intermedio del CVSLP.

Los derrames de lava de composición básica-intermedia se encuentra ampliamente distribuido en tiempo y en espacio dentro CVSLP, los inicios de este vulcanismo fueron durante el Eoceno tardío (~ 43.7 Ma) con la emisión de la Andesita Casita Blanca (Idier, 2003; Martínez-Esparza, 2004), los principales afloramientos se localizan principalmente en la región del poblado de Casita Blanca al NW de Aqualulco y en menor proporción en las cercanías del pueblo de San Pedro en la porción central del área de estudio, cubren a depósitos clásticos continentales de la Formación Cenicera, y en algunas ocasiones se encuentran interdigitados con estos depósitos conglomeráticos continentales, posterior al emplazamiento de estas lavas ocurre una interrupción en la actividad volcánica reactivándose ~ 36.4 ± 1.4 Ma y concluyendo ~ 31.2 ± 0.7 Ma; contemporáneo a esta última actividad volcánica durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano, en la porción SE del área de estudio dentro de lo que se denomina Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM) en las cercanías de la población de Santa Catarina, lavas de composición andesítica predominantemente fueron extravasadas, y corresponden a la andesita Santa Catarina y andesita El Mosco, estas dos representan la base de la secuencia del Volcán de Atotonilco, determinándose una edad K-Ar en roca total entre 32 y 31 Ma; los cuales representan la etapa intermedia de la formación de la Caldera de Milpa Grande (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Labarthe-Hernández *et al.*, 1999). Durante el Oligoceno se emplazó un vulcanismo andesítico-basáltico y andesítico que corresponde a la andesita Estanco, andesita Calderón y andesita Santa María ubicados en la porción meridional del área de estudio a los alrededores de Villa de Reyes, S.L.P.. A finales del Oligoceno temprano entre los 30 y 29 Ma, se extravasaron derrames andesítico-basáltico denominados como basalto La Placa (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) estos basaltos están asociados a un vulcanismo bimodal (Torres-Aguilera 2005). Los derrames del Mioceno están representados por el Basalto

FMI 4657

Cabras los afloramientos se encuentran localizados al sur del área de estudio al norte de Santa María del Río y NW de Villa de Reyes, dentro del CVRSM.

El último evento volcánico de la región está representado por derrames lávicos que conforman basaltos pertenecientes a la Formación las Joyas con edades desde 5.05 ± 0.14 Ma hasta 0.6 ± 0.06 Ma, los afloramientos se encuentran distribuidos irregularmente dentro de la porción NE del área de estudio principalmente en las cercanías de Villa Hidalgo y Villa de Arista, San Luis Potosí.

III.2. Estratigrafía de las rocas volcánicas del CVSLP.

III.2.1. Andesita Casita Blanca (Tcb) (Eoceno tardío)

Originalmente descrita informalmente con el nombre de Andesita por Labarthe-Hernández y Tristán-González, (1978), en la cartografía geológica de la Hoja San Luis Potosí, S.L.P. Posteriormente se propuso nombrarla formalmente como Andesita Casita Blanca (Tcb), considerando su localidad tipo en las inmediaciones de la ranchería de Casita Blanca, en la Carta Moctezuma, S.L.P. (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1982). Aflora irregularmente como ventanas aisladas, principalmente ubicadas en el NW y centro del área de estudio. La Andesita Casita Blanca es una roca de color gris oscuro verdoso, de textura porfídica y pilotaxítica con un 5% de fenocristales de 1-2 mm de biotita y plagioclasas en una matriz afanítica, compuesta de un agregado de microlitos de plagioclasa y biotita. Hacia su cima contiene abundantes vesículas, algunas rellenas de calcedonia. Su espesor en la porción NW del área de estudio en las cercanías del poblado Casita Blanca es de 64 m aproximadamente, mientras que en los alrededores de San Pedro varía de 20 a 80 m aproximadamente.

Sobreyace discordantemente a las formaciones sedimentarias marinas Caracol (Conaciano-Santoniano, Maldonado-Lee 2007) e Indidura (Cenomaniano-Turoniano, Maldonado-Lee 2007) y a sedimentos lacustres de la Formación Cenicera, aunque hacia el NW del área, se le llega a encontrar también

estratigráficamente abajo de esta formación. Subyace discordantemente a las unidades volcánicas de la Dacita Jacavaquero, Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito; Riolita Panalillo superior y a la Ignimbrita Santa María.

Para la unidad Andesita Casita Blanca Martínez-Esparza (2004), reporta edades $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total de 34.6 ± 0.8 y otras tres más tomadas de Idier C., (2003), de 43.7 ± 1.0 , 36.4 ± 1.4 y 31.2 ± 0.7 Ma, (*Tabla 1*). Debido a la variación de las edades en el presente trabajo se reinterpreta como un vulcanismo de edad Eoceno tardío.

Esta unidad representa la base de la secuencia volcánica del CVSLP.

III.2.2. Andesita Santa Catarina (Tasc) (Eoceno tardío - Oligoceno temprano)

Originalmente descrita informalmente con el nombre de Andesita por Labarthe-Hernández y Tristán-González, (1978), e informalmente como Andesita Santa Catarina por Labarthe-Hernández *et al.*, (1999) por lo que en el presente trabajo se seguirá llamando informalmente andesita Santa Catarina (Tasc), esta roca fue extravesado durante el evento de formación de la Caldera de Milpa Grande (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). Consiste de un conjunto de lavas andesíticos que afloran en la parte centro-oriental del área de estudio. Consisten de una roca gris oscuro verdosa, de textura porfídica y pilotaxítica, con 5% de fenocristales de plagioclasa en una matriz prácticamente vítrea. Se presenta lajosa y con líneas rojizas de material oxidado. Intemperiza en un color café o café amarillento. Su espesor estimado es de 200 m.

Sobreyace discordantemente y sobre una topografía irregular a la caliza de la Formación El Abra, y subyace a la andesita El Mosco. Su edad fue determinada por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total dando como resultado 33.7 ± 0.7 Ma (*Tabla 1*).

III.2.3. Andesita El Mosco (Tam) (Eoceno tardío - Oligoceno temprano)

Descrita informalmente por Labarthe-Hernández *et al.*, (1999) en el presente trabajo la seguiremos llamando informalmente andesita El Mosco (Tam).

Está compuesta de una serie de flujos de lava andesítica que afloran al SE del área, en la inmediación sur del poblado del Mosco. Es una roca de color gris claro, de textura porfídica, con 10-15% de fenocristales de 2-6 mm de plagioclasa, aislados de sanidino y hornblenda, en una matriz desvitrificada. Su espesor es de 70-130 m; ubicándose en la porción norte de la Caldera de Milpa Grande (Labarthe-Hernández *et al.*, 1999).

Sobreyace a la andesita Santa Catarina, encontrándose localmente hacia su base un flujo de lava más rojizo, de grano más fino y con frecuentes cavidades pequeñas rellenas de calcedonia. Subyace a la dacita Atotonilco y al flujo de bloques y cenizas asociados al depósito de la dacita.

Su edad fue determinada por el método de K/Ar en roca total y de feldespatos, dando como resultado 31.9 ± 0.7 Ma roca total y 33.6 ± 0.8 Ma en fase mineral de feldespato (Labarthe-Hernández *et al.*, 1999; *Tabla 1*).

El paquete de lavas tanto de la andesita Santa Catarina como la andesita del Mosco, forman la base de la secuencia del volcán de Atotonilco y pudieran correlacionarse con la Andesita Casita Blanca (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y la Andesita Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984), que constituye la fase inicial del vulcanismo en la región de La Salitrera, S.L.P., al SE del área de estudio.

Estas dos unidades para fines de interpretación en el presente trabajo se agrupan como un vulcanismo de edad Eoceno tardío – Oligoceno temprano.

III.2.4. Dacita Jacavaquero (Tj) (Oligoceno medio)

Descrita informalmente como dacita Jacavaquero por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981), en la cartografía de la Hoja Ahualulco, S.L.P. Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) la describieron formalmente con el mismo nombre, considerando su localidad tipo en el arroyo Jacavaquero a un kilómetro al oriente del kilómetro 24 de la carretera Ahualulco-Charcas.

Aflora en la porción NW del área de estudio en los flancos norte y poniente de la Sierra El Durazno.

Consiste de un flujo de lava, una ignimbrita y localmente de una brecha explosiva. El flujo de lava es una roca de color gris claro de textura porfídica y estructura fluidal, merocrystalina, con 15 % de fenocristales con tamaños de 2 a mm aproximadamente de plagioclasas, biotita y hornblenda, en una mesostasis de microlitos de plagioclasa y vidrio. Como minerales accesorios presenta magnetita, zircón y apatito. Se presenta en forma de domos con varias fuentes de emplazamiento frecuentemente brechosas; con abundante depósito de vapor y fumarolas; con fluides vertical.

La ignimbrita basal tiene la misma composición de la lava, pero se le observan características piroclásticas como fenocristales rotos, pómez colapsada y algunos líticos. Su color es más rosáceo que el de la lava. Se estima un espesor del flujo de lava en la sección tipo de 167 m.

Sobreyace a las formaciones Caracol y Cenicera y a la Andesita Casita Blanca. Subyace a la Latita Portezuelo, siendo su contacto un paquete ignimbítico lenticular de 10 a 60 m de espesor.

III.2.5. Andesita Calderón (Tac) (Oligoceno temprano)

Esta unidad volcánica fue descrita originalmente como Andesita Calderón (Tac), por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía de la Hoja San Francisco, S.L.P. Los afloramientos son cartografiables separadamente, pero su distribución es muy local, restringida a un pequeño aparato volcánico. Aflora cerca del límite central-sur del área estudiada, en la margen SW del GVR y porción sur del CVSLP, en las inmediaciones del Ejido de Calderón.

Torres-Aguilera (2005) documenta diferencias de la base a la cima, que consiste de una brecha de desintegración intercalada con flujos de lava de composición dacítica a la base, posteriormente se deposita una toba sin soldar, con abundante pómez sin colapsar y por último se presenta una secuencia de

derrames de lava de composición andesíticos y basálticos correspondientes a la unidad Andesita Calderón la cual es una serie de flujos de lava con aislados piroclásticos intercalados, los cuales hacia su base son de composición riódacítica, pasando transicionalmente a una andesita, para terminar hacia su cima con un basalto de color negro y vesicular.

La andesita es una roca de color gris verdoso, de textura holocristalina, porfídica y matriz afanítica, contiene un 15 % de fenocristales de tamaño de 1 a 2 mm de plagioclasa y sanidino, en matriz compuesta de microlitos de plagioclasas. Los féromagnesianos están alterados a óxidos de hierro, tiene circón y apatito como minerales accesorios. El basalto de la cima es una roca de color negro, vesicular, con 5 a 10 % de plagioclasas de tamaño variando de 1 a 2 mm, los cuales se encuentran en matriz vítrea.

En cuanto a espesores, la Toba Calderón tiene entre 74 a 135 m y la Andesita Calderón es de aproximadamente 100 m como máximo. El espesor de la brecha de desintegración se desconoce por no aflorar su base.

En general la Andesita Calderón se observa aflorando al norte del poblado antes citado, donde se restringe a una zona de erupción muy pequeña, muy cerca de la intercepción de las fallas de las fosas de Bledos y Villa de Reyes. Sobreyace discordantemente a la Riolita San Miguelito y subyace a la Ignimbrita Cantera.

Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), considera su edad por su posición estratigráfica, entre la Riolita San Miguelito (30.0 ± 1.5 Ma) y la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma), correspondiendo al Oligoceno, sin embargo Martínez-Esparza (2004) reporta una edad determinada por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total dando como resultado 31.3 ± 0.7 Ma (*Tabla 1*), cabe señalar que el índice de pérdida por calcinación (LOI: lost of ignition) que se obtuvo en los resultados (Anexo A) se considera que pudo sufrir enriquecimiento de Argón, por lo que la edad no se puede considerar confiable.

III.2.6. Ignimbrita Santa María (Tis) (Oligoceno temprano)

Inicialmente descrita de manera informal por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), después fue formalmente propuesta como Ignimbrita Santa María por Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), considerando su localidad tipo en los cerros inmediatamente al norte de la población de Santa María del Río, San Luis Potosí.

Se observa en las partes bajas de la Sierra de San Miguelito, se encuentra sobreyaciendo discordantemente a los sedimentos marinos del Berriasiano-Valanginiano, y subyace discordantemente a la Latita Portezuelos y en ocasiones a la Riolita San Miguelito.

Se presenta como una roca de color gris a rojizo, con textura porfídica y eutaxítica, con el 30 a 40 % de fenocristales de 2-5 mm de cuarzo subhedral y sanidino euhedral, así como pómez bien colapsada y algunos óxidos de hierro, se encuentra bien soldada, en ocasiones se presenta columnar. En su base se puede observar un vitrófido de color negro de poco espesor y hacia su cima una toba parcialmente soldada, es de color amarillo claro; con contenidos de entre 10 a 15 % de fenocristales de cuarzo y feldespatos, bien estratificada y gradada.

De acuerdo a la clasificación de Pecерillo y Taylor, (1976) esta roca es una riolita rica en potasio, encontrándose en el campo de las rocas calcoalcalinas del diagrama AFM de Irving y Baragar (1971).

III.2.7. Traquita Ojo Caliente (Toc) (Oligoceno)

Originalmente descrita informalmente con el mismo nombre por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía de la Hoja Santa María del Río, S.L.P. Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) la describieron formalmente con el mismo nombre, considerando su localidad tipo en el poblado de Ojo Caliente, S.L.P.

Aflora en la porción meridional del área de estudio, en las serranías que se localizan hacia el SE del GVR.

Consiste de un derrame lávico, de color gris claro a café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, microporfídica, con 5 % de fenocristales de sanidino euhedrales. La matriz está desvitrificada con bandeamiento bien definido formado durante el flujo. Se le observan aisladas plagioclasas alteradas y clinopiroxenos alterado a serpentita y óxidos de hierro. Su espesor es del orden de 180 m.

III.2.8. Latita Portezuelo (Tip) (Oligoceno)

Originalmente descrita en la cartografía de la carta San Luis Potosí por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) como una latita porfídica. Posteriormente se propuso formalmente como Latita Portezuelo por Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), considerando su localidad tipo en las inmediaciones del poblado de Portezuelo, en el municipio de Cerro de San Pedro, S.L.P.

Generalmente se observa como una roca de color gris claro a café grisáceo, con textura holocristalina, inequigranular, porfídica, con matriz afanítica, contiene de 10 a 15 % aproximadamente de fenocristales de tamaño entre 2 a 6 mm, de sanidino, plagioclasa y cuarzo subordinado, estos fenocristales son de formas euhedrales a subhedrales. La matriz consiste de microlitos de plagioclasa, como minerales accesorios se observan magnetita, circón y apatito.

El análisis químico de acuerdo con Peccerillo y Taylor (1976) muestra una traquita con tendencia a dacita rica en potasio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Un fechamiento por el método K-Ar en roca total, en la localidad tipo, dió una edad de 30.6 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), lo que la ubica en el Oligoceno medio.

III.2.9. Riolita San Miguelito (Tsm) (Oligoceno)

Informalmente descrita por primera vez por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía geológica de la Hoja San Luis Potosí. Posteriormente fue propuesta formalmente como Riolita San Miguelito por

Labarthe-Hernández *et al.*, (1982). Su localidad tipo se ubica en la estribación norte de la SSM. Se encuentra aflorando en varias zonas del área y principalmente en la parte meridional de la misma (SSM).

En lo general se observa como una roca de color gris a gris claro, con textura porfídica con 20 % de fenocristales de tamaño variando entre 2 a 3 mm, los cuales son principalmente de cuarzo y sanidino, ambos de forma subhedral a anhedral en matriz fina, se observan también algunos óxidos de fierro. En su mayoría presenta estructura fluidal. Se puede observar en algunas zonas un vitrófido, sobre el que se encuentra una toba sin soldar con abundante pómez y fragmentos de líticos de colores blanco y rojizo.

De acuerdo a la clasificación de Peccerillo y Taylor, (1976) se trata de una riolita rica en potasio. Dentro del diagrama de Irving y Baragar, (1971) se muestra como una roca subalcalina.

Sobreyace discordantemente a la Ignimbrita Santa María y en ocasiones a la Latita Portezuelos, Subyace también discordantemente a la Andesita Calderón en la zona del poblado de Calderón, así como a la Ignimbrita Cantera. Su espesor parcial en el CVSLP es del orden de 450 m.

Su edad determinada por el método de K/Ar de roca total en una muestra de su localidad tipo, es de 30.1 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

III.2.10. Ignimbrita Cantera (Tic) (Oligoceno)

Originalmente descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González, (1978), en la cartografía geológica de la Hoja San Luis Potosí. Posteriormente fue formalmente propuesta como formación por Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), nombrándola como Ignimbrita Cantera, considerando su localidad tipo, el arroyo de la Cantera, localizado a 2.5 km al NW del poblado Los Arroyos, S.L.P.

Labarthe-Hernández (1982) describe hasta cuatro miembros para esta unidad, mientras que Torres Aguilera (2005) separa esta unidad (Tic) solo en dos, base sin soldar e Ignimbrita Cantera soldada.

Se trata de flujos piroclásticos que se ven en zonas bien soldados y algunos parcialmente soldados, las zonas soldadas presentan estructura columnar, mientras que los flujos sin soldar son buenos horizontes índices, que ayudan a la interpretación fotogeológica. La ignimbrita soldada pasa transicionalmente de la base sin soldar a una zona delgada (2 a 3 m), la cual está parcialmente soldada y luego pasa al flujo piroclástico bien soldado, que consiste de una roca de color gris rosáceo a café grisáceo, de textura mero a holocristalina, porfídica, eutaxítica, con contenidos de entre el 30 al 42 % de sanidino euhedral, 40 % de cuarzo anhedral a subhedral, 15 % de plagioclasas (oligoclasa) débilmente zonadas, 4 % de biotita y 1 % de magnetita alterada a hematita. La matriz muestra textura vitroclástica y eutaxítica. La matriz tiene débil birrefringencia, lo cual sugiere que está desvitrificada hacia un agregado felsítico criptocristalino.

La fuente de los materiales piroclásticos de la Ignimbrita Cantera, se considera que se localiza en la margen SW del Río Potosino, a la altura del rancho Las Capillas, en donde aflora una brecha co-ignimbrítica de rezago descrito por Labarthe-Hernández y Jiménez-López, (1992).

Sobreyace a la Latita Portezuelo, rellorando canales y de manera discordante a la Riolita San Miguelito y a la Andesita Calderón. Subyace de la misma manera a la Riolita el Zapote, a los dos miembros de la Riolita Panalillo y al Conglomerado Halcones. Su espesor en la Sierra de San Miguelito es del orden de 280 m.

Su edad fue determinada por el método K-Ar en roca total, dando 29.0 ± 1.5 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, (1982).

III.2.11. Riolita Zapote (Tz) (Oligoceno tardío)

Fue descrita originalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980a) en la cartografía geológica de la Hoja San Francisco, S.L.P.; posteriormente fue propuesta como formación por Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), considerando su localidad tipo en el parteaguas entre los arroyos de La Laja y El Zapote, en la SSM. Dentro de esta unidad se agrupa a la Ignimbrita San José (Tsj) que se puede considerar como la base de esta secuencia del Zapote de acuerdo con Tristán-González (comunicación verbal).

La base (Tsj) consiste en un paquete ignimbrítico, que de la base a la cima esta conformado por una zona sin soldar masiva y con pómez sin colapsar, sobre esta zona sin soldar se presenta un vitrófido eutaxítico de color negro con matriz vítrea y abundantes fiames de vidrio negro, con un espesor de hasta 40 m, transicionalmente pasa a la parte desvitrificada, la cual tiene un espesor de 3 a 10m, es de color gris rosáceo, el fiame se vuelve de color gris claro y la matriz está desvitrificada.

La Riolita Zapote es una roca de color gris claro, de textura porfídica y fluidal, merocristalina en su parte inferior y holocristalina hacia su parte media y su cima; contiene 20 % de fenocristales de 1 a 2 mm de sanidino y cuarzo, con algunos férromagnesianos alterados a óxidos de hierro, en matriz fluidal.

Hacia su base, alternan siguiendo la foliación, bandas de vidrio y bandas desvitrificadas, teniendo abundantes esferulitas de 2 a 5 mm, algunas redondas y otras alargadas. Hacia su porción media presenta cavidades irregulares con depósito de fase de vapor y hacia su cima tiene estructura columnar con algunas cavidades. Su espesor aproximado es de 350 m.

Nieto-Samaniego *et al.*, (1996) determinaron por K-Ar en sanidino una edad de 27.0 ± 0.7 Ma.

III.2.12. Riolita Panalillo (Tap) (Oligoceno tardío)

Esta ignimbrita fue originalmente descrita en forma informal por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía geológica de la Hoja San Luis Potosí; posteriormente fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), considerando su localidad tipo al poniente del poblado de Panalillo.

a. Miembro inferior: Consiste de una serie de flujos de ceniza sin soldar, de color crema a amarillento, con 5-10 % de fenocristales de cuarzo y sanidino, pómez sin colapsar y líticos de areniscas rojizas y verdes, y de rocas volcánicas en matriz de esquirlas de vidrio y fragmentos del tamaño de ceniza, estos flujos de ceniza tienen intercalaciones de depósitos de caída, bien estratificadas en capas de 2 a 10 cm, gradadas, muy finas y laminares, casi sin fenocristales y aisladamente presenta estratificación cruzada, con cierta frecuencia se observan pequeños diques de tuficita de 10 a 40 cm. Esta unidad se puede considerar como originada por procesos de vulcanismo explosivo, en un medio ambiente de tectónica extensional.

El espesor del miembro inferior de la Riolita Panalillo en el Valle de San Luis, se conoce en el pozo del poblado de la Rivera en donde se cortaron 234 m.

b. Miembro Superior: Consiste de una ignimbrita bien soldada de color café rojizo, café claro, textura merocristalina, porfídica y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz parcialmente desvitrificada, presenta pómez bien colapsada y líticos aislados, hacia su base en ocasiones presenta un vitrófido de color negro de 1 a 2 metros de espesor. Se observan zonas de desvitrificación y horizontes esferulíticos, por lo que se puede identificar como una ignimbrita de alto grado.

Se determinó su edad por el método K-Ar en roca total, dando como resultado 26.8 ± 1.3 Ma, (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) realizaron análisis químicos de una docena de muestras (elementos mayores), caracterizándola como una riolita rica en potasio de acuerdo con el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976).

III.2.13. Basalto La Placa (Tbp) (Oligoceno tardío)

Originalmente descrito informalmente por Tristán-González y Labarthe-Hernández (1979), en la cartografía de la Carta Tepetate, como Basalto La Placa. En la Carta San Francisco lo reportan como basalto, intercalado entre los dos miembros de la Riolita Panalillo.

Aflora principalmente en la fosa de Bledos, presentándose generalmente intercalado entre los dos miembros de la Riolita Panalillo (Tap y Trp). Se trata de una roca de color negro, en ocasiones vesicular, afanítica, textura holocristalina, los microfenocristales son de andesina y olivino alterado a bowlingita. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y posible piroxeno intersticial.

En esta zona sobreyace al miembro inferior de la Riolita Panalillo, y subyace al miembro superior de la Riolita Panalillo, aunque existan otras zonas del CVSLP, en la cual no se observa esta unidad y se presentan los dos miembros de la Riolita Panalillo en contacto.

Torres-Aguilera (2005) realizó dos dataciones de esta unidad y la edad promedio determinada es de 27.5 ± 0.6 Ma., la cual fue determinada en roca total por el método K-Ar; también caracterizó petrográficamente esta unidad variando desde basalto hasta andesita basáltica.

III.2.14. Basalto Cabras (Tbc) (Mioceno temprano)

Originalmente descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980), en la cartografía de la Hoja San Francisco, S.L.P. Posteriormente a la unidad se propuso nombrarla formalmente como Basalto Cabras (Tbc).

Consiste de una roca basáltica, de color negro, de textura holocristalina, inequigranular, microporfídica y pilotaxítica bien desarrollada en la matriz. Los microfenocristales son de andesina cálcarea y olivino alterado a bowlingita. Los

remanentes de olivino son euhedrales a subhedrales. La matriz es de microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y posiblemente algo de piroxeno intersticial.

En la margen NE del Graben de Villa de Reyes su base es una roca andesítica de color verdoso, afanítica y con escasos fenocristales de biotita, que pasa hacia su cima a un basalto vesicular, afanítico con algunos cristales aislados de olivino.

Sin embargo Torres-Aguilera (2005) reportó edades K-Ar en roca total para el Basalto Cabras de 20.07 a 20.60 ± 0.48 Ma por lo que se considera que éste basalto está fuera del llamado vulcanismo bimodal simplemente por la diferencia de edad con respecto a la Riolita Panalillo, la cual tiene edad determinada de 26.8 ± 1.3 Ma., por el método de K-Ar en roca total (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Martínez-Esparza (2004) reporta una edad determinada por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total dando como resultado 21.6 ± 0.5 Ma.

III.2.15. Traquita Los Castillo (Tic) (Oligoceno-Mioceno[?])

Se encuentra aflorando al sur de la Hacienda de Santiago, en la parte meridional del área de estudio y en la zona de la ranchería de los Castillo.

Se presenta como un derrame de roca de color café a gris oscuro, con textura porfídica, contiene entre el 10 al 15 % de fenocristales de tamaño variando entre 2 a 4 mm de principalmente plagioclasas, en matriz de grano fino, sobreyace de manera discordante a la Ignimbrita Cantera, también se observa sobreyaciendo de manera discordante al miembro superior de la Riolita Panalillo (Trp). Su espesor aproximado es de 50 m.

III.2.16. Formación las Joyas (Qbj) (Plioceno tardío-Cuaternario)

El evento volcánico más joven está asociado al emplazamiento de la unidad Las Joyas que fue descrita originalmente por Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, (1977). Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.*, (1982) la definen formalmente dividiéndola en dos miembros: flujos piroclásticos (Qpj) y derrame de

lava (Qbj). Su localidad y sección tipo se hallan en la pared norte del *xalapazco* La Joyuela. Para el presente estudio sólo se trabajará con el miembro Basalto Las Joyas (Qbj).

Se encuentra aflorando aisladamente en la parte centro-norte y oriente del área estudiada. Este consta de una basanita de color negro, en general vesicular con textura holocristalina, inequigranular, microporfídica y pilotaxítica. Los fenocristales son de olivino alterado a iddingsita. La matriz es de microlitos de plagioclasas cálcicas con pigeonita o augita relleno los intersticios entre las plagioclasas. Su espesor es muy variable desde 5 m relleno antiguos arroyos como al E de Cúcamo hasta 120 m como en el cerro el Pintonte. Sobreyace con una topografía pre-flujo muy irregular a diferentes formaciones, y sólo se haya cubierta en algunos sitios por material aluvial.

Martínez-Esparza (2004) reportó una edad determinada por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total dando como resultado 1.01 ± 0.01 Ma (*Tabla 1*).

III.3. Unidades básico-intermedias del CVSLP analizadas.

En el presente estudio las unidades que se analizan son las siguientes y las cuales ya se describieron anteriormente (*Figura 8*):

- a. Andesita Casita Blanca (Tcb) (Eoceno tardío)
- b. Andesita Santa Catarina (Tasc) (Eoceno tardío)
- c. Andesita El Mosco (Tam) (Eoceno tardío - Oligoceno temprano)
- d. Andesita Calderón (Tac) y Andesita Estanco (Tae) (Oligoceno temprano)
- e. Basalto Cabras (Tbc) (Mioceno temprano)
- f. Formación Las Joyas (Qbj) (Plioceno tardío – Cuaternario)

A pesar de que el Basalto La Placa, es correlacionable por edad con algunas de las rocas analizadas, esta unidad fue ampliamente analizada por Torres-Aguilera (2005), e interpretada como parte del vulcanismo bimodal del Semigraben de Bledos, por lo que esta unidad no se incluye como parte del

análisis del vulcanismo básico-intermedio del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

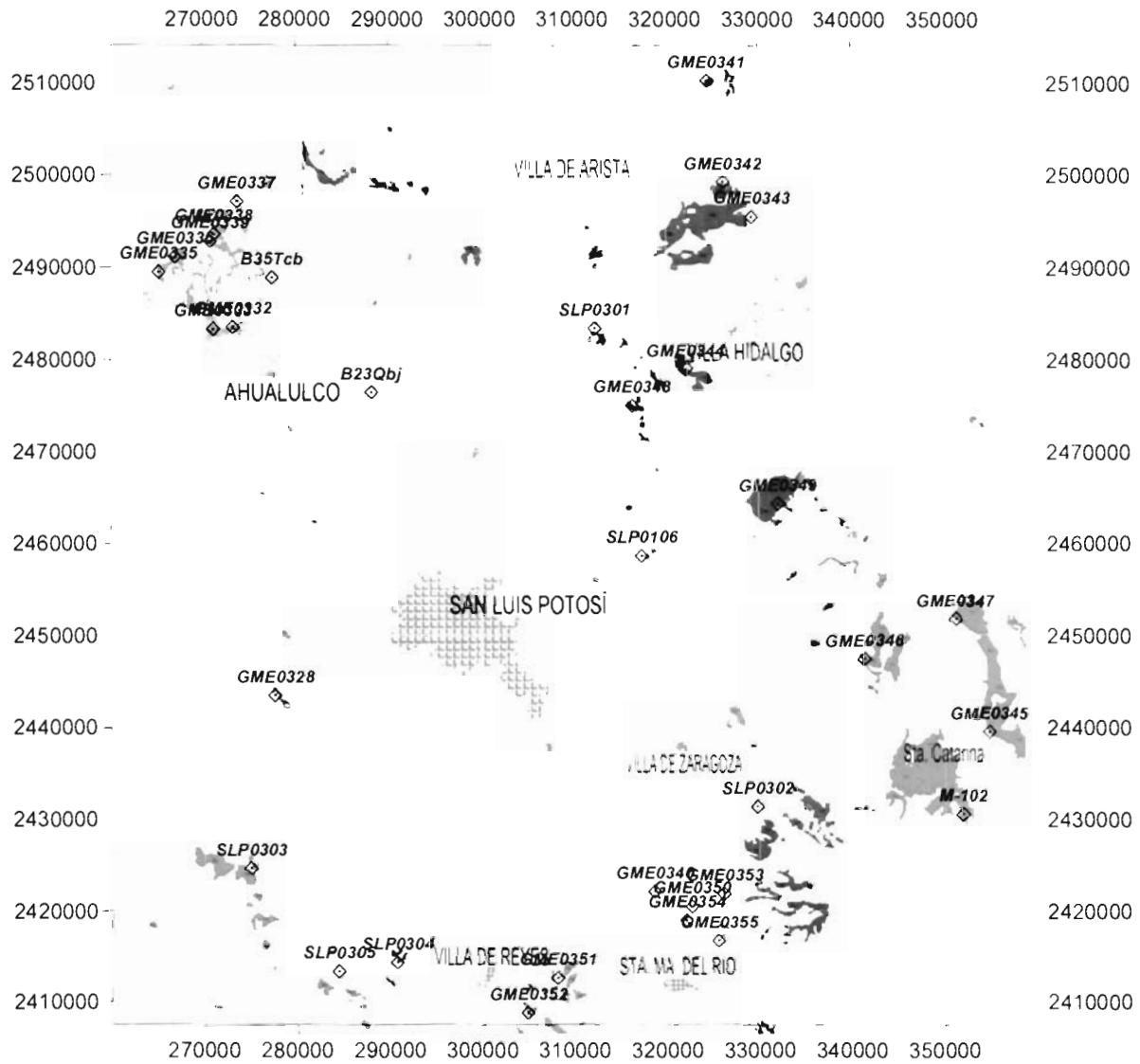


Figura 6. Ubicación de las muestras de rocas básicas-intermedias en el Campo Volcánico de San Luis Potosí utilizadas en el presente estudio.

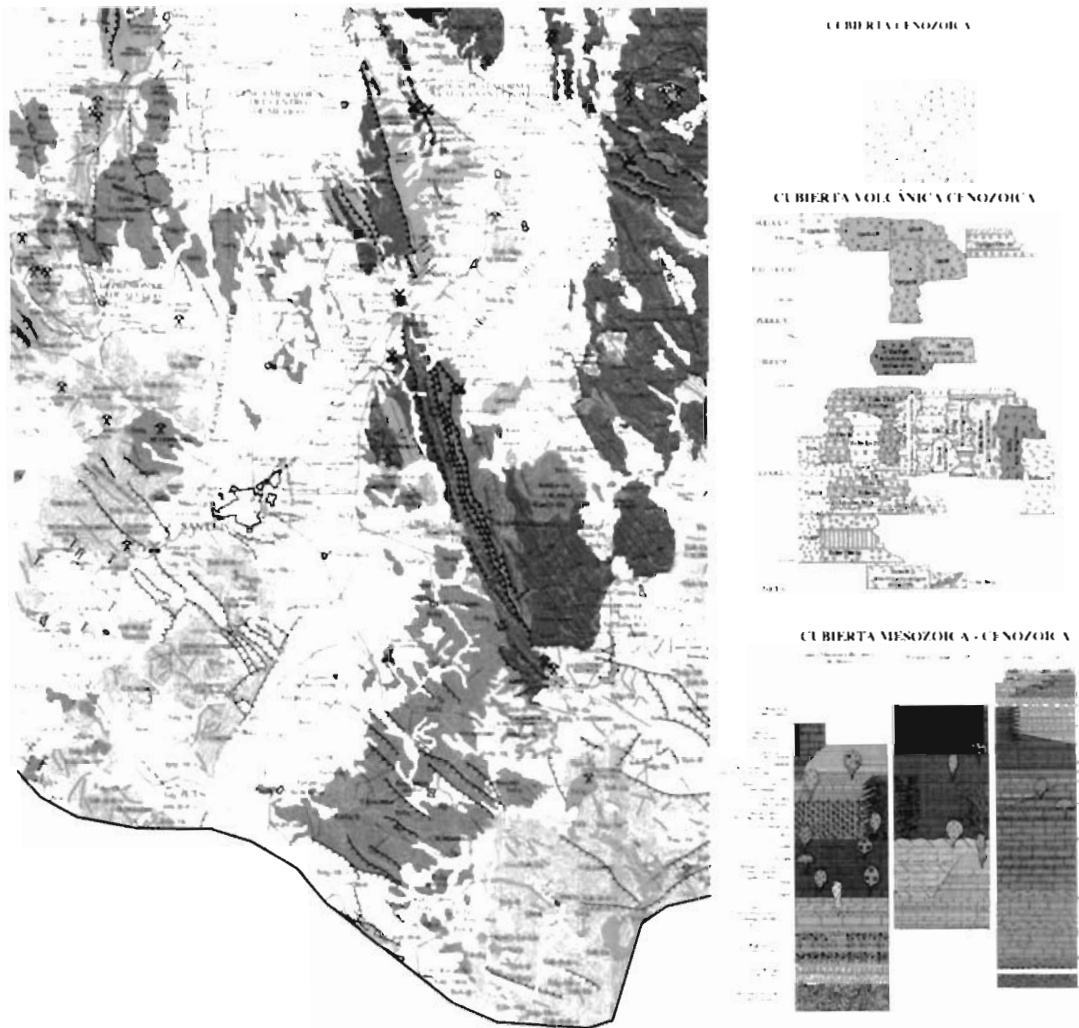


Figura 7. Mapa geológico-estructural de la porción meridional-occidente del estado de San Luis Potosí (Tomado y modificado Maldonado-Lee 2007).

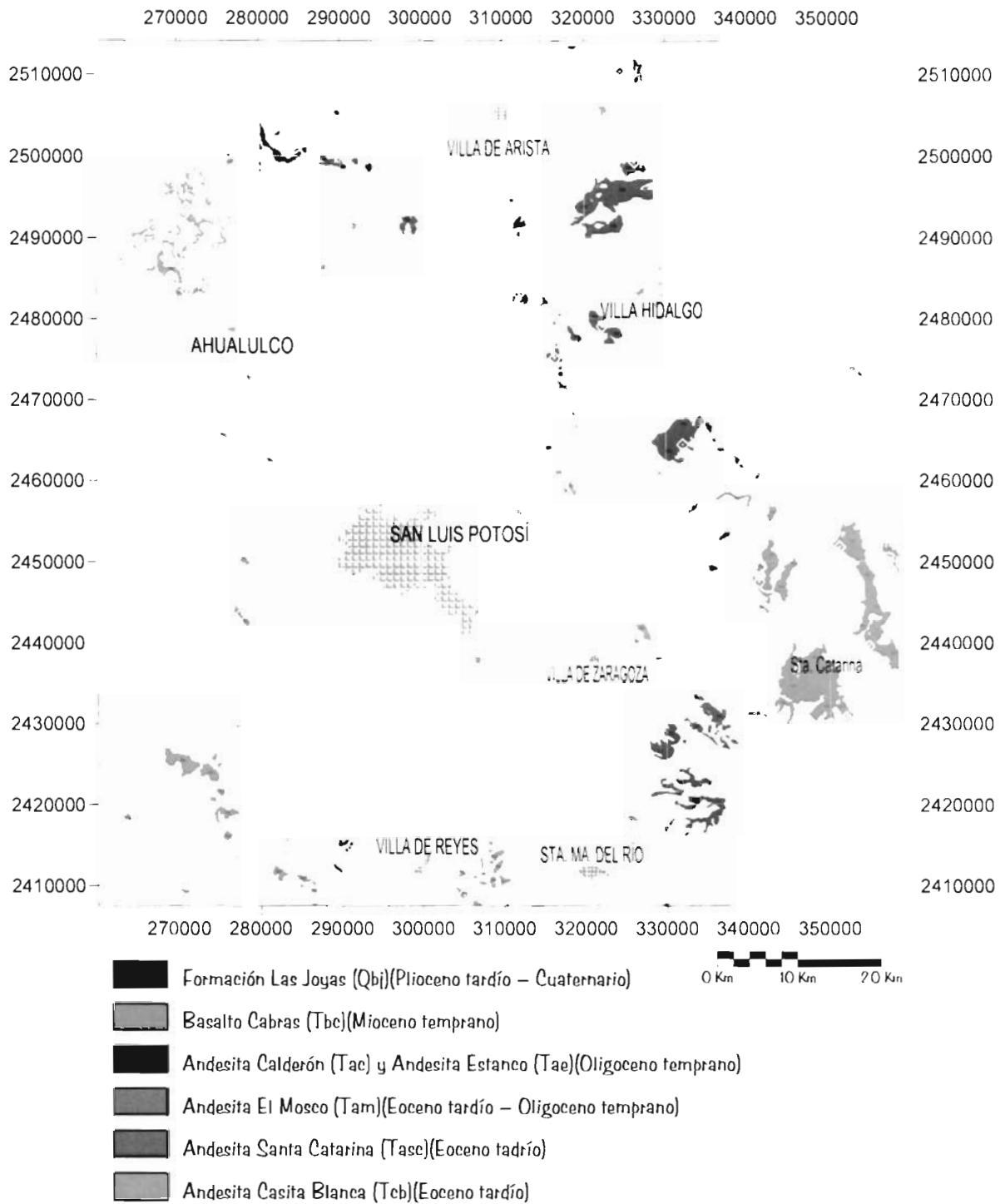


Figura 8. Distribución de las rocas básicas-intermedias en el CVSLP.

CAPÍTULO IV

GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO BÁSICO-INTERMEDIO

Los análisis químicos utilizados en el presente estudio se recalcularon en base anhidra y separando el Fe_2O_3 total en FeO y Fe_2O_3 (según Mildemost 1989), también se recalcularon los minerales normativos CIPW, lo anterior mediante el software SINCLAS (Verma *et al.*, 2002). El análisis de estos datos arrojó resultados de mayor confiabilidad para los óxidos mayores y minerales normativos.

Este trabajo presenta un análisis más exhaustivo de las tierras raras y los elementos traza (*ver Anexo B*), estos últimos por tener menos movilidad por sus propiedades químicas conservan concentraciones y relaciones similares a las fuentes que generaron las rocas.

Las edades que se presentan aquí (*Tabla 1*), fueron reportadas en Martínez-Esparza (2004), las cuales son reinterpretadas tomando en cuenta la

bibliografía publicada en época reciente, tanto para la región como para el centro y norte de México, así como el análisis geoquímico que se presenta a continuación.

IV.1. Caracterización geoquímica de las rocas con composición básica-intermedia del CVSLP.

Para la clasificación y caracterización geoquímica se utilizaron diversos diagramas de discriminación tanto binarios como ternarios propuestos por diversos autores como se indica en el apartado IV.1.2.; el criterio usado para escoger los límites en dichos diagramas fue la confiabilidad de estos así como la aceptación que tienen estos límites dentro de la comunidad geocientífica.

Para el diagrama de total de álcalis versus sílice (TAS), se utilizó la norma CIPW, para discriminar algunas rocas dentro de los campos de traquibaltos, tefrita-basanita, traquiandesita y traquita (Le Bas *et al.*, 1986).

IV.1.1. La Norma (CIPW)

Los resultados obtenidos del cálculo de la norma CIPW (Cross *et al.*, 1903), son los siguientes:

Andesita Casita Blanca (Tcb) (Eoceno tardío)

Esta unidad presenta contenidos de minerales normativos de las rocas intermedias y máficas con Q= 4.52 a 15.5%; Or= 9.36 a 13.08%, Ab ~ 27.5%, An= 21.5 a 27.2%, Di= 1.33 a 6.9%, Hy= 9.3 a 15.2%, Mt ~ 3.8%, Il ~ 2.6% y Ap= 0.67 a 1.09%, las muestras GME0337 y SLP0217 presentan corindón normativo con 0.72 y 0.067% respectivamente. Se interpreta que estas rocas están sobresaturadas en sílice. (Figura 9)

Andesita Santa Catarina y Andesita El Mosco (Eoceno - Oligoceno)

Estas rocas presentan contenidos de minerales normativos de las rocas intermedias con Q= 9.7 a 24.002%, Or= 13.1 a 18.1%, Ab= 27.7 a 36.4%, An= 15.6 a 25.4%, Di= 1.08 a 8.03%, Hy= 4.96 a 9.009%, Mt ~ 4.8%, Il ~ 2.2% y Ap=

0.56 a 1.16%, las muestras GME0345 y M-56 presentan corindón normativo con 0.051 y 0.033% respectivamente. Se interpreta que estas rocas están sobresaturadas en sílice. (Figura 9)

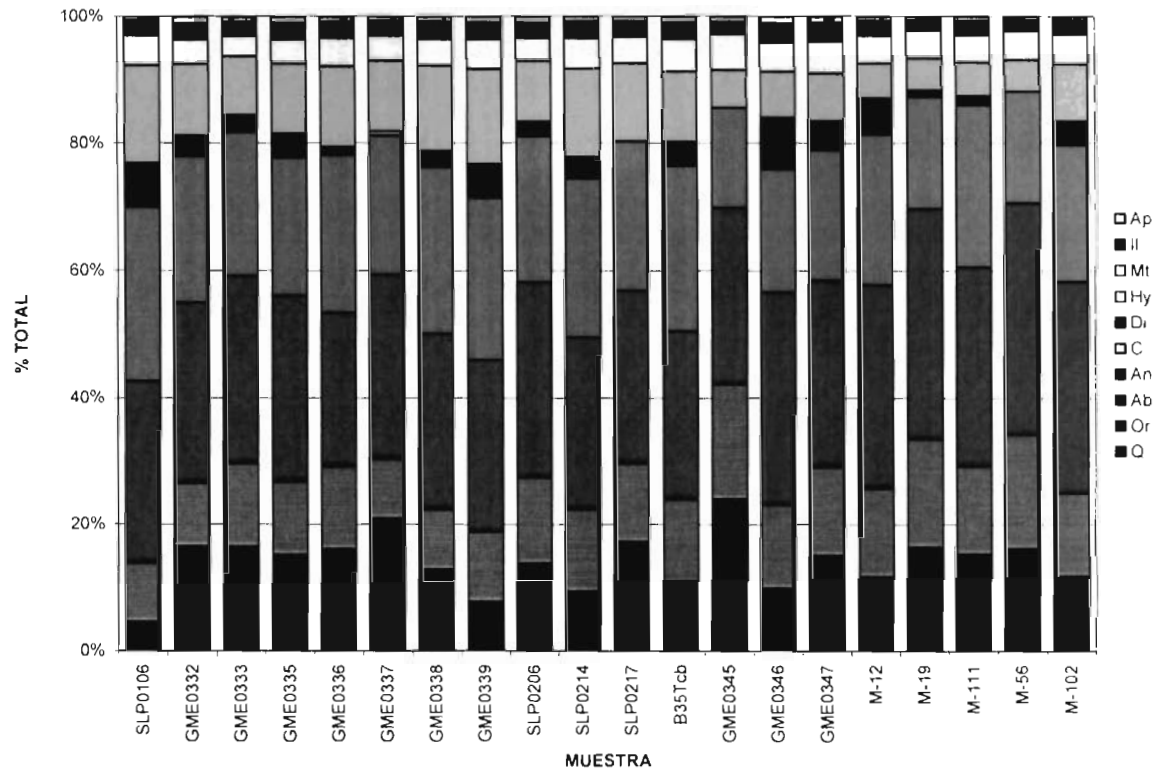


Figura 9. Contenido de los minerales normativos en %, de las unidades Andesita Casita Blanca, Andesita Santa Catarina y Andesita El Mosco.

Andesita Calderón (Tac) y Andesita Estanco (Tae) (Oligoceno)

Estas rocas presentan contenidos de minerales normativos de las rocas intermedias con Q ~ 20%, Or= 10.5 a 23.03%, Ab ~ 23.5%, An ~ 22%, Di= 1.7 a 6.65%, Hy= 3.9 a 15.3%, Mt ~ 2.1%, Il ~ 2.7% y Ap= 0.55 a 1.26%, la muestra SLP0304 presenta corindón normativo con 0.657%. Se interpreta que estas rocas están sobresaturadas en sílice. (Figura 10)

Basalto Cabras (Tbc) (Mioceno)

Estas rocas presentan contenidos de minerales normativos de las rocas intermedias y máficas con Q ~ 13.8%, Or= 7.7 a 18.3%, Ab ~ 22.9%, An ~ 23.5%, Di= 3.2 a 10.4%, Hy= 9.5 a 15.4%, Mt ~ 5.88%, la muestra SLP0303 presenta

8.44%, Il ~ 3.7% y Ap= 0.544 a 1.024 a %, la muestra SLP0303 presenta 3.2%. Se interpreta que estas rocas están sobresaturadas en sílice. (Figura 10)

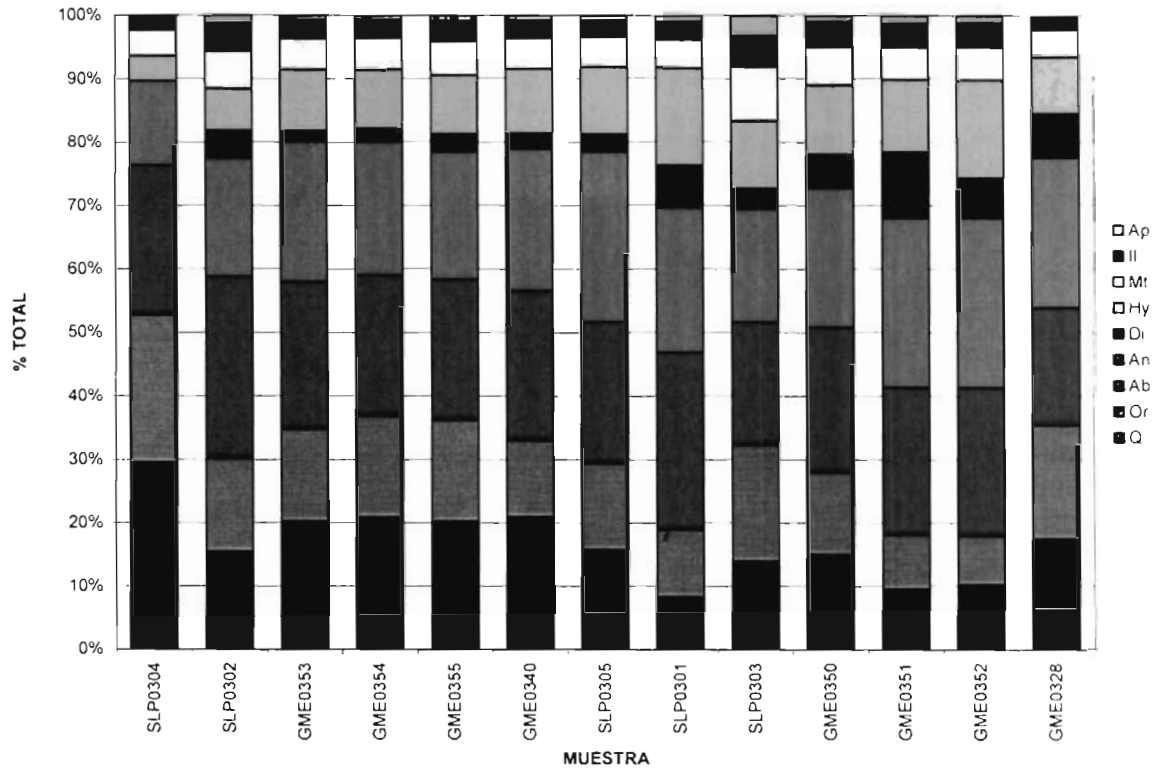


Figura 10. Contenido de los minerales normativos en %, de las unidades Andesita Calderón y Andesita Estanco.

Formación Las Joyas (Qbj) (Plioceno – Cuaternario)

Estas rocas presentan características muy contrastantes relacionado a dos posibles fuentes ya que las muestras GME0341, GME0342 y GME0343 están mas asociadas a vulcanismo de tipo intermedio mientras que las muestras GME0344, GME0384, GME0349, SLP0210 y B23Qbj están asociadas a vulcanismo máfico y ultramáfico, las primeras tiene cuarzo normativo con Q= 12.3 a 17.4%, mientras que las segundas no presentan cuarzo normativo, en conjunto presentan Or= 13%, para el contenido de Ab las primeras presentan contenidos del orden de 25% y las segundas desde 3.2 hasta 23%, el contenido de An varía para las primeras de 22 a 30.18% y las segundas desde 5.5 hasta 17.004%, las primeras presentan

una contenido de Di= 0.7551 y 4.6% en las muestras GME0342 y GME0341 respectivamente, la muestra GME0343 no presenta diopsida normativa, mientras que las segundas tienen contenidos que varían desde 15.28 hasta 24.1%, para la Hy solo se presenta en las primeras con valores de 8.2 a 14.5%, Mt ~ 4.2% para las primeras y Mt ~ 7.1% para las segundas, Il ~ 2.7% y Il ~ 4.5% respectivamente y Ap ~ 0.72% para las primeras y Ap ~ 2.4% para las segundas, estas últimas presentan nefelina y olivino normativo con valores desde 1.77 a 18.9% y 10.45 a 18.8% respectivamente. Para estas rocas la interpretación es de sobresaturadas para las primeras y de sub-saturadas para las segundas. (Figura 11)

Este es un punto importante para la discriminación de estas rocas ya que espacialmente tienen significado ya que se presentan en zonas bien definidas y forma parte esencial junto con algunos criterios que más adelante serán expuestos dentro de las conclusiones de la presente investigación.

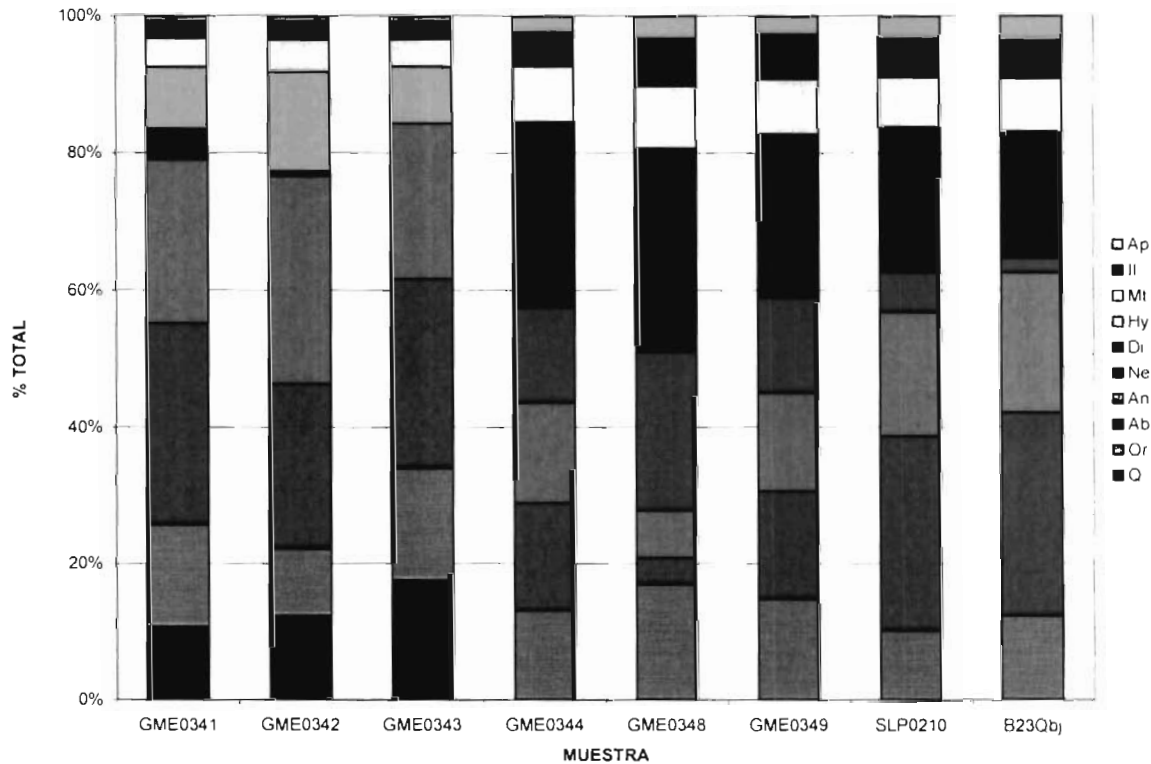


Figura 11. Contenido de los minerales normativos en %, de la unidad Formación las Joyas.

IV.1.2. Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica

El diagrama binario conocido como **TAS** donde se grafica el contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) versus el contenido de sílice (SiO_2), con límites propuestos por Le Maitre *et al.*, (1989), así como el límite para rocas alcalinas y sub-alcalinas propuesto por Irvine y Baragar (1971), conforma la base de la caracterización de las rocas básicas-intermedias analizadas en este trabajo (*Figura 12*).

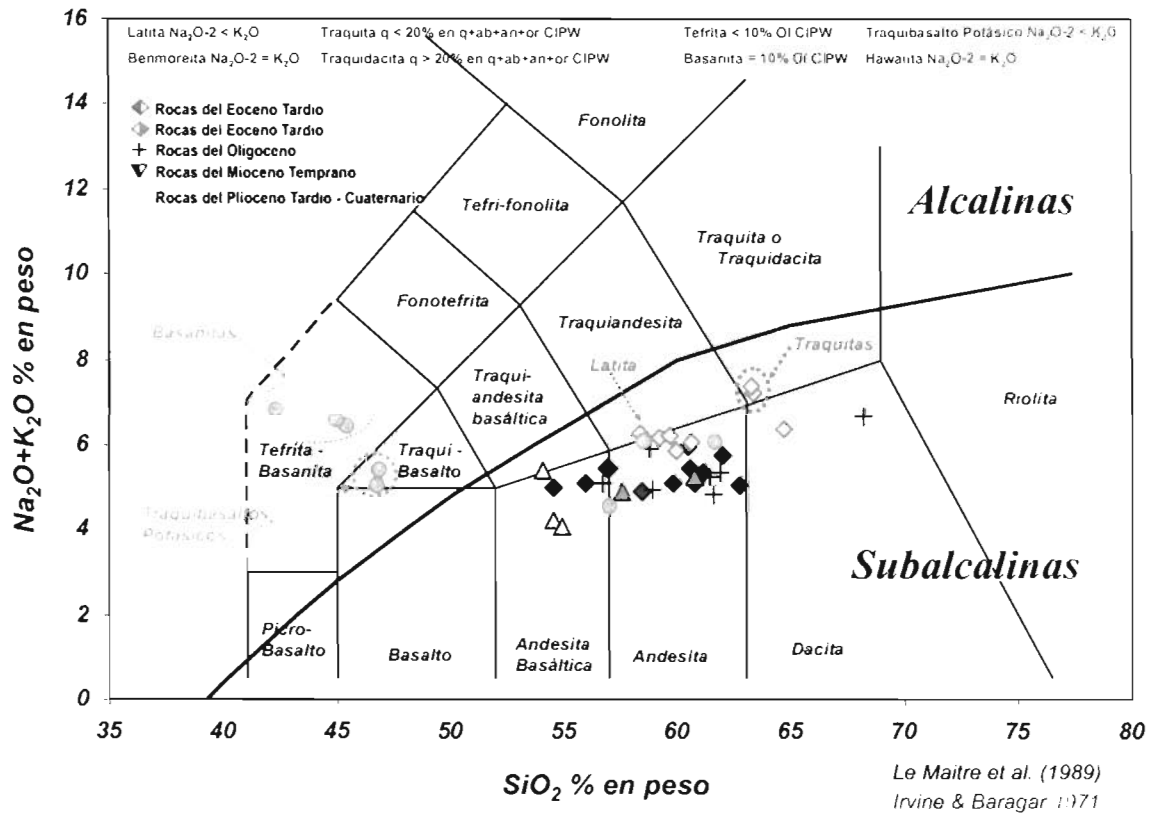


Figura 12 Diagrama TAS con límites propuestos por Le Maitre et al., (1989), y límite para rocas alcalinas y sub-alcalinas propuesto por Irvine y Baragar (1971), para las rocas básico-intermedias del CVSLP.

Los diagramas de Harker (1909), son diagramas binarios donde se grafican cualquier óxido mayor vs. SiO_2 (*Figura 12*), este se último se considera como parámetro de importancia geológica, ya que las rocas basálticas empobrecidas en este óxido son las más cercanas en composición a rocas provenientes del manto, es por esto que los diagramas son significativos ya que si bien no dan información

petrogenética confiable, muestran evidentemente las tendencias de los elementos mayores.

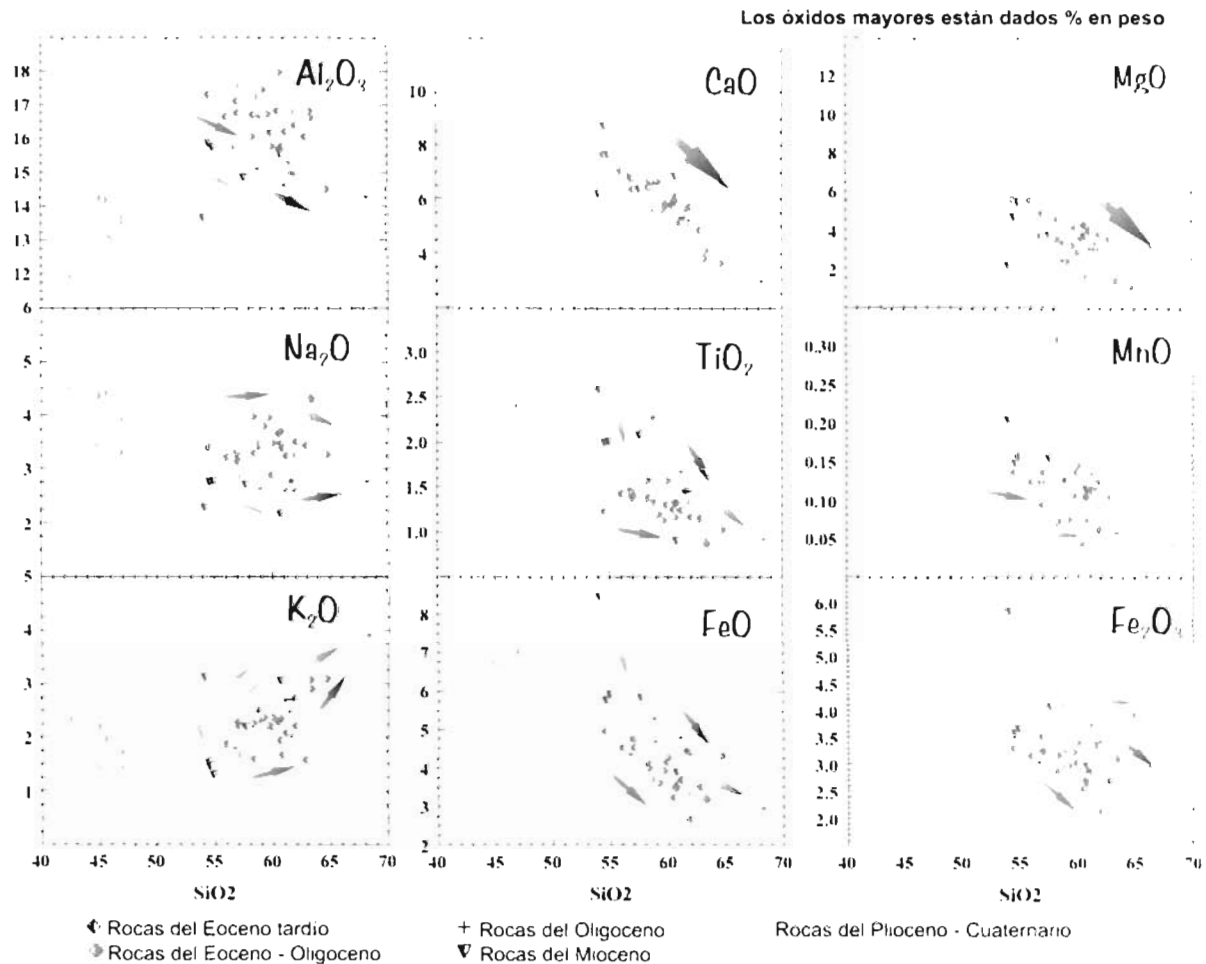


Figura 13. Diagramas de Harker para las rocas básicas-intermedias del CVSLP.

IV.1.3. Diagramas de Tierras Raras (REE) y multielementos.

Las tierras raras están formadas por el grupo de los Lantánidos y Actínidos, comúnmente en geoquímica (REE) las consideran como un grupo de 14 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). Los números atómicos bajos se definen como tierras raras ligeras (LREE), mientras que los números atómicos altos como tierras raras pesadas (HREE); la mayoría de los autores coinciden en que los elementos límite entre las LREE y HREE, por lo que no existe de manera características un grupo de REE medias.

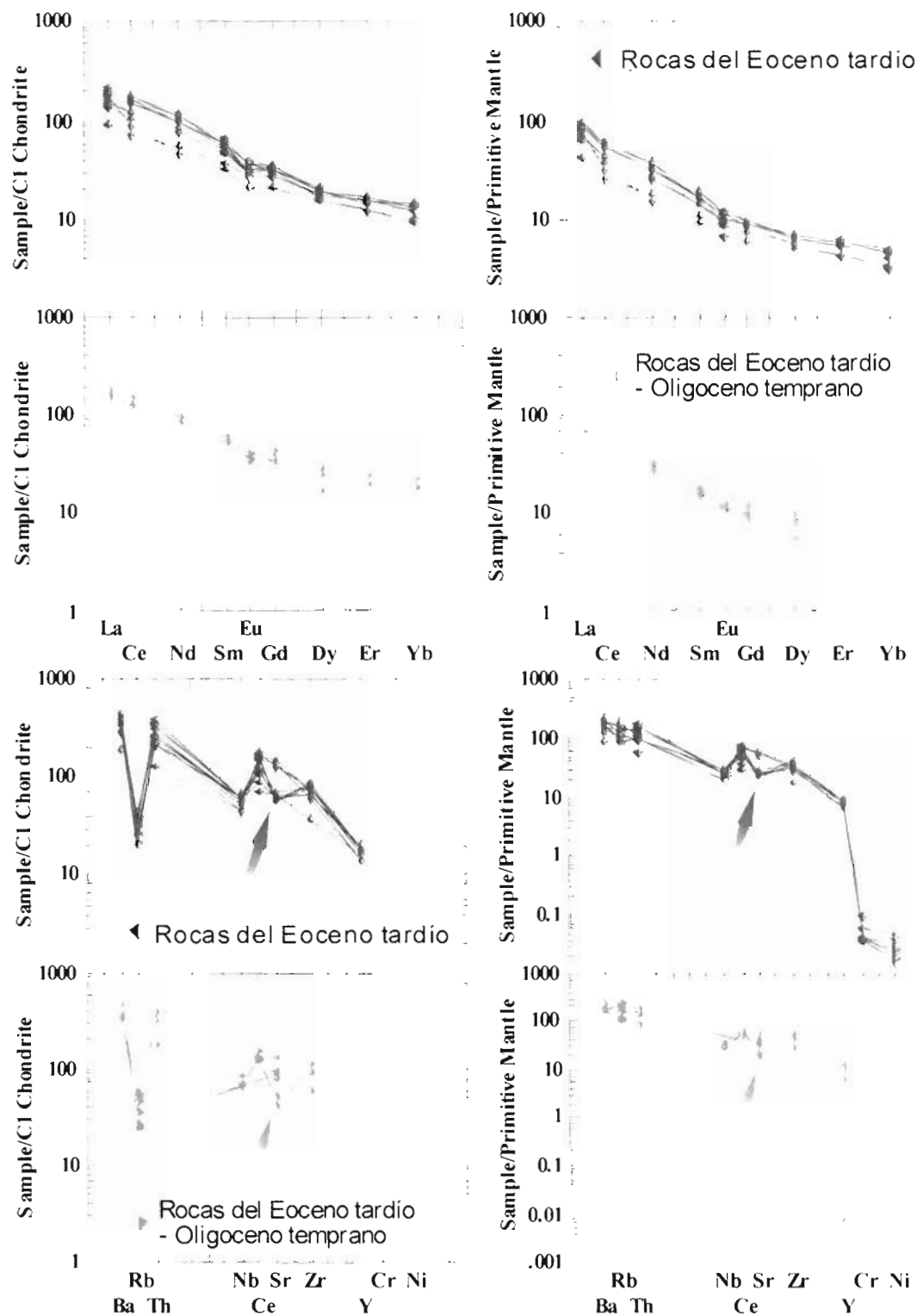


Figura 14. Diagramas de REE y araña de las rocas del Eoceno tardío y Eoceno tardío - Oligoceno temprano del CVSLP.

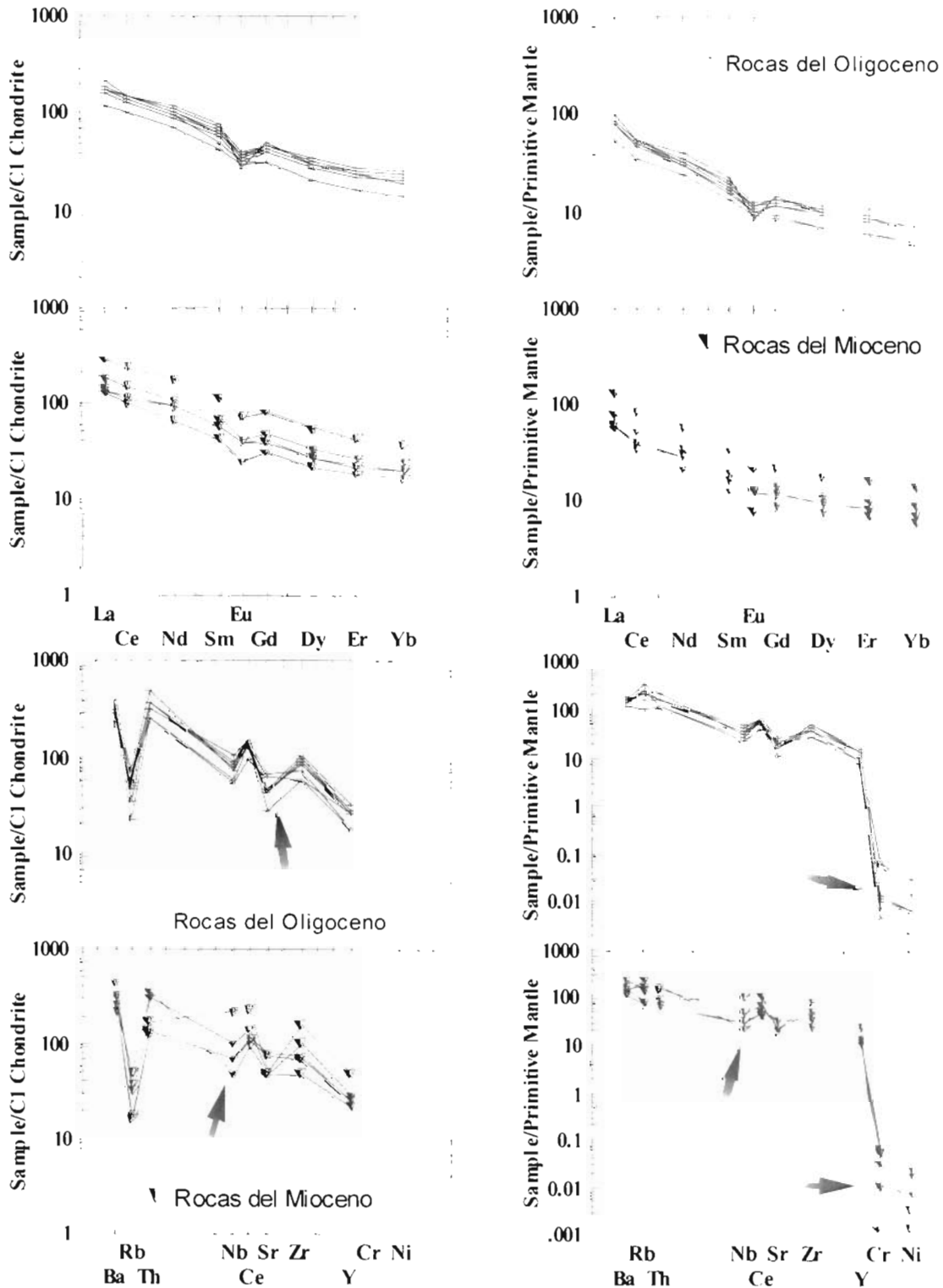


Figura 15. Diagramas de REE y araña de las rocas del Oligoceno y Mioceno temprano del CVSLP.

Dentro de los actínidos dos de los elementos importantes son el U y Th. El Y se comporta de manera muy similar a las tierras raras pesadas (HREE), (White, 2001).

Los elementos antes mencionados debido a su alto potencial iónico (carga/radio) las REE, el Th y el U⁴⁺ tienden a ser insolubles en fluidos acuosos, no se movilizan durante el metamorfismo y/o el intemperismo.

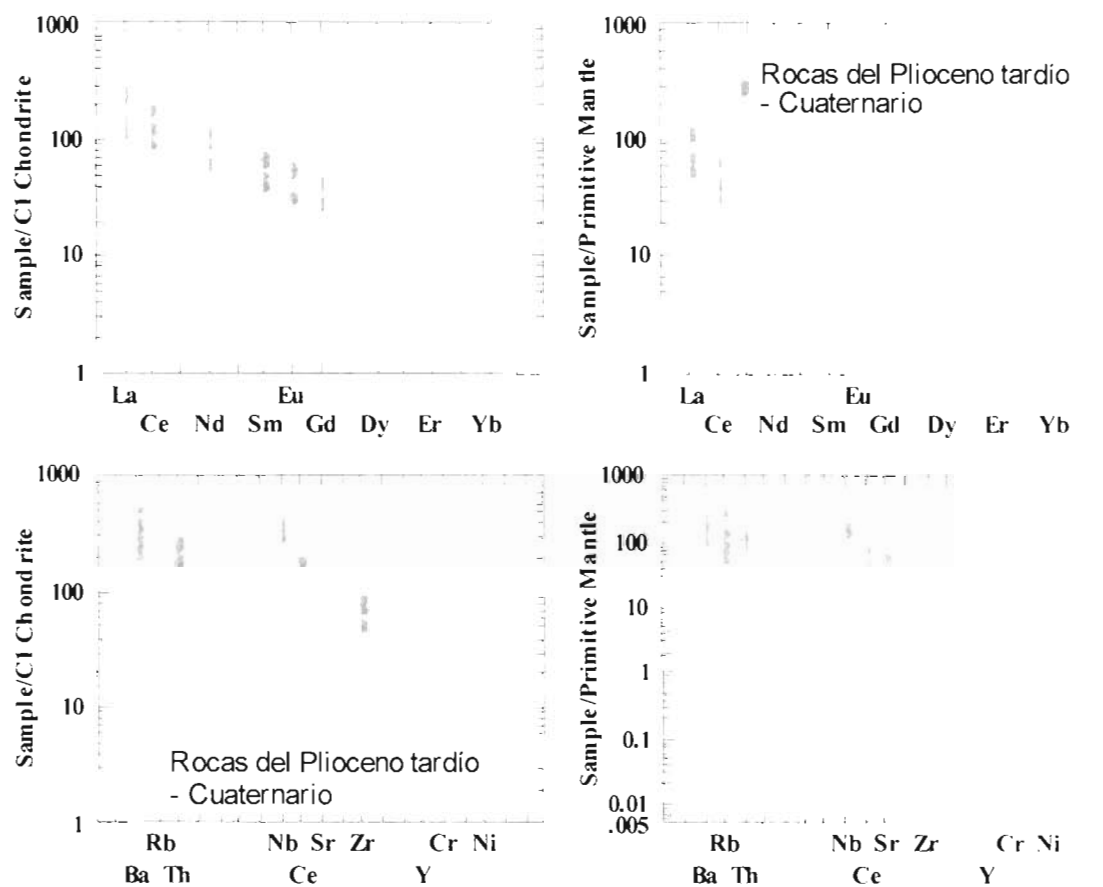


Figura 16. Diagramas de REE y araña de las rocas del Plioceno tardío y Cuaternario del CVSLP.

Las REE tienen configuraciones electrónicas similares y el radio iónico decrece de manera sistemática, dentro de los materiales geológicos el comportamiento de estos elementos lo define el radio iónico, por lo que el grado de incompatibilidad dependerá del radio iónico y de la carga (entiéndase como

compatibilidad de elementos, los afines o comunes en un magma primitivo), las HREE sustituyen al aluminio en la estructura cristalina del granate, mientras que el Eu^{+2} sustituye al Ca en la plagioclasa, comportamientos importante en la petrología y como indicativos del fraccionamiento y evolución de los magmas.

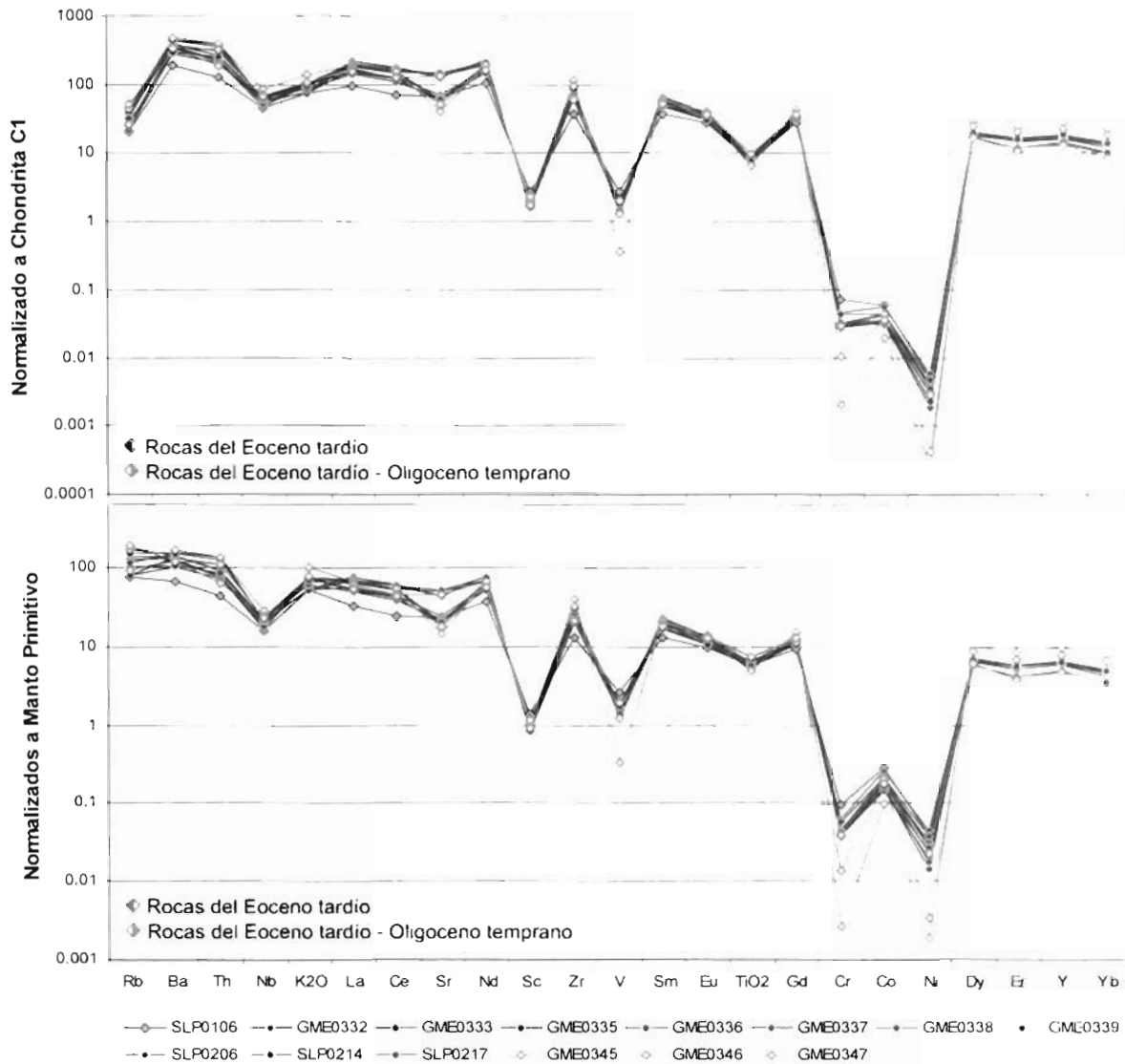


Figura 17. Diagramas multielementos normalizados a condrita C1 y manto primitivo con concentraciones de Sun y McDonough (1989), para las rocas básicas-intermedias del Eoceno tardío y Eoceno tardío – Oligoceno temprano.

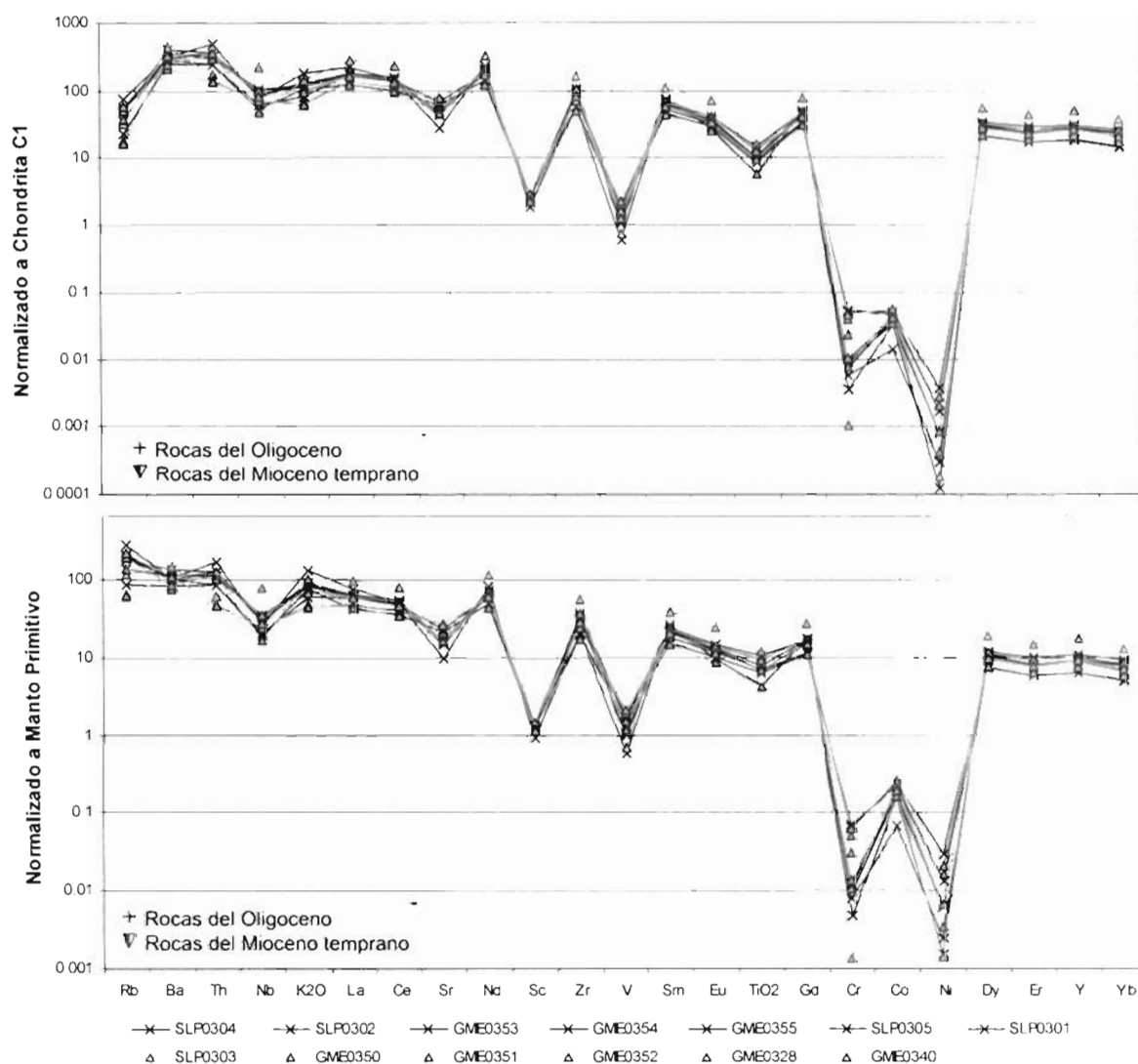


Figura 18. Diagramas multielementos normalizados a condrita C1 y manto primitivo con concentraciones de Sun y McDonough (1989), para las rocas básicas-intermedias del Oligoceno y Mioceno temprano.

Las REE se grafican en diagramas de “Masuda”, “Masuda-Coryell” o “Coryell” (White, op. cit.), y se expresan el logaritmo de las abundancias relativas con respecto al número atómico. Las abundancias relativas son la concentración en la muestra entre la concentración en un material de referencia. Los valores de normalización utilizados son Condritas, manto primitivo, MORB, corteza continental (up y low) entre otros (Rollinson 1993, pag 134).

Otros de los diagramas que se aplican para graficar las REE en conjuntos con elementos traza como los **LILE** (*large ion lithophile elements*) y los elementos de alto potencial iónico también llamados *High Field Strength elements (HFSE)*, son denominados “Multielementos o de araña”. Dentro de los elementos LILE se encuentran el Rb, Cs, Sr y Ba, mientras que en los HFSE el Nb, Ta, Zr y Hf.

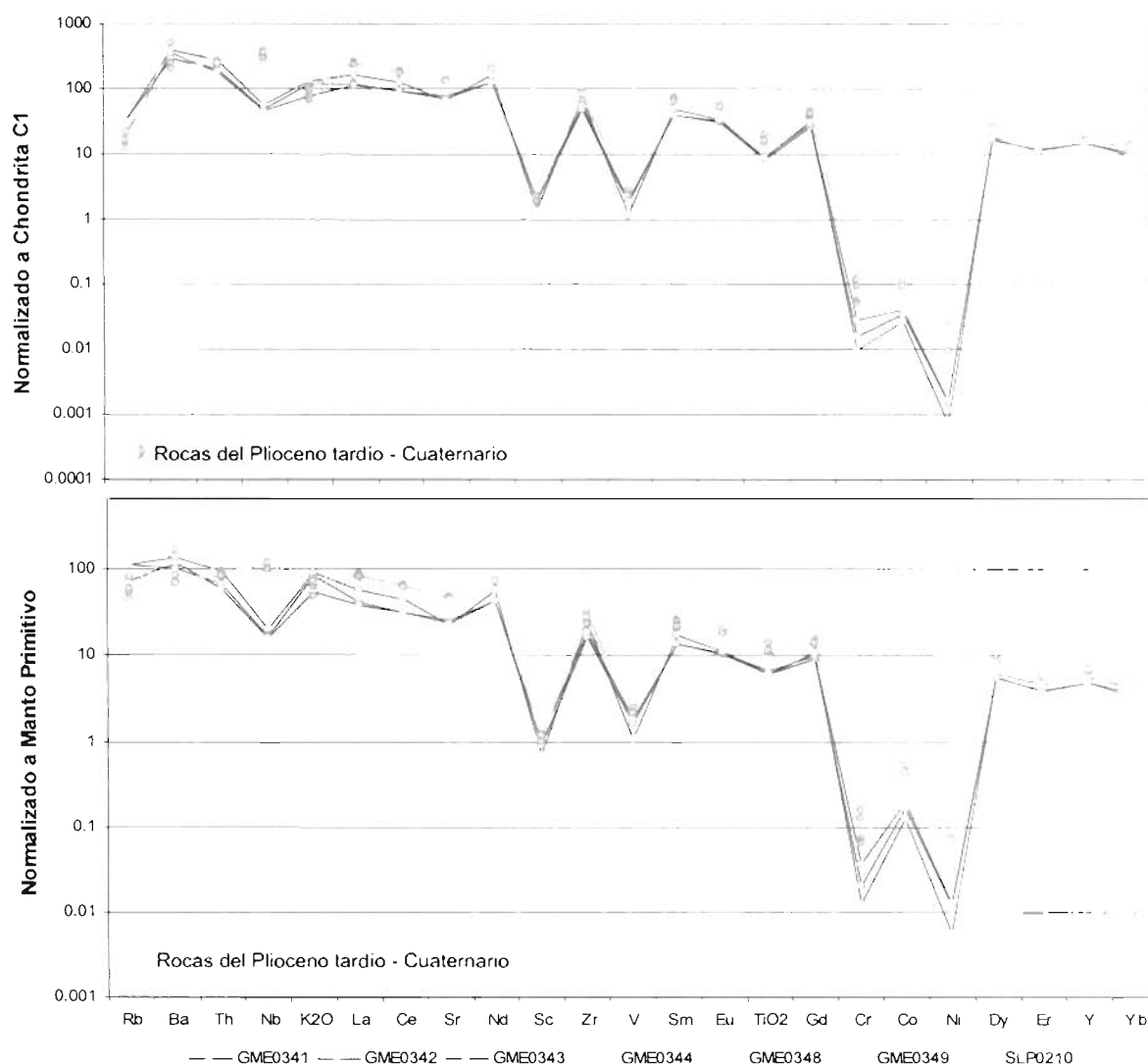


Figura 19. Diagramas multielementos normalizados a condrita C1 y manto primitivo con concentraciones de Sun y McDonough (1989), para las rocas básicas-intermedias del Plioceno tardío – Cuaternario.

IV.1.4. Diagramas de variación y discriminación con elementos traza

Antes que nada hay que tener claro el concepto de elemento traza y la gran importancia que radica en ellos para poder comprender e interpretar el comportamiento de los mismos en un sistema geológico dado.

Los elementos traza son aquellos elementos que NO son constituyentes estequiométricos de las fases mineralógicas presentes en el sistema de interés, es decir aquellos elementos que no afectan significativamente las propiedades químicas y físicas de un sistema.

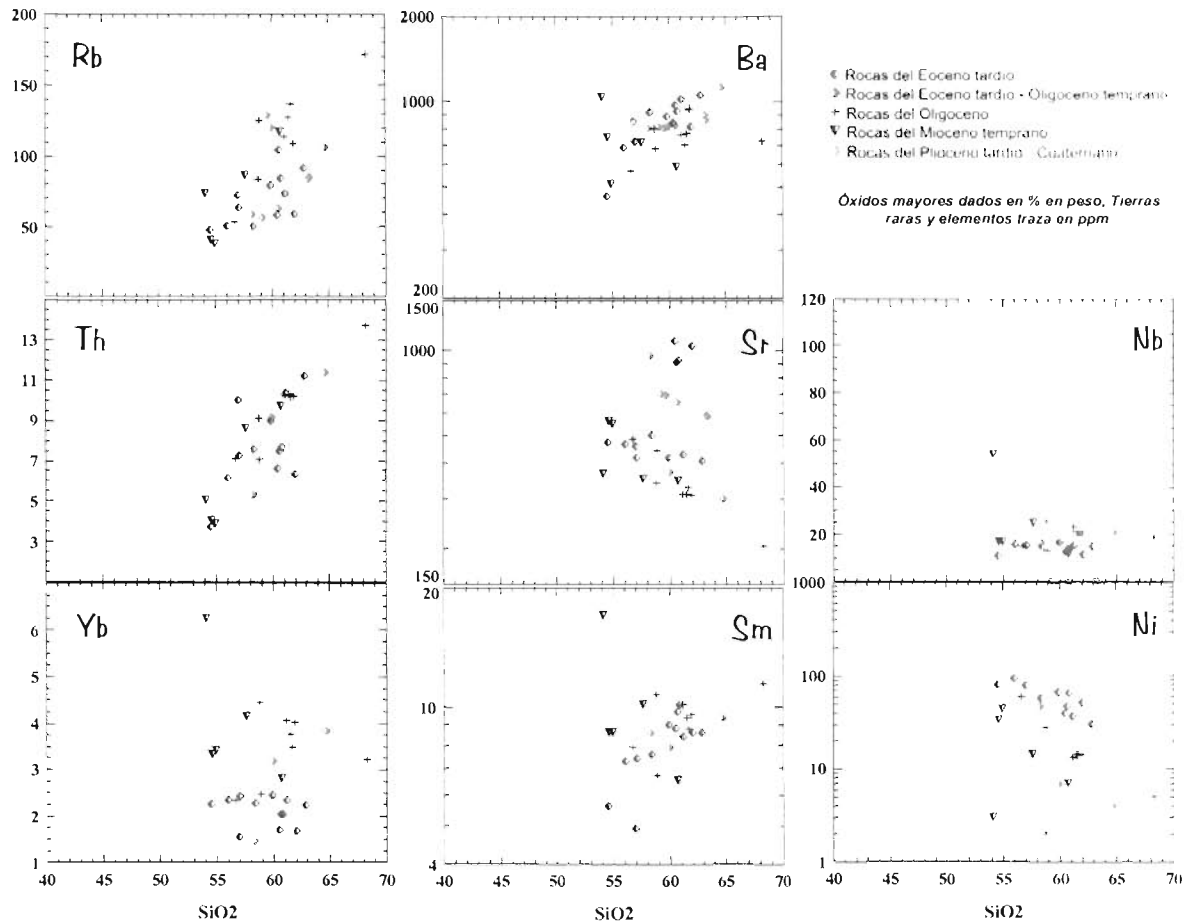


Figura 20. Diagramas de variación de algunos elementos traza (en ppm) vs. Sílice para las rocas básicas-intermedias del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

La importancia de los elementos traza radica, en que son considerados como tales mas de 70 elementos y los elementos mayores son aproximadamente entre 10 y 12 elementos, por lo tanto los elementos traza presentan mayor variación en las concentraciones que se encuentran contenidas en cualquier roca, estas concentraciones están expresadas por lo general en partes por millón (*ppm*) mientras que los elementos mayores están expresadas en por cientos (%), los elementos traza tienen propiedades químicas únicas y registran procesos que no se observan con los elementos mayores, tales como la formación y diferenciación de la tierra, procesos y dinámica de fusión del manto, formación de yacimientos minerales e hidrocarburos, cambios climáticos y circulación oceánica, así como en la contaminación ambiental por mencionar algunos.

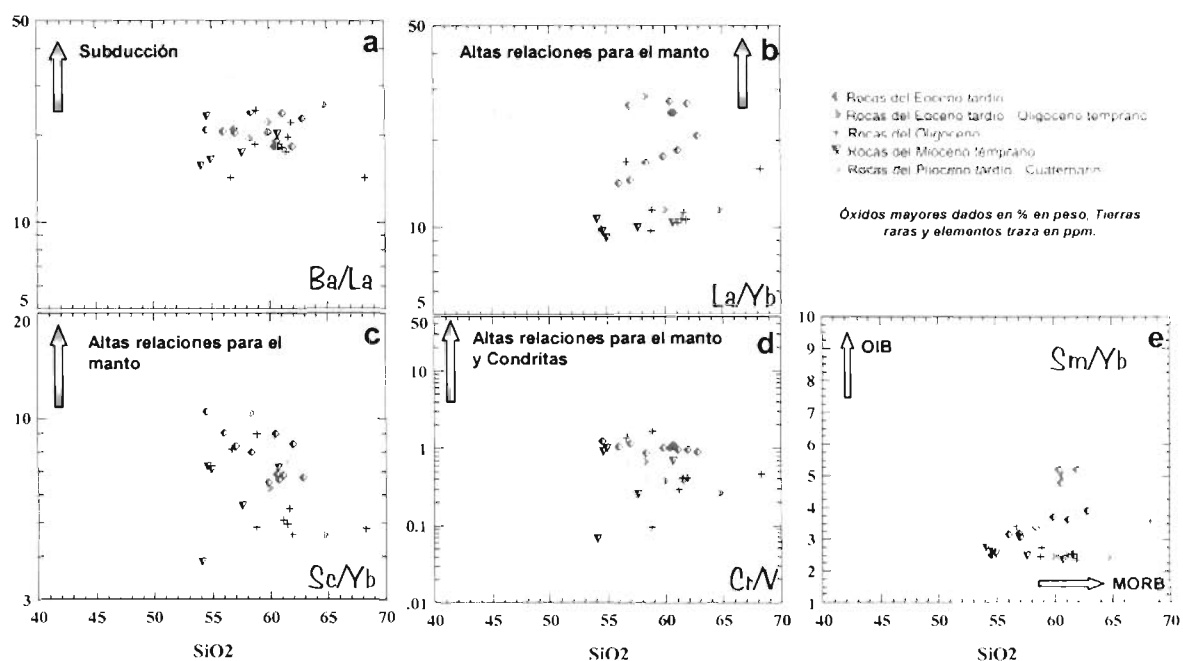


Figura 21. Diagramas de variación (a) Ba/La vs. Silíce; (b) La/Yb vs. Silíce; (c) Sc/Yb vs. Silíce; (d) Cr/V vs. Silíce y (e) Sm/Yb vs. Silíce para las rocas básicas-intermedias del CVSLP.

De manera general su comportamiento esta gobernado por el radio iónico y la carga. Los elementos incompatibles tienden a concentrarse en la corteza y

están empobrecidos en el manto. Es importante no perder de vista el comportamiento químico, ni la distribución de compatibilidad de cada elemento durante el análisis de los mismos, ya que permitirá hasta cierto punto inferir el posible origen tectonomagmático y la evolución petrogénica de las rocas básico-intermedias del CVSLP.

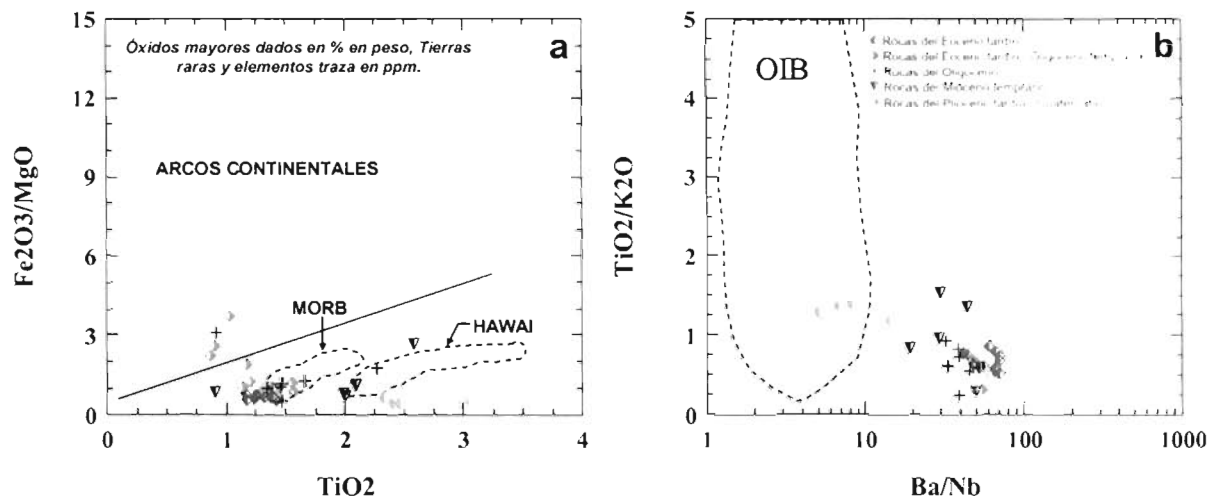


Figura 22. Diagramas de discriminación (a) Fe_2O_3/MgO % en peso vs. TiO_2 y donde se muestra el límite Kay et al., (1984); (b) TiO_2/K_2O vs. Ba/Nb para las rocas básicas-intermedias del CVSLP.

Los diagramas utilizados para graficar estos elementos son bivariantes (x vs. y) tipo Harker, y se pueden hacer infinidad de combinaciones teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, tales como algún elemento traza significativo versus un óxido mayor comúnmente sílice (SiO_2) o magnesio (MgO); sin embargo estos diagramas son mejores aún cuando se grafican relaciones, es decir A/B vs. C/D y/o con escalas Log – Log, ya que se involucran mas elementos haciendo el análisis más parecido a lo que se presenta en un sistema geológico.

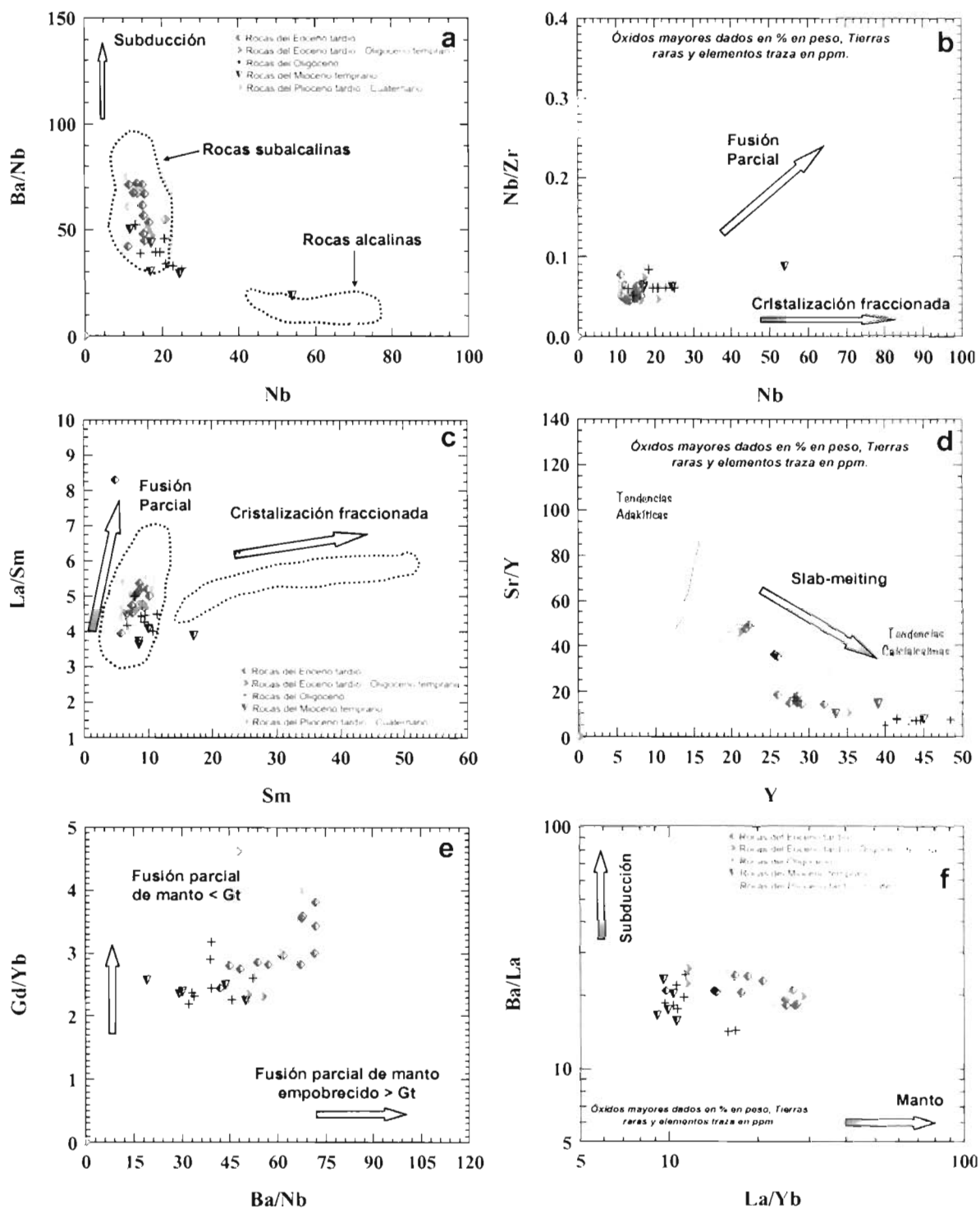


Figura 23. Diagramas de variación (a) Ba/Nb vs. Nb; (b) Nb/Zr vs. Nb; (c) La/Sm vs. Samario; (d) Sr/Y vs. Y; (e) Gd/Yb vs. Ba/Nb y (f) Ba/La vs. La/Yb para las rocas básicas-intermedias del CVSLP.

Estos diagramas son denominados por algunos autores como “*Diagramas de variación Tectonomagmática*”, y los cuales pueden identificar algún ambiente tectonomagmático dado, como son los arcos volcánicos, cuencas trans-arco, arcos oceánicos, basaltos intraplaca, basaltos del piso oceánico, MORB de tipo N y E, entre otros.

IV.2. Resultados de geoquímica para las rocas básicas-intermedias.

Andesita Casita Blanca (Tcb) (Eoceno tardío)

Esta unidad Andesita Casita Blanca presenta contenidos de óxidos mayores $\text{SiO}_2 = 54.5$ a 62.7% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 16\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 2.8\%$; $\text{FeO} = 2.6$ a 4.9% ; $\text{MgO} = 3.5$ a 5.6% ; $\text{TiO}_2 \sim 1.4\%$; $\text{CaO} = 5.1$ a 7.6% ; $\text{K}_2\text{O} \sim 1.8\%$; $\text{Na}_2\text{O} \sim 3.2\%$ (*Anexo A*); además muestran un ligero enriquecimiento de elementos incompatibles, principalmente de Na_2O ; así como en elementos traza, $\text{Ba} = 460$ a 1000 ppm; $\text{Rb} = 40$ - 100 ppm; $\text{Sr} = 400$ a 1000 ppm (*Anexo B*).

En base al diagrama de clasificación TAS (*Figura 12*) esta unidad volcánica tiene una variación desde andesita basáltica a andesita subalcalinas con contenido moderado de K_2O . Con una evolución ligeramente positiva con respecto al sílice. Dentro de los diagramas de Harker (*Figura 13*), las tendencias generales de estas rocas son congruentes a la evolución de un magma donde a mayor contenido de sílice hay empobrecimiento de los elementos compatibles como Mg, Ti, Fe y Ca en las plagioclasas, y a mayor contenido de sílice mayor existe enriquecimiento de elementos incompatibles (K y Na). Esta evolución del magma tiende más a ser por fusión que por cristalización fraccionada como se vera mas adelante.

Los diagramas de tierras raras normalizadas a condritas (C1) y al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Eoceno tardío (*Figura 14*), muestran un patrón de un ligero fraccionamiento de las tierras raras ligeras con respecto a la tierras raras pesadas; una muy ligera anomalía negativa en Eu, que

es consecuencia del fraccionamiento de la plagioclasa; en sus tierras raras pesadas presentan una tendencia casi horizontal, lo que se puede interpretar que la evolución del magma que dio origen a esta unidad volcánica, se está diferenciando en parte dentro de la base de la corteza, lo que permite que la tierras raras pesadas se fraccionen más y se encuentren minerales tales como plagioclasas Ca-Na; anfíboles y piroxenos principalmente cálcicas.

En los diagramas de araña (*Figura 14*) para estas rocas presenta una anomalía negativa en Rb relacionado a un posible cabeceo magmático (Gómez-Tuena, 2003), o bien entrando en la estructura de cristales en sustitución del potasio. También se presentan una anomalía en Sr, una negativa y otra ligeramente positiva, lo que puede estar relacionado a ligera contaminación cortical o ligera cristalización fraccionada. Para los elementos muy compatibles existe un ligero fraccionamiento.

Los diagramas mutielementos (*Figura 17*) nos muestran un comportamiento relativamente homogéneo, sin embargo el análisis se hace más evidente junto con las rocas de Eoceno tardío – Oligoceno temprano que se verá más adelante.

Los elementos traza (*Figura 20*) en general muestran enriquecimientos a mayor contenido de sílice, lo que es acorde a una evolución por fusión parcial, para el estroncio y nio el patrón es ligeramente horizontal, algo parecido pasa para el Yb, sin embargo en algunas muestras el contenido de sílice permanece casi constante y existe un enriquecimiento de este elemento lo que pudiera representar inyecciones de magmas menos evolucionados. Las relaciones de los óxidos de Ti y K (*Figura 13*) y de Ba/Nb (*Figura 23a*), presenta tendencias similares a un MORB, lo mismo para las relaciones Sm/Yb (*Figura 21e*). Para la relación Ba/La (*Figura 21a*) presenta concentraciones constantes pero por los contenidos relativamente altos tiende a los contenidos relacionados a una zona de subducción, la relación La/Yb (*Figura 21b*) se observan dos tendencias la primera con pendiente positiva con respecto al sílice mientras que la segunda con valores constantes y más altos que la primera, la relación Sc/Yb (*Figura 21c*) exhibe un

decremento conforme aumenta el contenido de sílice, lo que indica que estos magmas están sufriendo un fraccionamiento, a pesar de que esta relación se mantiene constante para rocas provenientes del manto, esto implica que si tiene una ingerencia el paso por la corteza. La relación Cr/V (*Figura 21d*) se mantiene casi constante y relativamente alta por lo que evidencian que son rocas generadas del manto superior. Para el diagrama de Kay *et al.*, (1984) (*Figura 22a*), se ubican cerca del campo de MORB, mientras que la relación de Ba/Nb (*Figura 23a*) las ubica claramente como rocas subalcalinas. Para el diagrama Nb/Zr vs. Nb (*Figura 23b*) presenta una pendiente ligeramente positiva relacionada a una fusión parcial, para el diagrama La/Sm vs. Sm (*Figura 23c*) esta unidad se ubica con tendencias relacionadas a una fusión parcial, lo mismo para el diagrama Sr/Y vs. Y (*Figura 23d*), estas rocas dentro de este mismo diagrama presenta tendencias de rocas calcialcalinas, para el diagrama Gd/Yb vs. Ba/Nb (*Figura 23e*) indican que posiblemente tienen mas contenido de un manto empobrecido.

Andesita Santa Catarina y Andesita El Mosco (Eoceno - Oligoceno)

Esta unidad volcánica presenta contenidos de óxidos mayores SiO₂= 56.7 a 63.5%; Al₂O₃ ~ 15.7%; Fe₂O₃ ~ 3.1%; FeO ~ 3.5%; MgO= 1.04 a 3.5%; TiO₂~ 1.4%; CaO= 5.1 a 7.6%; K₂O ~ 1.8%; Na₂O ~ 3.2% (*Anexo A*); de los elementos traza determinados muestran valores elevados de elementos incompatibles de Rb y Sr (*Anexo B*).

En base al diagrama de clasificación TAS (*Figura 12*) esta unidad volcánica tiene una variación desde andesita hasta dacita subalcalinas con contenido moderado de K₂O. Con una evolución ligeramente positiva con respecto al sílice. Dentro de los diagramas de Harker (*Figura 13*), las tendencias generales de estas rocas son congruentes a la evolución de un magma donde a mayor contenido de sílice hay empobrecimiento de los elemento compatibles como Mg, Ti, Fe y Ca en las plagioclasas, y a mayor contenido de sílice mayor existe enriquecimiento de elementos incompatibles (K y Na). Estas rocas de acuerdo a Martínez-Esparza,

(2004), tienen características que permiten separarlas del vulcanismo del Eoceno tardío, inclusive aún cuando presentan tendencias similares en los óxidos mayores, las rocas del Eoceno – Oligoceno presentan empobrecimiento de elementos compatibles.

En relación al contenido de sus tierras raras (*Figura 15*), y normalizadas a condritas y al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), se puede observar que muestran un patrón donde existe un mayor fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE); por lo que nos puede indicar que estas rocas tienen un grado de diferenciación en la corteza ya que la relación LREE/HREE >1 y también muestra una pendiente descendente dentro de las tierras raras pesadas.

En los diagramas de araña (*Figura 15*) para estas rocas presentan fraccionamiento tanto en el Rb como en el Sr, y presentan patrones similares a las rocas del Eoceno tardío.

Los diagramas mutielementos (*Figura 17*) nos muestran fraccionamiento mayor para los elementos compatibles. Estas rocas se siguen comparando hasta cierto punto en conjunto para demostrar que el vulcanismo del Eoceno tardío se puede separar claramente, y por lo tanto tener fuentes con evoluciones diferentes. Ambos eventos presentan anomalías negativas en Sc y V lo mismo que para el Cr y Ni, todos estos elementos muy compatibles al manto, sin embargo el Cr y Ni en las rocas del Eoceno –Oligoceno tienen un mayor fraccionamiento y empobrecimiento lo que indica que el magma que dio origen a estas rocas tuvo mayor interacción con la corteza continental, lo mismo que para las HREE y el Y.

Los elementos traza en general muestran enriquecimientos a mayor contenido de sílice, lo que es acorde a una evolución por fusión parcial, para el niobio el patrón es ligeramente horizontal mientras que el Sr es ligeramente negativo y para el Yb aparentemente la correlación es positiva (*Figura 20*). Las relaciones de los óxidos de Ti y K (*Figura 12*) y de Ba/Nb (*Figura 23a*), nos presentan tendencias similares a un MORB, las relaciones Ba/La (*Figura 21a*)

se muestra con pendiente positiva. Para la relación Sc/Yb (*Figura 21c*) existe un decremento con mayor pendiente conforme aumenta el contenido de sílice, lo que indica que estos magmas están sufriendo un fraccionamiento aun mayor que las rocas de la Andesita Casita Blanca, e implica mayor interacción durante el paso a través la corteza. La relación Cr/V (*Figura 21d*) decrece con una pendiente ligeramente suave, pero las concentraciones son menores que las rocas del Eoceno tardío, esto nos esta relacionando a que posiblemente están originadas mas por materiales de la base de la corteza, para los diagramas de La/Yb (*Figura 21b*) y Sm/Yb (*Figura 21e*) el comportamiento de las rocas de las andesitas Santa Catarina y El Mosco se comportan de manera caótica. Para el diagrama de Kay *et al.*, (1984), se ubican cerca del campo de MORB y tres de ellas dentro del campo de arcos continentales (*Figura 22a*), mientras que la relación de Ba/Nb (*Figura 23a*) las ubica claramente como rocas subalcalinas. Para el diagrama Nb/Zr vs. Nb (*Figura 23b*) presenta una pendiente ligeramente positiva relacionada a una fusión parcial, para el diagrama La/Sm vs. Sm (*Figura 23c*) esta unidad se ubica con tendencias relacionadas a una fusión parcial, lo mismo para el diagrama Sr/Y vs. Y (*Figura 23d*), estas rocas dentro de este mismo diagrama presenta tendencias de rocas calcialcalinas Gd/Yb vs. Ba/Nb indica que posiblemente tienen mas contenido de un manto empobrecido, mientras que para el diagrama Ba/La vs. La/Yb (*Figura 23f*) un grupo exhibe tendencias relacionada a la subducción mientras que otro presenta relaciones altas de La/Yb comunes en el manto.

En base a las observaciones hechas en los diagramas anteriores, estas rocas tienden a estar relacionadas a subducción, al igual que las rocas de la Andesita Casita Blanca, sin embargo presentan mayor interacción con la corteza y/o mayor aporte de material de la base de la misma. Con estas evidencias y las presentadas por Martínez-Esparza, (2004) es claro que este vulcanismo es contemporáneo pero no co-magmático.

Andesita Calderón (Tac) y Andesita Estanco (Tae) (Oligoceno)

Esta unidad volcánica presenta contenidos de óxidos mayores $\text{SiO}_2 = 56.6$ a 68.2% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 15\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.7$ a 4.08% ; $\text{FeO} = 2.9$ a 5.2% ; $\text{MgO} = 0.89$ a 3.26% ; $\text{TiO}_2 = 0.92$ a 2.27% ; $\text{CaO} \sim 5.3\%$ con excepción de la muestra SLP0304 que tiene 2.9% ; $\text{K}_2\text{O} = 1.7$ a 3.8% ; $\text{Na}_2\text{O} \sim 3.2\%$ (*Anexo A*); además muestran un ligero enriquecimiento de elementos incompatibles, principalmente de Na_2O ; así como en elementos traza, $\text{Ba} = 565$ a 800 ppm y $\text{Rb} \sim 113$ ppm (*Anexo B*).

Con base en el diagrama de clasificación TAS (*Figura 12*) esta unidad volcánica tiene una variación desde andesita basáltica a andesita subalcalinas con contenido alto de K_2O , la muestra SLP0304 se clasifica como dacita. Con una evolución ligeramente positiva con respecto al sílice. Dentro de los diagramas de Harker (*Figura 13*), las tendencias generales de estas rocas son congruentes a la evolución de un magma donde a mayor contenido de sílice hay empobrecimiento de los elemento compatibles como Mg, Ti, Fe y Ca en las plagioclasas, y a mayor contenido de sílice mayor existe enriquecimiento de elementos incompatibles (K y Na), en especial con el K.

Los diagramas de tierras raras (*Figura 16*) normalizadas a condritas (C1) y al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Oligoceno, muestran un patrón de mayor fraccionamiento de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas; una pronunciada anomalía negativa en Eu, que es consecuencia del fraccionamiento de la plagioclasa.

En los diagramas de araña (*Figura 16*) estas rocas presentan anomalía negativa de Rb, Nb y Sr lo que se puede interpretar como un fraccionamiento de elementos incompatibles en la base de la corteza. El fraccionamiento del Cr y Ni en el diagrama normalizado a manto primitivo, permite establecer que tiene mas aporte de la corteza que del manto.

Los diagramas mutielementos (*Figura 18*) muestran un comportamiento relativamente homogéneo entre las rocas analizadas, sin embargo el análisis se hace mas evidente junto con las rocas de Mioceno que se vera más adelante.

Los elementos traza en general muestran enriquecimientos de elementos incompatibles a mayor contenido de sílice, lo que es acorde a una evolución por fusión parcial, para el estroncio y niobio el patrón es ligeramente horizontal, mientras que para el Yb existe una tendencia claramente decreciente lo mismo pasa con el Ni (*Figura 20*). Las relaciones de los óxidos de Ti y K (*Figura 12*) y de Ba/Nb (*Figura 23a*), presentan tendencias similares a las de un MORB, lo mismo para las relaciones Sm/Yb (*Figura 21e*). Para la relación Sc/Yb (*Figura 21c*) se mantiene relativamente constante conforme aumenta el contenido de sílice. La relación Cr/N (*Figura 21d*) se presenta un tanto caótica, mientras que la relación La/Yb (*Figura 21b*) tiene una pendiente negativa. Para el diagrama de Kay *et al.*, (1984) (*Figura 22a*), se ubican cerca del campo de MORB y una muestra dentro del campo Hawai, la relación de Ba/Nb (*Figura 23a*) las ubica como rocas subalcalinas con tendencias a alcalinas, en el diagrama TiO_2/K_2O vs. Ba/Nb (*Figura 22b*) exhibe tendencias negativas. Para el diagrama Nb/Zr vs. Nb (*Figura 23b*) muestra una variación ligeramente horizontal lo que indica tendencia a cristalización fraccionada, sin embargo en el diagrama La/Sm vs. Sm (*Figura 23c*) esta unidad se ubica en las tendencias de una fusión parcial lo mismo que el diagrama Sr/Y vs. Y (*Figura 23d*) con tendencias de las rocas calcialcalinas, las relaciones de Gd/Yb y Ba/Nb (*Figura 23e*) indica que posiblemente tienen más contenido de un manto empobrecido.

En general los resultados que arrojan los diagramas mostrados anteriormente sugieren que es necesario hacer un análisis tomando en cuenta unidades que subyacen y sobreyacen a estas rocas para establecer con mayor claridad el origen de estos magmas, sin embargo es posible establecer algunas hipótesis de su origen que se verán más adelante (capítulo VI).

Basalto Cabras (Tbc) (Mioceno)

Esta unidad volcánica presenta contenidos de óxidos mayores $SiO_2 = 54.06$ a 60.7% ; $Al_2O_3 \sim 15\%$; $Fe_2O_3 = 2.9$ a 4.05% ; $FeO = 3.8$ a 8.4% ; $MgO = 2.2$ a 5.4% ;

TiO₂= 0.9 a 2.58%; CaO ~ 6.7%; K₂O= 1.3 a 3.04%; Na₂O ~ 2.7% (*Anexo A*); además muestran un ligero enriquecimiento de elementos incompatibles; así como en Ba= 510 a 1030 ppm (*Anexo B*).

Con base en el diagrama de clasificación TAS (*Figura 12*) esta unidad volcánica tiene una variación desde andesita basáltica a andesita subalcalinas con contenido moderado de K₂O. Con una evolución ligeramente positiva con respecto al sílice. Dentro de los diagramas de Harker (*Figura 13*), las tendencias generales de estas rocas son congruentes a la evolución de un magma donde a mayor contenido de sílice hay empobrecimiento de los elementos compatibles espacialmente el Ti, y a mayor contenido de sílice mayor existe enriquecimiento de elementos incompatibles (K y Na).

Los diagramas de tierras (*Figura 15*) raras normalizadas a condritas (C1) y al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Mioceno, muestra un patrón de mayor fraccionamiento de las tierras raras ligeras con respecto a la tierras raras pesadas; una moderada anomalía negativa en Eu, que es consecuencia del fraccionamiento de la plagioclasa.

En los diagramas de araña (*Figura 15*) para estas rocas presenta anomalías negativas de Rb y Sr, y fraccionamiento pronunciado en el Nb, por lo que se interpreta como un fraccionamiento de elementos incompatibles en la base de la corteza. El fraccionamiento del Cr y Ni en el diagrama normalizado a manto primitivo permite establecer que tiene mas aporte de la corteza que del manto.

Los diagramas mutielementos (*Figura 18*) muestran anomalías en Sc y V, lo que indica mayor material de la corteza, lo mismo pasa para el Cr y Ni. Estas rocas están sufriendo un fraccionamiento en los elementos compatibles por lo que se interpreta como mayor interacción con la corteza. En un análisis en conjunto con las rocas del Oligoceno se observa que presentan patrones similares pero que las rocas más jóvenes tienen más interacción y/o más aporte de material de la corteza.

Los contenidos de elementos traza en el Basalto Cabras en general muestran enriquecimientos de elementos incompatibles (Ba, Rb y Th) a mayor contenido de sílice, para el estroncio y niobio el patrón es ligeramente horizontal, mientras que para el Yb existe una tendencia claramente decreciente lo mismo pasa con el Ni (*Figura 20*). Las relaciones de los óxidos de Ti y K (*Figura 12*) y de Ba/Nb (*Figura 23a*), muestran tendencias similares a las de un MORB, lo mismo para las relaciones Sm/Yb (*Figura 21e*). Para la relación Sc/Yb (*Figura 21c*) se ven dos tendencias de enriquecimiento conforme aumenta el contenido de sílice. La relación Cr/N (*Figura 21d*) tiene la misma tendencia con una pendiente positiva, mientras que la relación La/Yb (*Figura 21b*) se ve una pendiente ligeramente negativa. Para el diagrama de Kay *et al.*, (1984), se ubican cerca del campo de MORB (*Figura 22a*), la relación de Ba/Nb (*Figura 23a*) las ubica como rocas subalcalinas y una muestra cerca de las rocas alcalinas. La relación La/Sm (*Figura 23c*) indica fusión parcial pero una muestra tiende a la cristalización fraccionada. En el diagrama Nb/Zr vs. Nb (*Figura 23b*) nuevamente se observan tendencias relacionadas a la cristalización fraccionada mientras que en el diagrama Sr/Y vs. Y (*Figura 23d*) muestra tendencias relacionadas a una fusión, las relaciones de Gd/Yb y Ba/Nb (*Figura 23e*) indican que posiblemente tienen más contenido de un manto empobrecido.

En general los resultados que arrojan los diagramas mostrados anteriormente muestran tendencias parecidas a un proceso de fusión parcial con ligera ingerencia de una cristalización fraccionada, así mismo presenta considerables diferencias con las tendencias y comportamiento con las rocas analizadas por Torres-Aguilera (2005), sin embargo permiten establecer algunas hipótesis de su origen que se verán más adelante (capítulo VI).

Formación Las Joyas (Qbj) (Plioceno – Cuaternario)

Las rocas de la Formación Las Joyas presentan dos grupos con comportamientos totalmente opuestos, similares a los que se presentaron con los

minerales obtenidos con norma CIPW, para las muestras SLP0341 al 0343 presenta contenidos de óxidos mayores $\text{SiO}_2 = 56.9$ a 61.6% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 17.2\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 2.9\%$; $\text{FeO} = 3.3$ a 4.7% ; $\text{MgO} = 2.6$ a 4.4% ; $\text{TiO}_2 \sim 1.4\%$; $\text{CaO} \sim 6.3\%$; $\text{K}_2\text{O} = 1.66$ a 2.7% ; $\text{Na}_2\text{O} \sim 3.2\%$ (*Anexo A*); mientras que las demás muestras presentan contenidos de óxidos mayores $\text{SiO}_2 = 42.2$ a 46.7% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 13\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 5\%$; $\text{FeO} \sim 7.3\%$; $\text{MgO} = 7.8$ a 13.02% ; $\text{TiO}_2 \sim 2.9\%$; $\text{CaO} \sim 8.9\%$; $\text{K}_2\text{O} = 1.4$ a 2.3% ; $\text{Na}_2\text{O} \sim 4.3\%$ (*Anexo A*). Durante el análisis que se presentara a continuación se agrupara a las muestras GME0341, GME0342 y GME0343 como el grupo uno y a las muestras GME0344, GME0348, GME0349, SLP0210 Y B23Qbj como el grupo dos.

Con base en el diagrama de clasificación TAS (*Figura 12*) esta unidad volcánica tiene una variación desde andesita basáltica a andesita subalcalinas con contenido alto de K_2O para el primer grupo mientras que el grupo dos se ubica en varios campos, tres de las muestras son basanitas y dos muestras son traquibasaltos potásicos, estas últimas cinco muestras dentro de las rocas alcalinas. Dentro de los diagramas de Harker (*Figura 13*), el grupo uno presenta tendencias generales, similares a las rocas más antiguas, sin embargo las rocas del segundo grupo claramente están enriquecidas en elementos compatibles.

De manera general las muestras SLP0341 al 0343, tienen comportamientos similares a las rocas más antiguas, por lo que el análisis de los demás diagramas se hará solamente para las rocas alcalinas.

El patrón de tierras raras (*Figura 16*) normalizadas al manto primitivo y a condritas (C1) (Sun y McDonough, 1989); muestran un fraccionamiento mayor de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas, lo cual representa un diagrama característico de tierras raras muy similar a rocas calcoalcalinas, en algunas muestras exhiben una ligera anomalía positiva de Eu, lo que indica el fraccionamiento de plagioclasa. Una de las características geológicas de esta unidad volcánica, es que son eventos puntuales que ascendieron desde el

manto superior y llegan a contener xenolitos del manto (lherzolitas) y granulitas de la base de la corteza (Aranda-Gómez et al., 1990; Aranda-Gómez et al., 1993).

En los diagramas de araña (*Figura 16*) para estas rocas presenta anomalías negativas de Rb, y el comportamiento del Nb es totalmente opuesto, de enriquecimiento para las rocas alcalinas y empobrecimiento para las subalcalinas. El fraccionamiento del Cr y Ni en el diagrama normalizado a manto primitivo permite establecer que el primer grupo tiene mayor interacción en la corteza, mientras que las rocas del segundo grupo ligeramente se enriquecen por lo que son ascensos directamente del manto.

En los diagramas mutielementos (*Figura 19*) muestran patrones ligeramente diferentes para cada grupo, con anomalías opuestas del Nb y anomalías negativas en Sc y V, algo similar para el Cr y Ni, sin embargo para las subalcalinas es mayor el empobrecimiento.

Los elementos traza (*Figura 20*) en general muestran empobrecimiento de elementos incompatibles y enriquecimiento marcado de elementos compatibles, lo que sugiere una evolución magmática por fusión parcial para el primer grupo y ascenso directamente del manto para el segundo grupo, para el estroncio el patrón es ligeramente horizontal, mientras que para el Nb existe una tendencia claramente decreciente, lo mismo pasa con el Ni. Las relaciones de Ba/La (*Figura 21a*) son altas para el primer grupo lo que indicaría que existieron factores durante el ascenso diferentes a las del grupo dos que presenta concentraciones bajas para esta relación. En los diagramas La/Y (*Figura 21b*), Sc/Yb (*Figura 21c*) y Cr/N (*Figura 21d*) las concentraciones del grupo dos son claramente mayores que las del grupo uno, dichas concentraciones son características para material del manto y contritas. Para el diagrama de Kay *et al.*, (1984), el primer grupo se ubica dentro del campo MORB, mientras que las rocas del segundo grupo se localizan cerca del campo de rocas características de un ambiente tipo Hawai (*Figura 22a*), mientras que en el diagrama de TiO₂/K₂O vs. Ba/La (*Figura 22b*) el segundo grupo se ubica dentro del campo de un ambiente tipo OIB, algo similar se presenta

en el diagrama Sm/Yb vs. SiO₂. Para el diagrama Ba/Nb vs. Nb (*Figura 23a*) el primer grupo se ubica en las rocas subalcalinas y el segundo grupo en las rocas alcalinas, las relaciones de Nb/Zr (*Figura 23b*) claramente muestran que el material que generó las rocas del segundo grupo es derivado por un proceso de fusión parcial, en este caso del manto. Las relaciones Gd/Yb vs. Ba/Nb (*Figura 23e*) indican que el segundo grupo posiblemente tiene contenidos característicos de un manto enriquecido y el primer grupo característicos de un manto empobrecido o bien que existió algún tipo de interacción con la corteza durante el ascenso.

Los magmas generados durante el Pilo-Cuaternario, evidencian rasgos muy peculiares que en base a su distribución espacial, denotan zonas con diferentes influencias petrogenéticas, que si bien no permiten esclarecer cuáles son esas ingerencias, por lo menos permite separar este vulcanismo en dos grupos bien definidos.

IV.3. Discusión de los resultados de geoquímica.

El análisis anterior a manera de discusión puede orientar en identificar los distintos ambientes tectónicos a los que están asociados el emplazamiento de las diferentes unidades básicas-intermedias, así en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, se han observado varios eventos magmáticos asociados a rocas de composición desde andesítica a basáltica, algunos asociados a un régimen de extensión que se ha generado desde la formación del CVSLP, teniendo un paroxismo durante el Oligoceno y hasta el Cuaternario, el vulcanismo básico principalmente en forma puntual utilizando las fallas y fracturas que fueron formadas durante todo el Cenozoico.

La extravasación de rocas básicas e intermedias inicio durante el Eoceno con derrames de la Andesita Casita Blanca, donde se emplazaron rocas con edades entre 43.5 a 42.5 Ma, posteriormente hubo una etapa de depósito de sedimentos

continentales; la actividad volcánica de la unidad Andesita Casita Blanca continuó entre 37 a 34.5 Ma, principalmente dentro de la región de Aqualulco, durante esta segunda etapa de actividad volcánica inicia la extravasación de rocas estrusivas de composiciones similares en la región de Santa Catarina con edades que van de 33.5 a 32.2 Ma. Observando las características geoquímicas de todas las rocas de la Andesita Casita Blanca, es decir considerando el vulcanismo generado desde los 43.5 Ma hasta 31.1 Ma, se tiene que la composición varía de andesitas-basáltica a andesita; con patrones de tierras raras muy característicos y que muestra que éstas rocas se están fraccionando de sus tierras raras ligeras, lo cual se originó en la base de la corteza, y además de mostrar un patrón de HREE casi plano, que es generado por el bajo fraccionamiento, lo que nos puede indicar que conserva aún material del manto. Considerando una subducción casi plana de alrededor desde 17° a 30° (Gutscher et al., 2000), es factible que estas rocas estén relacionadas a subducción pero el material que aporta esta subducción sería en todo caso la fusión de la cuña del manto.

Algo similar pasa con las rocas del Eoceno tardío – Oligoceno temprano, sin embargo, estas presentan una mayor interacción con la corteza continental, ya que son rocas más diferenciadas variando desde dacitas hasta traquiandesitas, y dentro de su patrón de REE, se puede observar la diferencia con las rocas del Eoceno, ya que se fraccionan un poco más en las tierras raras pesadas.

En el período de 21 Ma, se desarrolló un vulcanismo andesítico-basáltico que cubre a los derrames de lava y flujos piroclásticos riolíticos asociados a evento principal del CVSLP, las cuales son rocas andesíticas-basálticas, y fueron extravasadas a través de fracturas o fisuras con orientación NW-SW, perpendiculares a la estructura principal del Graben de Villa de Reyes. El patrón de tierras raras muestra que fueron ligeramente diferenciadas dentro de la corteza, ya que tienen un leve fraccionamiento de sus LREE, además de una pequeña anomalía de Eu, también se puede considerar que este vulcanismo puntual sufre

una pequeña diferenciación magmática dentro de corteza, ya que la relación $LREE/HREE < 1$ (Henderson, 1984).

El último grupo de rocas básicas-intermedias asociadas a un magmatismo residual a la formación del CVSLP, es la unidad volcánica de la Formación Las Joyas, cuyas composiciones varían de traquibasalto a tefrita-basanítica con contenido alto de K; el vulcanismo reciente se considera que tiene características alcalinas, que continuó durante el Plioceno y Pleistoceno, que se extravasados a través de conos cineríticos, derrames de lava asociados y erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares); teniendo el inicio del vulcanismo alrededor de 5 Ma y terminando aproximadamente a 0.4 Ma. Las fuentes de estos basaltos están íntimamente relacionados a la intersección del Graben de Villa de Reyes con otras estructuras de carácter regional (Aranda-Gómez et al., 1983; Tristán-González, 1986). Los derrames de lavas y depósitos piroclásticos contienen xenolitos de lherzolita de espinela provenientes del manto y de granulitas feldespáticas de granitos precámbricos procedentes de la base de la corteza (Aranda-Gómez y Luhr, 1990); a los que se determinaron una edad de 1248 ± 69 Ma (isocrona de Nd; Shaaf et al., 1994). Según el patrón de tierras raras que presentan un fraccionamiento mayor de LREE con respecto a la HREE, tienen características muy similares a un vulcanismo intraplaca.

Las evidencias presentadas, permiten poner a discusión si el vulcanismo reciente del CVSLP es únicamente relacionado a un ambiente de intraplaca, o bien, otros procesos tuvieron igerencia sobre estas rocas.

CAPÍTULO V

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ

La Mesa Central de México, se encuentra afectada a fines del Mesozoico y principios del Cenozoico por la orogenia Laramide y a partir del Paleoceno-Eoceno, por un tectónica extensional, formando estructuras de tipo fosas y pilares tectónicos a lo que se conoce como "Basin and Range" (Stewart, 1978) que tienen una dirección general NW-SE; varios autores han hecho énfasis en que el "grano tectónico" de las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato está dominado por pilares y fosas tectónicas que conservan las direcciones NE-SW (GVR) y NW-SE (Grabens de Bledos, Enramadas, Loreto y Aguascalientes). También se ha propuesto (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez *et al.*, 1989) que estas estructuras formen parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range Province).

Stewart (1978), en una amplia revisión acerca de la provincia de Cuencas y Sierras, la definió como una extensa área en el oeste de los Estados Unidos de

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

La extensión regional que comenzó a actuar a partir del Oligoceno medio y tardío (Stewart, 1978; Henry y Aranda Gómez, 1992), dio como resultado la formación de una serie de fosas y pilares tectónicos, con orientación que varían entre N 30-40° W en el oeste de E.U.A., esta tendencia cambia gradualmente hacia el NNE en el área del Río Grande. En la parte central de México (extremo meridional de la provincia Cuencas y Sierras) se desarrolló una zona donde se formaron fosas tectónicas con una orientación al N y NW como las estructuras de Caldera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo (Martínez-Ruiz, 1984; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989). En Durango y Chihuahua también ocurrió algo similar (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Se han propuesto muchas hipótesis acerca del origen de Cuencas y Sierras (C y S). Bott (1981) propuso un modelo para la formación de fosas tectónicas asociadas al vulcanismo intracontinental. En él considera que el vulcanismo ocurre

bajo condiciones de extensión cortical, en regresiones de flujo térmico alto. Esto desarrolló un conjunto de fallas y fracturas en la parte de la corteza conocida como capa frágil o quebradiza. En la capa inferior conocida como capa dúctil, aproximadamente entre los 10 y 25 Km., de profundidad, la extensión es disipada por desplazamiento. En la corteza frágil se producen rupturas y es penetrada por intrusiones magmáticas de composición química variada. Las fracturas abiertas sirvieron además como conductos para la convección hidrotermal y ascenso de flujo térmico. De acuerdo a este modelo, durante la etapa preliminar al fallamiento y combamiento de la capa frágil en una región extensa es el ascenso del manto, con la consecuente fusión parcial por disminución de la presión a temperatura constante. Estos magmas llegan a formar diapirismo del manto a lo largo de la región afectada. Así, la litosfera puede ser adelgazada en poco tiempo, dándose como resultado combamiento, ruptura y vulcanismo (*Figura 24*).

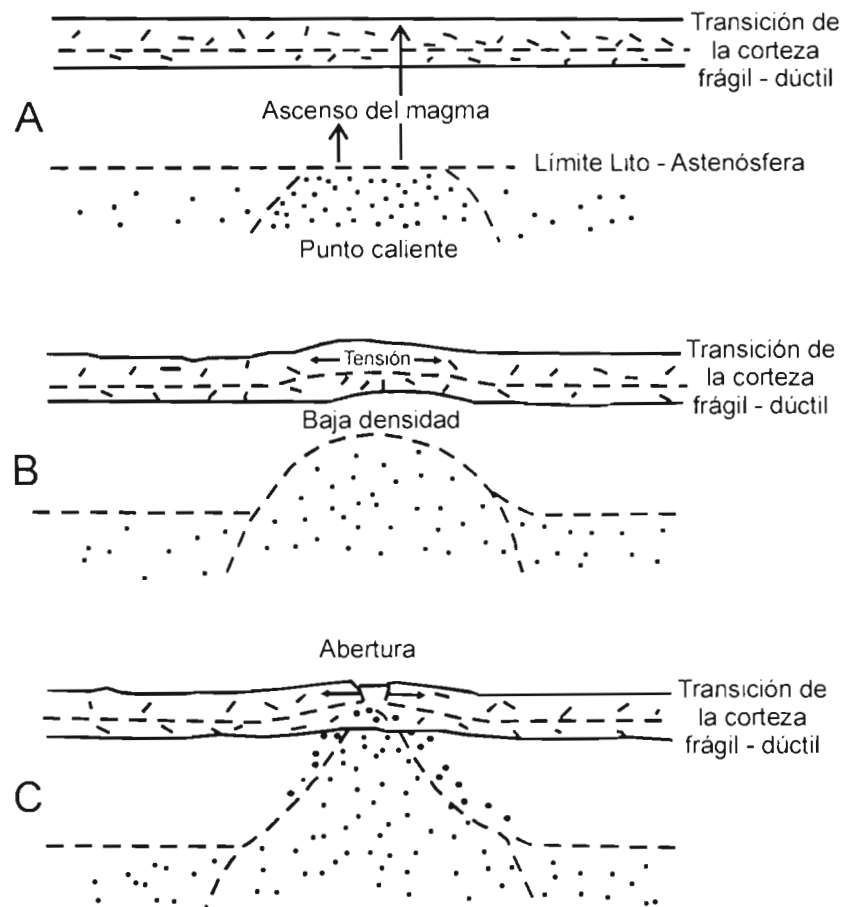
Sander y Jones (1999) publicaron una revisión crítica acerca de los modelos propuestos para el oeste de los E.U.A., excluyendo a la porción mexicana de C y S. Las hipótesis pueden agruparse en varios tipos extremos como:

Las que apelan a procesos intraplaca (i.e., debidos a fuerzas diversas generadas por las interacciones entre la placa Norteamericana con las placas Farallón y/o Pacífica, e.g., Severinghaus y Atwater, 1990).

Aquellas que asocian la extensión a procesos subcorticales (e.g., levantamiento o formación de una "ampolla" en el manto (diapirismo; Scholz *et al.*, 1971).

Las que emplean mecanismos intraplaca, principalmente la energía potencial gravitacional generada por engrosamiento local de la corteza por plegamiento y/o magmatismo (e.g., Wernicke *et al.*, 1987).

Dado que ninguno de los tipos extremos es capaz de por si solo explicar la complejidad de los fenómenos involucrados en la formación de la porción de CyS en el oeste de los E.U.A., también se han propuesto modelos que combinan dos o mas de estos mecanismos extremos (e.g., Sander y Jones, 1999).



- A. Inicio del ascenso del manto bajo la corteza.
- B. Combaramiento originando tensión en su cúpula.
- C. Formación de una fosa, por una ruptura en la cúpula del diapiro.

Figura 24. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión (Bott, 1981).

En comparación con el oeste de los E.U.A., la cantidad de información geológica y geofísica disponible acerca de la porción mexicana de C y S es muy limitada. Consecuentemente, el número de modelos también es más reducido, por lo que sólo se aspiran a explicar fenómenos aislados.

Para la extensión de la Mesa Central, el papel que jugaron las estructuras pre-existentes en la reactivación simultánea de sistemas ortogonales (NE y NW) de fallas normales cenozoicas en la Mesa Central fue analizado por Nieto-

Samaniego *et al.*, (1997) concluyéndose que durante el Cenozoico medio y tardío la deformación fue triaxial, con alargamiento principal máximo (~20%) aproximadamente E-W. Los sistemas de fallas reactivados fueron generados en varios pulsos de extensión durante el Paleógeno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). El límite norte de la Mesa Central lo constituye el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental. Los otros tres límites, este, oeste y sur están formados por sistemas de fallas regionales en los que se ha documentado actividad cenozoica. El límite este lo forma el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende cuya edad de actividad varía de norte a sur de Oligoceno en la región central (San Luis Potosí) a Mioceno hacia el límite sur (San Miguel de Allende). El límite sur lo forma la Falla del Bajío cuya actividad documentada abarca del Oligoceno al Mioceno medio, al igual que el Graben de Aguascalientes que constituye la parte sur del límite poniente de la Mesa Central. Hay una gran estructura que constituye el límite de las regiones norte y sur de la Mesa Central y buena parte de su límite occidental. Ese gran sistema de fallas denominado San Luis–Tepehuanes muestra evidencias de actividad durante el Eoceno y Oligoceno, y se puede documentar actividad Plioceno-cuaternaria solamente en su porción NW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

En el CVSLP se formaron importantes estructuras derivadas del proceso de extensión, como el Graben de Villa de Reyes, una estructura con orientación predominante N 25° E, rellena parcialmente por un grueso paquete de depósitos de caída, derrames piroclásticos, depósitos lacustres y aluviales con un espesor aproximado de 400 m (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986). Existiendo además estructuras transversales, como la fosa tectónica de Bledos (N 40° W) y Enramadas (N 50° W). Los autores citados consideraron que todas estas fosas tectónicas se formaron durante el Oligoceno medio. Otros investigadores (Aranda-Gómez *et al.*, 1989) han señalado que la extensión se realizó en varios pulsos, siendo probable que en todas estas estructuras haya habido más de un período a partir del Oligoceno.

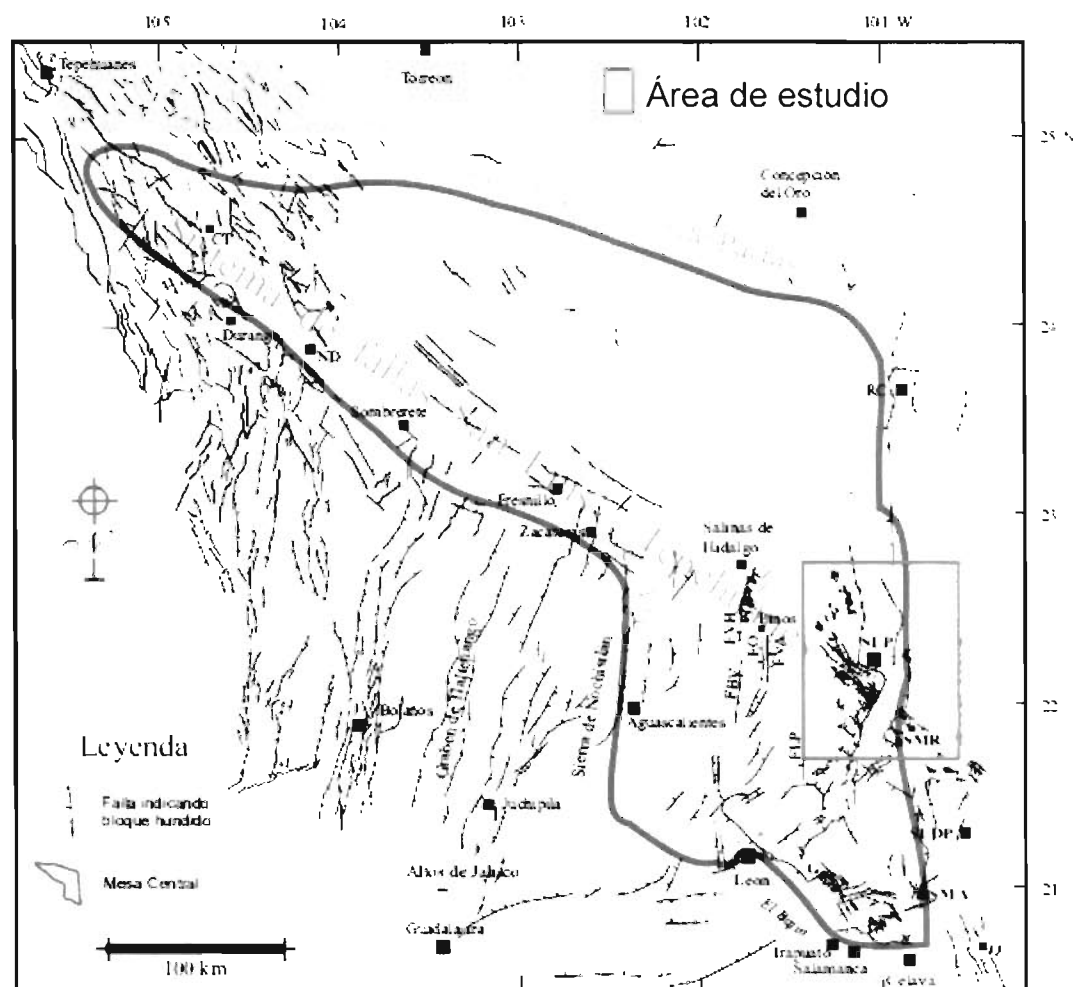


Figura 25. Mapa que muestra la localización de las estructuras mayores de la Mesa Central. GT: graben de Tepehuates, GR: graben de Rodeo, LS: laguna de Santiaguillo, GRCH-O: graben Río Chico-Otinapa, GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: graben El Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: graben de la Sauceda, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GVA: graben de Villa de Arista, GE: graben de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, SS: sierra de Salinas, RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro.). Tomado y modificado de Nieto-Samaniego (2005).

CAPÍTULO VI

HIPÓTESIS DEL ORIGEN DE LOS MAGMAS BÁSICOS-INTERMEDIOS

En base a los fechamientos obtenidos para este estudio, se puede afirmar que existen al menos tres etapas de vulcanismo básico-intermedio fundamentales en la formación del CVSLP, como se ha mencionado anteriormente.

Partiendo de esta premisa, como primera hipótesis, se plantea que los magmas generados durante el Eoceno y Oligoceno temprano tienen origen por procesos derivados de la subducción de la Placa Farallón, donde se considera que fue la etapa con menor ángulo de subducción y por lo tanto mayor ingerencia continente dentro del continente, así pues la ingerencia de esta subducción es la primera etapa de formación del CVSLP.

Esta primera hipótesis conlleva a que el principal elemento que está aportando los magmas es la fusión de la cuña del manto, y no directamente la placa que subduce, ya que los diagramas expuestos con anterioridad muestran que no presentan aporte de sedimentos que transporta la placa subduciente, y que

las rocas del Eoceno tardío tienen menos interacción con la corteza continental que las rocas del Eoceno tardío – Oligoceno temprano, y por lo tanto son contemporáneas pero no co-magmáticas.

Para la segunda hipótesis que se concentra en las rocas generadas durante el Oligoceno y Mioceno temprano, y que representan el segundo evento volcánico durante la formación del CVSLP, se tiene que son generadas por una tectónica extensional relacionada a la provincia de C y S.

Otra de la hipótesis para las rocas del segundo evento es que son originadas de la base de la corteza y el mecanismo que permitió el ascenso de los magmas fue una relajación de la subducción y/o que el ángulo de subducción aumentó alejando su ingerencia en la zona.

Para el magmatismo reciente se tiene que con las evidencias mostradas de que se puede separar en dos regímenes de emplazamiento, se tiene como hipótesis que el ascenso de los magmas subalcalinos vienen de un manto empobrecido y/o que presentaron mayor interacción con la corteza, mientras que los magmas alcalinos evidencian un comportamiento tipo E-MORB, lo que todo indica un rápido ascenso desde el manto.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

La caracterización geoquímicamente para las unidades básicas-intermedias del Campo Volcánico de San Luis Potosí es la siguiente:

Las rocas de la unidad Andesita Casita Blanca (Tcb) (Eoceno) tienen composiciones que varían desde andesita basáltica hasta andesita; las rocas de las andesitas Santa Catarina (Tasc) y El Mosco (Tam) (Eoceno – Oligoceno) se caracterizan como latita, andesita, traquita y dacita; las rocas de las unidades Andesita Calderón (Tac), Andesita Estanco (Tae) y Andesita Santa María (Tasm) (Oligoceno), tiene composición de andesita basáltica y andesita, y que la muestra que se determina como dacita no es confiable debido al alto índice de pérdida por calcinación (LOI) que se obtuvo en los resultados de laboratorio; las rocas de la unidad Basalto Cabras (Tbc) (Mioceno) tienen composiciones que varían desde andesita basáltica hasta andesita; las rocas de la Formación Las Joyas (Qbj) presenta dos grupos, el primero con rocas caracterizadas como subalcalinas de composición andesítica, y el segundo grupo con rocas caracterizadas como

alcalinas de composición basanítica y traquibasáltica, en función del contenido de minerales calculados con la norma CIPW.

En base a los óxidos mayores se determina que el vulcanismo que generó las rocas de la unidad Tcb exhibe tendencias diferentes al vulcanismo que generó las rocas de las unidades Tasc y Tam, así mismo la unidad Tcb presenta tendencias más uniformes que las unidades Tasc y Tam las cuales se presentan más caóticas; las rocas de las unidades Tac, Tae y Tasm, presentan tendencias diferentes a las rocas del mioceno (Tbc); las rocas del Plioceno-Cuaternario exhibe tendencias que permiten hacer la separación nuevamente en dos grupos, el primero con contenidos similares a las rocas más antiguas mientras que el segundo con contenidos mayores de elementos compatibles y menores en elementos incompatibles.

Los diagramas de tierras raras para las rocas de la unidad Tcb indican patrones ligeramente horizontales en las HREE, por lo que se concluye que el material que las origina guarda características similares a las del manto, para las rocas de la unidad Tasc el fraccionamiento de las LREE y HREE es mayor, y se concluye que tiene mayor interacción con la corteza. Para las rocas del Oligoceno y Mioceno el fraccionamiento de las REE es mayor y la marcada anomalía negativa de Eu que indica fraccionamiento en las plagioclasas, permite concluir que el material que generó estas rocas pudiera provenir de la base de la corteza. Para las rocas del Plioceno-Cuaternario se concluye que en base a lo mostrado en los patrones de REE el mecanismo de ascenso y/o la interacción con la corteza fue diferente para los dos grupos antes mencionados y que el material que origina estas rocas proviene de un manto enriquecido.

En base al análisis hecho mediante elementos traza se concluye que la segunda actividad volcánica de la unidad Tcb es contemporánea con las unidades Tasc y Tam pero NO co-magmáticas; que la unidad Tcb está directamente relacionada a una zona de subducción, pero que el material que origina estas rocas representa una fusión parcial de la cuña del manto por la deshidratación de

la placa que subduce, mientras que las unidades Tasc y Tam el material que las origina tiene mayor interacción con la corteza y/o representa una fusión parcial de la base de la corteza. Se concluye también que estos eventos constituyen la primera fase de formación del CVSLP.

Se concluye que el vulcanismo del Oligoceno conformado por las unidades Tac, Tae y Tasm, tiene características petrogenéticas diferentes del vulcanismo del Mioceno (Tbc), que en base a lo mostrado con elementos traza la Tam y Tae presentan fusión parcial de la base de la corteza con cierta ingerencia de un proceso de cristalización fraccionada, mientras que la Tasm pudiera existir una mezcla de magmas por lo que se hace evidente realizar un análisis con rocas que la subyacen y sobreyacen.

Se concluye también que las diferencias aquí mostradas con las presentadas por Torres-Aguilera (2005) sobre esta unidad, hace evidente un estudio exhaustivo sobre el vulcanismo que genero estas rocas.

El vulcanismo del segundo evento, está relacionado a la provincia de C y S, siendo parte de la transición de un ambiente de subducción a un régimen extensional. Representan parte fundamental en la formación del CVSLP. Sin embargo es necesario hacer una análisis en conjunto con rocas más evolucionadas que estén distribuidas espacialmente con las rocas básicas-intermedias para comprender si son parte de una diferenciación magmática por cristalización fraccionada y/o contaminación cortical.

Para el ultimo evento volcánico de la región, está formado por rocas con petrogenesis claramente diferente y que se pueden interpretar como espesores de la corteza las cuales provocaron evoluciones magmáticas diferentes. Este ultimo evento esta relacionado a procesos de intraplaca. Para este vulcanismo en base a los elementos traza se determina que al menos existen dos grupos con características diferentes por lo que es necesario hacer también un estudio a detalle de los todos los afloramientos de esta unidad y no de manera puntual.

En todos los casos se recomienda realizar el análisis isotópico y su interpretación en conjunto con las evidencias aquí mostradas para definir con mayores fundamentos los procesos de petrogénesis de estas rocas. Así como realizar un análisis con toda la secuencia félsica de la región para en conjunto establecer posibles evoluciones como el considerado en el SMGB.

ANEXOS A y B.

- A. Análisis químicos de elementos mayores del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.**
- B. Elementos traza y tierras raras del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.**

Anexo A. Análisis químicos de elementos mayores del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	SLP0106	GME0332	GME0333	GME0335	GME0336	GME0337	GME0338	GME0339	SLP0206	SLP0214	SLP0217	B35Tcb	GME0345	GME0346
Unidad	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tasc	Tasc
Tipo de roca	BA	A	A	A	A	A	A	BA	A	BA	A	BA	D	TA, lat
Edad (Ma)	42.5				34.6 ± 0.8				31.2 ± 0.7	43.7 ± 1.0	36.4 ± 1.4		33.7 ± 0.8	33.1 ± 0.8
Los óxidos mayores utilizados para el análisis son al 100% anhidros (calculado realizado con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)														
SiO ₂	52.9	59	59.9	59	58	61	56.8	54.8	58.2	55.2	59.9	56.41	63.5	56.7
TiO ₂	1.2	1.29	1.13	1.29	1.27	1.13	1.35	1.4	1.21	1.35	1.22	1.382	1.01	1.53
Al ₂ O ₃	16.8	15.3	15.85	15.3	15.65	15.6	16.25	16.3	16.2	16.25	15.85	16.96	14.25	15.6
Fe ₂ O ₃ T	8.54	6.45	4.94	6.45	7.4	6.42	7.25	8.04	5.9	8.02	6.84	8.73	8.55	7.4
MnO	0.13	0.1	0.06	0.1	0.13	0.1	0.3	0.12	0.04	0.13	0.11	0.092	0.13	0.07
MgO	5.46	4.06	3.6	4.12	3.95	3.36	4.4	5.45	3.4	4.65	3.84	3.636	1.03	3.44
CaO	7.4	5.92	5.54	5.78	5.65	4.72	6.25	6.88	5.54	6.15	5.06	6.659	3.6	6.4
Na ₂ O	3.3	3.29	3.39	3.39	2.8	3.35	3.2	3.15	3.52	3.13	3.17	3.114	3.22	3.86
K ₂ O	1.54	1.62	2.14	1.89	2.12	1.54	1.56	1.84	2.2	2.13	2.04	2.249	3.02	2.2
P ₂ O ₅	0.28	0.48	0.38	0.46	0.39	0.36	0.4	0.41	0.43	0.36	0.35	0.42	0.38	0.49
LOI	1.92	2.01	2.53	1.38	2.02	2.12	1.82	1.93	3.01	2.001	1.48	1.02	1.13	2.39
Total	99.47	99.52	99.46	99.16	99.38	99.7	99.58	100.32	99.65	99.37	99.86	100.7	99.82	100.08
Minerales Normativos (CIPW; calculados con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)														
Q	4.522	16.578	16.5	15.243	16.136	20.995	12.875	7.693	13.888	9.358	17.273	10.608	24.002	9.748
Or	9.378	9.857	13.084	11.465	12.93	9.361	9.473	11.11	13.503	12.989	12.304	13.409	18.172	13.368
Ab	28.787	28.66	29.684	29.447	24.446	29.159	27.822	27.23	30.927	27.34	27.374	26.578	27.737	33.584
An	27.292	22.853	22.466	21.512	24.633	21.674	26.068	25.436	22.75	24.771	23.287	25.882	15.654	19.269
Ne	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C	---	---	---	---	---	0.723	---	---	---	---	0.067	---	0.051	---
Di	6.939	3.306	2.688	3.847	1.331	---	2.485	5.336	2.284	3.43	---	3.765	---	8.035
Hy	15.293	11.224	9.355	10.957	12.717	11.115	13.5	14.93	9.545	13.897	12.347	11.029	5.883	7.254
OI	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Mt	4.768	3.853	3.092	3.919	4.387	3.907	4.189	4.58	3.681	4.706	4.153	5.099	5.651	4.584
Il	2.349	2.522	2.22	2.514	2.488	2.207	2.634	2.716	2.386	2.646	2.364	2.648	1.952	2.988
Ap	0.67	1.144	0.91	1.094	0.931	0.857	0.952	0.971	1.033	0.862	0.827	0.982	0.897	1.168
Mg#	66.912	67.522	71.244	68.137	63.658	63.658	66.263	68.577	66.1	65.393	65.35	57.87	30.18	61.177
FeOT/MgO	1.407	1.43	1.235	1.408	1.686	1.719	1.483	1.327	1.561	1.552	1.603	2.16	7.468	1.936
Salic	69.979	77.948	81.734	77.667	78.145	81.189	76.238	71.469	81.068	74.458	80.238	76.477	85.565	75.969
Femic	27.806	20.355	17.054	20.634	20.636	17.229	22.287	26.576	17.545	23.969	18.864	21.558	13.486	21.387
CI	47.001	35.199	33.342	34.839	33.66	27.708	37.557	43.123	32.455	38.132	30.127	37.382	17.485	37.463
DI	42.687	55.095	59.268	56.155	53.512	59.515	50.17	46.033	58.318	49.687	56.951	50.595	69.911	56.7
SI	29.83	27.008	26.122	26.639	24.965	23.517	27.559	30.303	23.172	26.662	24.796	21.135	6.713	20.891
AR	1.5	1.602	1.697	1.668	1.601	1.634	1.537	1.549	1.714	1.614	1.664	1.588	2.075	1.76

Abbreviations: Salic = sum of salic normative minerals; Femic = sum of femic normative minerals; CI = Crystallization Index; DI = Differentiation Index; SI = Solidification Index; AR = Alkalinity Ratio; Fe₂O₃T = total iron expressed as Fe₂O₃; Mg# = 100 Mg²⁺/(Mg²⁺ + Fe²⁺) atomic; Rock-types are presented according to total alkalis versus silica diagram (Le Bas et al., 1986; Le Bas, 1989; 2000) and CIPW norms are on an anhydrous 100% adjusted basis and using Fe₂O₃/FeO ratio after Middlemost (1989) using the SINCLAS computer program (Verma et al., 2002). Purposely one or two extra digits are reported for all calculated data.

Anexo A. (Continuación) Análisis químicos de elementos mayores del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	GME0347	M-12	M-19	M-111	M-56	M-102	SLP0304	SLP0302	GME0353	GME0354	GME0355	GME0340	SLP0305	SLP0301	
Unidad	Tasc	Tasc	Tasc	Tasc	Tam	Tam	Tac	Tae	Tae	Tae	Tae	Tasm	Tb	Tb	
Tipo de roca	A	A	T	A	T	A	D	A	A	A	A	A	A	BA	
Edad (Ma)							31.3 ± 0.7	29.6 ± 0.7				28.9 ± 0.7	25.6 ± 0.8	29.0 ± 0.7	31.6 ± 0.7
Los óxidos mayores utilizados para el análisis son al 100% anhidros (calculado realizado con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)															
SiO ₂	58.6	58.71	62.89	59.95	62.45	58.68	65.3	57.2	59.8	60.5	60	60	56.2	55.5	
TiO ₂	1.53	1.19	0.86	1.16	0.89	1.12	0.88	2.21	1.43	1.43	1.63	1.42	1.29	1.44	
Al ₂ O ₃	15.4	17.3	16.52	17.78	16.62	16.48	13.67	14.7	14.86	14.6	14.35	14.6	15.9	15.4	
Fe ₂ O ₃	8	6.92	6.58	6.69	6.64	7.47	5.79	9.7	8.08	8.08	8.9	8.08	8.07	7.73	
MnO	0.14	0.073	0.061	0.072	0.065	0.103	0.04	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	
MgO	2.75	2.36	1.39	1.53	1.2	3.13	0.86	2.33	2.89	2.88	2.9	3.16	3.12	6.01	
CaO	5.69	6.57	4.08	5.83	3.8	5.54	2.85	5.44	5.19	5.12	5.19	5.43	6.27	6.73	
Na ₂ O	3.41	3.77	4.27	3.67	4.26	3.89	2.66	3.3	2.68	2.56	2.57	2.72	2.52	3.24	
K ₂ O	2.31	2.35	2.88	2.33	3.03	2.19	3.73	2.42	2.4	2.65	2.66	1.98	2.2	1.75	
P ₂ O ₅	0.43	0.344	0.241	0.323	0.254	0.29	0.23	0.53	0.34	0.34	0.39	0.34	0.34	0.44	
LOI	1.27	0.76	0.82	0.91	1.39	1.48	3.57	1.41	2.33	1.82	1.53	2.02	3.58	1.13	
Total	99.53	100.35	100.59	100.24	100.6	100.37	99.58	99.36	100.11	100.1	100.25	99.87	99.61	99.49	
Minerales Normativos (CIPW; calculados con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)															
Q	15.145	11.717	16.361	15.347	16.16	11.828	29.339	15.429	20.174	20.857	20.186	20.928	15.709	8.312	
Or	13.958	14	17.12	13.917	18.113	13.143	23.036	14.685	14.573	16.009	16.009	12.02	13.61	10.566	
Ab	29.506	32.163	36.343	31.384	36.461	33.432	23.523	28.677	23.303	22.144	22.144	23.642	22.322	28.008	
An	20.341	23.533	17.502	25.422	17.392	21.364	13.206	18.638	22.025	20.984	20.127	22.366	26.771	22.79	
Ne	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
C	---	---	---	---	0.033	---	0.652	---	---	---	---	---	---	---	
Di	4.545	5.681	1.038	1.364	---	3.715	---	4.462	1.738	2.186	2.823	2.434	2.801	6.654	
Hy	7.58	5.522	4.967	5.39	4.996	9.009	3.919	6.61	9.68	9.292	9.232	10.221	10.69	15.397	
OI	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Mt	4.935	4.302	4.462	4.193	4.541	4.667	4.022	5.925	4.903	4.945	5.405	4.81	4.71	4.436	
Il	2.97	2.279	1.643	2.226	1.709	2.159	1.747	4.311	2.792	2.777	3.153	2.769	2.564	2.794	
Ap	1.019	0.804	0.561	0.755	0.595	0.681	0.556	1.26	0.808	0.806	0.92	0.808	0.825	1.042	
Mg#	53.837	54.03	43.896	44.186	40.148	59.048	35.216	44.663	54.449	54.606	52.299	56.35	55.447	71.55	
FeOT/MgO	2.618	2.639	4.259	3.935	4.979	2.147	6.056	3.745	2.516	2.524	2.762	2.3	2.327	1.157	
Salic	78.95	81.413	87.326	86.07	88.126	79.767	89.104	77.429	80.075	79.994	78.466	78.956	78.412	69.676	
Femic	18.867	16.334	11.765	12.719	11.246	18.657	9.688	20.009	18.646	18.624	19.83	19.594	19.938	28.238	
CI	31.446	35.437	21.212	29.788	19.511	32.083	14.775	28.61	29.537	29.074	29.019	31.318	36.088	43.787	
DI	58.609	57.88	69.824	60.648	70.734	58.403	75.898	58.791	58.05	59.01	58.339	56.59	51.641	46.886	
SI	17.185	15.73	9.412	11.056	8.122	19.263	6.76	13.566	18.561	18.353	17.569	20.448	20.243	32.922	
AR	1.744	1.69	2.063	1.682	2.11	1.763	1.95	1.793	1.678	1.701	1.714	1.613	1.541	1.582	

Abbreviations: Salic = sum of salic normative minerals; Femic = sum of femic normative minerals; CI = Crystallization Index; DI = Differentiation Index; SI = Solidification Index; AR = Alkalinity Ratio; Fe₂O₃T = total iron expressed as Fe₂O₃; Mg# = 100 Mg²⁺/(Mg²⁺ + Fe²⁺) atomic; Rock-types are presented according to total alkalis versus silica diagram (Le Bas et al., 1986; Le Bas 1989; 2000) and CIPW norms are on an anhydrous 100% adjusted basis and using Fe₂O₃/FeO ratio after Middlemost (1989); using the SINCLAS computer program (Verma et al., 2002). Purposely one or two extra digits are reported for all calculated data.

Anexo A. (Continuación) Análisis químicos de elementos mayores del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	SLP0303	GME0350	GME0351	GME0352	GME0328	GME0341	GME0342	GME0343	GME0344	GME0348	GME0349	SLP0210	B23Qbj
Unidad	Tbc	Tbc	Tbc	Tbc	Tbc	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj
Tipo de roca	BTA, sho	A	BA	BA	A	A	BA	A	BSN, bsn	BSN, mnp	BSN, bsn	TB, haw	TB, pot
Edad (Ma)	21.6 ± 0.5		29.4 ± 0.7					1.01 ± 0.08	5.05 ± 0.14		0.6 ± 0.06	3.2 ± 0.31	
<i>Los óxidos mayores utilizados para el análisis son al 100% anhidros (calculado realizado con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)</i>													
SiO ₂	52.8	56	52.8	53.4	59.4	57.8	56.2	60.7	44.8	41.9	44.5	45.9	45.99
TiO ₂	2.52	2.03	1.92	1.94	0.88	1.29	1.42	1.32	2.3	2.96	3.03	2.42	2.372
Al ₂ O ₃	13.35	14.45	15.35	15.3	15.2	17	17.35	16.55	14	11.85	14.12	13.4	13.33
Fe ₂ O ₃	14.88	10.26	9.65	9.96	7.12	7	8.4	6.4	13.4	13.5	12.92	11.85	12.71
MnO	0.2	0.15	0.14	0.15	0.11	0.1	0.12	0.09	0.21	0.2	0.2	0.18	0.181
MgO	2.16	3.67	4.58	5.32	3.52	3.45	4.35	2.57	7.78	12.9	8.47	9.6	9.67
CaO	6.05	6.16	8.39	7.4	6.65	6.3	6.6	4.95	9.8	8.7	9.2	9.05	8.784
Na ₂ O	2.24	2.64	2.67	2.7	2.14	3.45	2.83	3.22	4.35	4.46	4.32	3.85	3.258
K ₂ O	3.03	2.12	1.42	1.27	2.98	2.5	1.64	2.74	1.95	2.3	2.19	1.43	1.699
P ₂ O ₅	1.35	0.45	0.52	0.5	0.23	0.31	0.31	0.34	0.91	1.15	1.03	1.18	1.224
LOI	0.7	1.86	1.97	1.68	1.53	0.8	0.8	0.87	0.67	-0.38	-0.11	0.79	0.19
Total	99.28	99.79	99.41	99.62	99.76	100	100.02	99.75	100.17	99.54	99.87	99.65	99.42
<i>Minerales Normativos (CIPW; calculados con el programa Sinclas; Verma et al., 2002)</i>													
Q	13.888	15.031	9.454	10.221	17.376	10.682	12.312	17.475	---	---	---	---	---
Or	18.338	12.877	8.669	7.712	18.007	14.951	9.822	16.435	11.677	13.722	13.048	8.616	10.206
Ab	19.411	22.956	23.337	23.481	18.514	29.548	24.26	27.653	14.228	3.206	14.05	24.201	24.75
An	17.838	21.908	26.546	26.596	23.584	23.806	30.187	22.676	13.094	5.573	12.775	15.348	17.004
Ne	---	---	---	---	---	---	---	---	12.503	18.9	12.356	4.882	1.77
C	---	---	---	---	---	---	---	0.103	---	---	---	---	---
Di	3.224	5.232	10.409	6.24	6.922	4.613	0.751	---	24.162	24.063	21.032	17.945	15.283
Hy	10.75	11.08	11.413	15.473	9.053	8.899	14.528	8.264	---	---	---	---	---
OI	---	---	---	---	---	---	---	---	10.45	18.867	11.445	15.327	17.01
Mt	8.449	5.88	5.161	5.299	4.29	4.291	4.68	4.051	7.321	7.305	7.083	6.208	6.515
Il	4.9	3.962	3.766	3.787	1.709	2.48	2.733	2.545	4.427	5.675	5.802	4.686	4.579
Ap	3.202	1.07	1.244	1.191	0.544	0.728	0.728	0.799	2.136	2.69	2.407	2.787	2.882
Mg#	31.775	53.521	59.391	62.206	62.265	62.643	62.299	58.26	64.675	75.021	67.513	71.314	69.799
FeOT/MgO	6.198	2.516	1.896	1.684	1.82	1.826	1.738	2.241	1.55	0.942	1.372	1.111	1.183
Salic	69.475	72.772	68.006	68.01	77.481	78.987	76.581	84.239	38.999	22.501	39.873	48.165	51.96
Femic	25.646	24.684	28.089	29.321	20.248	19.388	22.514	14.86	40.968	52.827	41.938	41.166	40.491
CI	24.533	35.384	49	44.865	39.386	36.713	38.929	27.23	61.248	66.739	59.943	59.81	56.853
DI	51.637	50.864	41.46	41.414	53.897	55.181	46.394	61.563	38.408	35.828	39.454	37.699	36.726
SI	10.099	20.324	25.875	28.591	22.951	21.574	26.049	17.647	29.208	39.927	31.266	36.973	36.481
AR	1.601	1.601	1.416	1.424	1.487	1.686	1.459	1.767	1.72	1.98	1.774	1.615	1.578

Abbreviations: Salic = sum of salic normative minerals; Femic = sum of femic normative minerals; CI = Crystallization Index; DI = Differentiation Index; SI = Solidification Index; AR = Alkalinity Ratio; Fe₂O₃T = total iron expressed as Fe₂O₃; Mg# = 100 Mg²⁺/(Mg²⁺ + Fe²⁺) atomic; Rock-types are presented according to total alkalis versus silica diagram (Le Bas et al., 1986; Le Bas, 1989; 2000) and CIPW norms are on an anhydrous 100% adjusted basis and using Fe₂O₃/FeO ratio after Middlemost (1989) using the SINCLAS computer program (Verma et al., 2002). Purposely one or two extra digits are reported for all calculated data.

Anexo B. Elementos traza y tierras raras del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	SLP0106	GME0332	GME0333	GME0335	GME0336	GME0337	GME0338	GME0339	SLP0206	SLP0214	SLP0217	B35Tcb	GME0345	GME0346
Unidad	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tcb	Tasc	Tasc
Tipo de roca	BA	A	A	A	A	A	A	BA	A	BA	A	BA	D	TA, lat
Edad (Ma)	42.5				34.6 ± 0.8	21.3 ± 0.8			31.2 ± 0.7	43.7 ± 1.0	36.4 ± 1.4		33.7 ± 0.8	33.1 ± 0.8
Rb	47.5	84	59	104	79	91	50	50	58.5	63	73	72	106	59
Sr	472	920	1030	910	416	408	500	465	1080	416	427	456	300	960
Ba	460	920	812	965	880	1050	915	685	840	720	1020	850	1125	808
Sc	23.5	13.5	14	14	16	15	18	21	15.2	20	16	---	17.5	15
V	235	120	125	116	125	122	152	174	124	150	123	---	30	172
Cr	280	130	118	125	125	110	130	180	124	170	116	---	8	117
Co	29	18	15	18	20	16	22	27	15	22	17	---	10	21
Ni	80	64	51	46	65	30	56	93	39	79	36	---	4	46
Y	26	25.5	21.8	26	29	27.5	28.5	28.5	22.2	28.5	28.5	32	43	21
Zr	145	304	230	310	330	318	291	250	276	285	326	259	440	232
Nb	11	13.7	11.4	13.5	16.5	14.8	14.9	15.4	12.5	15	15.3	15	20.5	17
La	22	50.5	44.5	50.5	43	46	38	33	46	35	43	40.57	44	41
Ce	43	108	94	104	90	95	76	66	100	73	94	53.6	93	79
Nd	26	55	49	54	45	46	40.5	35.5	52	39	47	21.29	47	46
Sm	5.6	10.1	8.6	9.7	9	8.6	7.6	7.3	8.8	7.4	8.4	4.9	9.4	8.6
Eu	1.58	2.25	2.08	2.2	1.89	1.72	1.8	1.78	2.16	1.75	1.73	1.23	2.01	2.35
Gd	5.5	7.2	6.35	7	7	6.65	6.7	6.5	6.1	6.65	6.6	4.36	8.8	6.7
Dy	4.5	4.9	4.2	4.75	5.3	4.9	5	5.05	4.25	5.2	5	3.83	7.4	4.3
Er	2.45	2.4	2	2.45	2.7	2.6	2.7	2.7	2	2.8	2.6	1.96	4	1.8
Yb	2.25	2.03	1.67	2.04	2.45	2.22	2.27	2.33	1.7	2.42	2.34	1.55	3.81	1.45
Th	3.7	7.7	6.3	7.5	9	11.2	7.6	6.1	6.6	7.25	10.35	10	11.4	5.3

Anexo B. (Continuación) Elementos traza y tierras raras del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	GME0347	M-12	M-19	M-111	M-56	M-102	SLP0304	SLP0302	GME0353	GME0354	GME0355	GME0340	SLP0305	SLP0301	
Unidad	Tasc	Tasc	Tasc	Tasc	Tam	Tam	Tac	Tae	Tae	Tae	Tae	Tasm	Tb	Tb	
Tipo de roca	A	A	T	A	T	A	D	A	A	A	A	A	A	BA	
Edad (Ma)							31.3 ± 0.7	29.6 ± 0.7				28.9 ± 0.7	25.6 ± 0.8	29.0 ± 0.7	31.6 ± 0.7
Rb	120	57	85	63	84	128	171	83	127	108	113	136	125	53	
Sr	372	703	587	657	591	698	203	341	311	308	310	330	442	485	
Ba	815	814	864	824	895	810	725	800	703	935	760	765	680	565	
Sc	20	---	---	---	---	---	15.5	21.5	18.5	18.5	20.5	19	22	19	
V	107	---	---	---	---	---	51	150	88	93	101	104	126	143	
Cr	40	---	---	---	---	---	23	14	35	38	29	40	206	195	
Co	18	---	---	---	---	---	7	16	17	19	19	20	23	25	
Ni	7	---	---	---	---	---	5	2	14	14	13	14	27.5	60	
Y	35	---	---	---	---	---	40	48.5	41.5	44	44.5	41.5	28.5	28	
Zr	360	---	---	---	---	---	222	410	345	342	380	320	220	290	
Nb	16.2	---	---	---	---	---	18.5	25	20.8	20.5	23	19.5	13	14.5	
La	36.5	---	---	---	---	---	51	43	40	42.5	42	39	28	39.5	
Ce	76	---	---	---	---	---	91	93	85	90	91.5	81	61	84	
Nd	40	---	---	---	---	---	57	51	46	47.5	49	42	34	43	
Sm	7.9	---	---	---	---	---	11.4	10.7	9.4	9.55	10.1	8.8	6.7	7.9	
Eu	2.1	---	---	---	---	---	1.57	2.38	2	2.08	2.14	1.89	1.69	1.88	
Gd	7.45	---	---	---	---	---	10.2	9.7	8.7	9.05	9.6	8.45	6.4	6.8	
Dy	6.3	---	---	---	---	---	7.6	8.6	7.35	7.8	8.1	7.1	5.1	5.1	
Er	3.3	---	---	---	---	---	3.8	4.7	3.9	4.3	4.3	3.65	2.7	2.7	
Yb	3.18	---	---	---	---	---	3.22	4.44	3.75	4.02	4.05	3.47	2.46	2.34	
Th	9.2	---	---	---	---	---	13.7	9.1	10.3	10.2	10.2	10.2	7.1	7.1	

Anexo B. (Continuación) Elementos traza y tierras raras del vulcanismo básico-intermedio del CVSLP.

Muestra	SLP0303	GME0350	GME0351	GME0352	GME0328	GME0341	GME0342	GME0343	GME0344	GME0348	GME0349	SLP0210	B23Qbj
Unidad	Tbc	Tbc	Tbc	Tbc	Tbc	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj
Tipo de roca	BTa. sho	A	BA	BA	A	A	BA	A	BSN, bsn	BSN, mnp	BSN, bsn	TB, haw	TB, pot
Edad (Ma)	21.6 ± 0.5	29.4 ± 0.7			1.01 ± 0.08			5.05 ± 0.14		0.6 ± 0.06		3.2 ± 0.31	
Rb	73	86	40.5	37.5	117	71	45	73	34.5	36.5	49.5	27.5	148
Sr	365	351	564	548	345	540	488	480	995	976	970	940	949
Ba	1030	712	742	510	585	700	830	950	1200	485	573	480	607
Sc	24	23	24	24	20	15.5	18.5	11.8	19.5	16.5	20	20	---
V	60	127	173	188	135	146	165	95	202	197	220	192	---
Cr	4	31	152	181	90	60	108	38	216	480	191	370	---
Co	19	24	25	27	17	17	20	13	44	57	46.5	45	---
Ni	3	14	34	44	7	25	26	12	156	424	147	240	---
Y	76	45	39	39	33.5	22	25	22	32.5	30	33	31.5	35
Zr	620	398	282	270	188	185	205	270	265	335	345	310	264
Nb	54	24.5	17	17	11.7	11.5	11	14	82	95	84	70	73
La	66	41	32	31	29	28	26	37.5	60	60	56	54	32.91
Ce	138	89	69	66	58	54	55	76.5	105	114	110	105	67.92
Nd	80	48.5	41.5	41.5	30	29.5	30	40	50.5	57.5	56	49.5	26.69
Sm	17	10.1	8.6	8.6	6.5	6	5.9	7.4	9.3	11	10.75	9.7	6.12
Eu	4	2.34	2.24	2.25	1.43	1.71	1.77	1.87	2.94	3.38	3.35	2.95	1.97
Gd	16	9.7	8.3	8.1	6.3	5.3	5.7	6.3	8.1	9.1	9.35	8.2	5.56
Dy	13.6	8.1	6.75	6.9	5.5	3.95	4.4	4.2	6.1	6.2	6.7	6.1	4.51
Er	7	4.3	3.6	3.7	3	1.9	2.2	1.8	2.8	2.7	3	2.8	2.02
Yb	6.24	4.13	3.33	3.4	2.8	1.75	2.05	1.58	2.36	1.95	2.3	2.23	1.42
Th	5	8.6	4	3.85	9.7	5.6	5	7.9	7.6	7.4	6.7	7.05	8

BIBLIOGRAFÍA.

- Aguillón-Robles, A., 1992, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí. Univ. Nal. Autón. de México, Fac. de Ciencias, Tesis de Maestría (inédita), 104 p.
- Aguillón-Robles A., Aranda-Gómez J.J. y 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, v. 11, Num. 1, Pág. 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C. Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalt from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below Southern Baja California?: *Geology* 29, p. 531-534.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and possibility of wide spread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal Geophysical Research* 96, p. 13373-13388.
- Anders, E., 1977. Chemical composition of the moon, earth and eucrite parent body. *Philos Trans R Soc London Ser A* 285: p. 23-40.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 53, 58 p.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., Trsitán-González, M., 1983, El vulcanismo cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Guadalajara, Jal., Asoc. Ing. Min. Metal. Geól. México, Convención Nacional, 15, Memoria p. 261-287.

- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J., 1990, The nature of the upper mantle and lower crust of north-central Mexico, Based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks: Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of Mexico, University of New Orleans, New Orleans, LA, EUA.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J., 1993, Geología de volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí: Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geología, Boletín 106, p. 1-3-22.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extensión in the southern Basin and Range Province of Mexico: syn-depositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review* 40, p. 116-134.
- Aranda-Gómez J.J., Henry C.D. y Luhr J.F., 2000a; Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, Pág. 59-71.
- Aranda-Gómez J.J., Torres-Hernández J.R., Carrasco-Núñez G., Aguillón-Robles A., 2000b. Contrasting styles of Laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosi Carbonate Platform, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 17, p. 96-110.
- Aranda-Gómez J.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1987, Mantle Xenoliths in México, In Nixon P.H., ed., *Mantle Xenolith*, Wiley, p. 75-84.
- Bellon, H., Quoc Buu, N., Chaumont, J., Philippet, J.C., 1981, Implantation ionique d'argon dans une cible support. Application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. *C.R. Académie des Sciences de Paris*, 292, p. 977-980.
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., 1989. Southern Cordillera Basaltic Andesite Suite, Southern Chihuahua, Mexico – a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in Northern America: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7,817-7,840.
- Cameron, K., Cameron, M., Bagby, W.C., Moll, E.J., Drake, R.E., 1980. Petrologic characteristics of the Mid-Tertiary volcanics suites, Chihuahua, Mexico: *Geology*, v.8, p. 87-91.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La plataforma de Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 110 p.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, S.R., Shafiqullah, M., al., 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos : *Asoc. Ing. Minas Metal. y Geol. Méx. Convención Nacional*, XIII, Memoria, p. 8-57.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Carroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995, Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerally exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, v. 119, p. 115-138.

- Cox, A., Dalrymple, G.B., 1967, Statical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Journal of Geophysical Research*, v. 72, p. 2603-2614.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S., 1903. *Quantitative classification of igneous rocks*: University Chicago Press.
- De Cserna, Z., 1956, *Tectónica de la Sierra Madre Oriental entre Torreón y Monterrey* : 20th Intern. Geol. Cong., México, tomo II, p. 88.
- Edwards, J.D., 1955, *Studies of some Tertiary red conglomerates of Central Mexico*: U.S. Geological Survey, Profesional Paper 264-H, p. 153-183.
- Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F.,W., Martínez-Hernández, E., Barrios-Rivera, H., and García-Villegas, F., 1988. Time constraints on formation of continental Tertiary basins in the Oaxaca State: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, p. A59.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Springer-Verlag, 390 p.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, p. 1-33.
- González-Paritda, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003, Paleocene adakite bearing Au-Fe intrusive rocks, Mezcala, Mexico: Evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration* 80, p. 25-40.
- Grasel, P.C., 1979. *The reconnaissance geology of the Salitrera Mining District, San Luis Potosi, Mexico*: Houston, U.S.A., University of Texas, tesis de maestría, 251 p.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon E., 2000, Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology* 28, p. 535-538.
- Guzmán, E.J. y De Scerna, Z., 1963, *Tectonic history of México* : In Childs, O.E. and Beebe, W.B., *Backbone of the America* : Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir 2, p. 115-120.
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hart, S.R. y Davis, K.E., 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet Science Letters*, 40, p.230-219.
- Henderson, P., 1984, *Rare earth element geochemistry*: Elsevier, 473 p.
- Henry, C.D., Price, J.G., 1986. Early Basin and Range development in Trans-Pecos Texas and adjacent Chihuahua – magmatism and orientation, timing, and style of extension: *Journal of Geophysical Research*. V. 91, num. B6, p. 6,213-6,224.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid-to late-Cenozoic extension in Mexico: *Geology* 20, p. 701-704.
- Idier, C., 2003, *Caractéristiques des évènements magmatiques Eocènes-Oligocènes et Plio-Quaternaires du champ volcanique de San Luis Potosi (Mexique)*: Ecole Doctorale des Sciences de la Mer, Université de Bretagne Occidentale [Mémoire de Licence], 55 p.

- Irving, T.N., Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common igneous rocks: *Canadian Journal Earth Sciences* 8, p. 523-548.
- Kay, R.W., 1984, Elemental abundances relevant to identification of magma sources: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, v. 310, no. 1514, p. 535-547.
- Kay, R.W., 1978; Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 4, p. 117-132.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993; Relative depletion of niobium in some arc magmas and continental crust: partitioning of K, Nb, La, Ce during melt/rock reaction in the upper mantle: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 120, p. 111-134.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995, Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenolith in the North Kamchatka arc: *Journal Petrology*, v. 36; p. 1505-1527.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978, Cartografía geológica San Luis Potosí, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 59, 40 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980a, Cartografía geológica de la hoja San Francisco, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 69, 28 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980, Cartografía geológica Santa María del Río, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 67, 35 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1981, Cartografía Geológica Ahualulco: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 70, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1984, Cartografía geológica 1:50,000 Salitrera, S.L.P.: Instituto de Geología, UASLP, Folleto Técnico no. 94, 85 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: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 85, 205 p.
- Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Jiménez-López, L.S., Romero, A., 1989, Cartografía geológica 1:50,000, de las Hojas El Refugio y Mineral El Reolito, estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Instituto de Geología, UASLP, Folleto Técnico no. 112, 76 p.
- Labarthe-Hernández, G y Jiménez-López, L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., De la Huerta-Cobos, M.L., 1998. Geología del Semigraben de Bledos San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 124, 33p.

- Labarthe-Hernández, G., Sánchez-Pérez, M., Vázquez-Guillén, M., 1999, Mapa geológico del Volcán Atotonilco, S.L.P., México: Instituto de Geología, UASLP, Folleto Técnico no. 125, 19 p.
- Le Bass, M.J., Le Meitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1984, A proposal by the IUGS Subcomisión on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 243-255.
- López, Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 1-19.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Pier, J.G., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico, 1. Geology, mineralogy, and petrology: *Journal Geophysical Research*, 94, no. B6; p. 7910-7940.
- Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982, K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 93, p. 1232-1241.
- Maldonado-Lee, J.M., Reyes-Reyes, N.A., De la Calleja-Moctezuma, A., Barajas-Nigoche, L.D., Montiel-Escobar, J.E., 2007. Carta geológica-minera del Estado de San Luis Potosí (1ª edición): Servicio Geológico Mexicano.
- Martínez-Esparza, G., 2004. Geoquímica de las rocas andesíticas del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí Facultad de Ingeniería.
- Martínez-Ruiz, V.J., 1984, Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí-Aguascalientes y Zacatecas: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 97, 12 p.
- McDowell, F.W., Keiser, 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: *Geological Society of America Bulletin* 88, p. 1479-1486.
- Middlemost E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Moreira-R. F., Flores-Aguillón, G., Martínez-R. L., Palacios-G. R., Chiapa-G. R., Olvera C. A., Pérez B. y González M. P., 1998. Carta geológico-minera San Luis Potosí F14-4, escala 1:250,000, S. L. P., Zac., Ags., Jal. y Tamps. Consejo de Recursos Minerales.
- Myers, R.L., 1968, Biostratigraphy of the Cardenas Formation (Upper Cretaceous), San Luis Potosí, México: Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana 24, 89 p. 16 láms.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Campubri-Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica:

- Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, temas selectos de la Geología Mexicana, tomo LVII, número 3, p. 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Alvarez, S. A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 117-122.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14, p. 13-25.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Centeno, D.J., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana (5ª edición): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, carta geológica escala 1:2'000,000, con texto explicativo de 74 p.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, p. 290-300.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contribution Mineralogy and Petrology*, 58, p. 63-81.
- PEMEX, Superintendencia de Exploración, 1972, Excursión Geológica no. 3, Tampico-San Luis Potosí-Zacatecas.
- Raisz, E., 1964, Landforms of México: Cambridge, Mass., U.S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1:3,000,000, 2ª ed.
- Rodríguez-Ríos, R., 1997, Caractérisation du magmatisme et des minéralisations associées du dôme de Pinos et des dômes de rhyolite à topaze du Champ Volcanique de San Luis Potosi (Mexique). [PhD Tesis], Université Henri Poincaré Nancy-1, France, 357 p.
- Rodríguez-Ríos, R., 2003, Estudio geoquímica preliminar del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Actas INAGEQ*, v. 9, n. 1 2003, p.123.
- Rollinson H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Longman Scientific and Technical, New York, Wiley, 352 pp.
- Severinghaus, J., Atwater, T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America: *Geological Society of America Memoir* 176, p. 1-22.
- Scholz C., Barazangi M., Sbar M.L., 1971, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2,979-2,990.
- Shaaf, 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, p. 63-84.

- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stewart, J.H., 1978, Basin-range structure western North America: a review : *Geol. Soc. America, Mem.* 152, p.1-30.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989; Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle compositions and processes, *In* A.D. Saunders, M.J. Norry, eds., *Magmatism in the ocean basin: Geological Society of London Special Publication*, 42, p. 313-345.
- Torres-Aguilera, J.M., 2005. Caracterización petrográfica y geoquímica del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Instituto de Geología, tesis de maestría, 159 p.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Iriondo, A., Mata-Segura, J.L., 2004, The pyroclastic dikes of San Luis Potosí volcanic field: implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica Internacional*.
- Trejo-Moran, M.A., 2001. Geoquímica y petrología de las rocas volcánicas al norte del CVSLP, Reporte final del curso de opción a no trabajo recepcional, Univ. Autón. San Luis Potosí.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández G., 1979, Cartografía geológica Hoja Tepetate, S.L.P., Esc. 1:50,000: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 66, 31 p.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto Técnico no. 107, 91 p.
- Tristán-González, M., 1987, Cartografía geológica "Hoja Tierra Nueva", S.L.P., Esc. 1:50,000: Instituto de Geología, UASLP, Folleto Técnico no. 109, 103 p.
- Verma, S.P., Sotelo-Rodríguez Z.T., and Torres-Alvarado I.S., 2002 SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System; *Computers and Geosciences*, v. 28, p. 711-715.
- Waitz, P., 1926, Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí. *Memorias Sociedad Científica Antonio Alzate*, v. 46, p. 201-212.
- Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., England, P.C., Sonder, L.J., 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera, in Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, L. eds. *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society, Special Publication, núm. 28, p. 203-221.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325-343.

- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., Tarney, J., 1979a. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from the Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib Mineral Petrol* 70 : p. 319-339.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., 1979b. A re-appraisal of the use trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet Science Letters* 45 : p. 326-336.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Geologica Acta* 2 (1), 189-201.
- Zoback M.L., Thompson G.A., 1978: Basin and Range rifting in Northern Nevada, clues from a Mid-Miocene rift and its subsequent offsets; *Geology* Vol. 6, p. 11-116.



