

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ



**FACULTAD DE INGENIERÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
POSGRADO EN GEOLOGÍA APLICADA**



**“EL SISTEMA DE DIQUES Y DOMOS FÉLSICOS DEL EOCENO EN
EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE LA TESORERA, ZACATECAS:
GEOQUIMICA Y SIGNIFICADO TECTÓNICO”**

T E S I S

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

PRESENTA

JUDITH CRUZ MÁRQUEZ

ASESOR

DR. MARGARITO TRISTÁN GONZÁLEZ

COASESOR

DR. ALFREDO AGUILLÓN ROBLES

ALUMNO BECADO POR EL

CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

REGISTRO: 203746

Contenido

	Página
Contenido	i
Relación de figuras	iii
Relación de tablas	v
Relación de anexos	v
RESUMEN	vi
INTRODUCCIÓN	1
a. Justificación	2
b. Objetivo y metas específicas	2
c. Localización y vías de acceso	3
d. Antecedentes	5
e. Materiales y metodología	5
f. Métodos analíticos	7
1. GEOLOGÍA	8
1.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
1.2. ESTRATIGRAFÍA	10
1.2.2 Unidad Vulcano-Sedimentaria (Roca Verde)	14
1.2.2 Formación Cerro Gordo	15
1.2.3 Formación Caracol	17
1.2.4 Intrusivo Granodiorítico La Tesorera	18
1.2.5 Dacita El Gato	20
1.2.6 Riolita La Leona	22
1.2.7 Riolita La Cardona	24
1.2.8 Ignimbrita San Patricio	26
1.2.9 Ignimbrita San Agustín	27
1.2.10 Gravas	29
1.2.11 Coluvión	29

1.2.12 Suelo Residual	30
1.2.13 Aluvión	30
2. TECTÓNICA	31
2.1 TECTÓNICA REGIONAL	31
2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	36
2.2.1 Análisis estructural del sistema de diques La Leona en el Complejo Volcánico La Tesorera	38
3. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	42
3.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DEL CONJUNTO DE ROCAS ÍGNEAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LA TESORERA	42
3.1.1 Dacita El Gato	51
3.1.2 Riolita La Leona	52
3.1.3 Riolita La Cardona	56
3.1.4 Ignimbrita San Patricio	57
3.1.5 Ignimbrita San Agustín	59
3.1.6 Diques La Saucedá	61
3.2 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	62
DISCUSIÓN	65
CONCLUSIONES	72
BIBLIOGRAFÍA	73

Relación de figuras

1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.....	4
2. Localización del área de estudio, dentro del Terreno Guerrero y en la provincia de la Mesa Central, al sur-oriente de la Sierra Madre Occidental....	8
3. Columna estratigráfica esquemática del Complejo Volcánico La Tesorera, Zacatecas.....	11
4. Plano geológico del Complejo Volcánico La Tesorera.....	12
5. Secciones geológicas transversales a la dirección de los diques y domos riolíticos La Leona.....	13
6. Fotografías de la dacita El Gato.....	21
A. Brecha basal o de desintegración.	
B. Vetillas rellenas de sílice secundario.	
7. Fotografías de los diques y domos riolíticos La Leona.....	23
A. Detalle de las lavas que derramaron los diques.	
B. Panorámica de los diques al poniente del poblado Noria del Cerro.	
C. Panorámica de un domo endógeno, cerro El Colorado.	
8. Fotografías de la riolita la Cardona.....	26
A. Depósito piroclástico de flujo de cenizas.	
B. Lavas félsicas mostrando estructura fluidal.	
9. Fotografías de la ignimbrita San Patricio.....	27
A. Depósito piroclástico, masivo sin soldar.	
B. Base de la ignimbrita San Patricio con fragmentos de 1-30 cm en matriz de ceniza y pómez.	
10. Fotografías de la ignimbrita San Agustín.....	28
A. Remanente en la cima del cerro Salto El Gato.	
B. Fragmentos de 40 cm de diámetro en matriz de cenizas y pómez.	
11. Mapa que muestra la localización del área de estudio y las estructuras mayores de la Mesa Central.....	34
12. Mapa geológico del Complejo Volcánico La Tesorera, representando el Sistema de Diques La Leona emplazados dentro del Intrusivo La Tesorera.....	37

13. Estereogramas de los diques riolíticos La Leona.....	38
14. Estereogramas de foliaciones de flujo de los diques riolíticos La Leona.....	39
15. Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2), para la clasificación de muestras de rocas volcánicas y línea que separa los dominios alcalino y subalcalino.....	46
16. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de los contenidos de elementos mayores con respecto al sílice.....	47
17. Diagramas de multielementos normalizados a Condrita C1.....	48
18. Diagramas de tierras raras normalizadas a Condrita C1.....	49
19. Diagramas tipo Harker mostrando las variaciones de algunos elementos traza con respecto al sílice.....	50
20. Fotografías de muestras petrográficas.....	55
A. Textura de la dacita El Gato.	
B. Dacita El Gato: Líticos de composición dacítica y fragmentos de esferulitas en matriz hipocristalina.	
C. Textura de los diques y domos riolíticos La Leona	
D. Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de cuarzo corroídos en matriz microgranuda.	
E. Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de sanidina y cuarzo en matriz desvitrificada esferulítica.	
F. Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de cuarzo, plagioclasas alteradas por carbonatos y biotita en matriz microcristalina con óxidos diseminados.	
21. Fotografías de muestras petrográficas.....	58
A. Riolita La Cardona: Plagioclasa en el núcleo de una esferulita.	
B. Riolita La Cardona: Con luz natural se observa la matriz vítrea hialina.	
C. Ignimbrita San Patricio: Matriz vítrea con fenocristales rotos de cuarzo y líticos de cuarcitas con cuarzoes elongados.	
D. Ignimbrita San Patricio: Matriz vítrea con espículas de vidrio y fragmentos de cristales.	
E. Ignimbrita San Agustín: Matriz vítrea con abundantes espículas de vidrio con esferulitas y líticos con moderada oxidación.	
F. Diques La Saucedá: Fenocristales cuarzo corroídos y biotita en matriz con intercrecimientos de cuarzo y sanidino.	
22. Diagrama de proporciones $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ en función del sílice de los diques granitoides.....	64

23. Diagramas de discriminación para granitos.....	66
A. Nb-Y	
B. Rb-(Y+Nb)	
24. Distribución de las muestras en el diagrama Nb-SiO ₂ para ambientes orogénicos y no orogénicos.....	66
25. Diagrama Zr/SiO ₂ para la clasificación de granitoides tipo-S y tipo-I.....	67
26. Diagrama Rb-SiO ₂ para discriminar ambientes de intraplaca (WPG) y de dorsal oceánica (ORG).....	68
27. Modelo propuesto para la evolución tectónica y emplazamiento de los diques y domos riolíticos La Leona.....	70

Relación de tablas

1. Datos estructurales del sistema de diques y domos riolíticos La Leona.....	40
2. Foliosaciones de flujo del sistema de diques y domos riolíticos La Leona.....	41
3. Características petrográficas de las rocas del CVT y su ubicación geográfica en coordenadas UTM WGS84.....	42
4. Análisis químicos del conjunto de muestras del CVT.....	43
5. Concentración de elementos mayores y traza del CVT.....	44
6. Minerales normativos del CVT, recalculados en base anhidra.....	45

Relación de anexos

1. Plano geológico del Complejo Volcánico La Tesorera	
---	--

RESUMEN

Se propone definir un modelo tectonomagmático del emplazamiento de los diques y domos riolíticos que forman el Complejo Volcánico La Tesorera (CVT) y establecer su relación con el intrusivo granodiorítico La Tesorera, dentro del cual se emplazaron, en base a un estudio geoquímico apoyado con el análisis de datos estructurales. El CVT está formado por un conjunto de rocas hipabisales, efusivas y piroclásticas de composición dacítica a riolítica emplazadas en diferentes etapas dentro de una secuencia vulcano-sedimentaria del Jurásico-Cretácico y rocas turbidíticas y de plataforma somera del Terreno Guerrero. La secuencia volcánica se inició con la emisión de la dacita El Gato, posterior a la dacita se emplazaron en el centro y márgenes del intrusivo los diques y domos riolíticos La Leona, después, ocurrieron otros tres eventos uno efusivo riolítico (riolita La Cardona) y dos de flujos piroclásticos (ignimbrita San patricio e ignimbrita San Agustín). El sistema de diques y domos riolíticos La Leona, está formado por un conjunto subparalelo a ligeramente anastomosado de diques félsicos de composición riolítica, con una orientación NW-SE y flancos inclinados hacia el SW. Los diques en general, son rocas de textura porfídica, con 10-30% de fenocristales de 1-4 mm de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. La matriz es afanítica desvitrificada con intercrecimientos esferulíticos de feldespato y cuarzo y ocasionalmente exhibe texturas fluidales. Geoquímicamente los diques son rocas alcalinas de composición riolítica, ligeramente peraluminosas. En los patrones para elementos traza se observa un enriquecimiento en Rb, K, U y Th y anomalías negativas en Ba, Sr, P, Eu y Ti, que sugieren procesos de asimilación cortical, fusión parcial y cristalización fraccionada para explicar la formación de magmas alcalinos en el CVT. El emplazamiento de los diques y domos riolíticos La Leona ocurrió en un ambiente tectónico de transición después la deformación contráctil Laramide, y está relacionado a las primeras fases de extensión que formaron la Provincia de Cuencas y Sierras de México. Cabe hacer notar que las relaciones genéticas de los diques con el intrusivo granodiorítico La Tesorera no son claras y requieren estudios adicionales.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio forma parte de la porción sur-oriental de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental, la cual es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2005) y a la apertura del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Sawlan, 1991), y es considerada como producto del paroxismo ignimbrítico sucedido en el Oligoceno temprano (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

La actividad de arco magmático durante el Cretácico tardío-Paleoceno produjo una gran cantidad de rocas plutónicas y volcánicas, que fueron agrupadas en el Supergrupo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977). A partir del Eoceno se produjo un evento magmático de arco, que en varias áreas puede interpretarse como el precursor del episodio ignimbrítico del Oligoceno que dio origen al Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Keizer, *op. cit.*), asociado a fallamiento (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) de las primeras fases de extensión cortical que formó la Provincia de Cuencas y Sierras de México en el oriente de la Sierra Madre Occidental, este evento estuvo acompañado de un vulcanismo voluminoso principalmente de productos efusivos y piroclásticos. Al inicio de esta etapa ocurrió el emplazamiento de un complejo de pórfidos riolíticos en forma de diques y cuellos volcánicos que aun conservan parte de sus derrames lávicos que formaron domos de composición félsica en el Complejo Volcánico La Tesorera (CVT) el cual es contemporáneo con la secuencia volcánica félsica basal del Eoceno medio de las inmediaciones de la Ciudad de Zacatecas (Riolita La Bufa 49.9 ± 1.0 Ma: Tristán-González, 2008) y con las rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P. (Tristán-González, 2008; López-García, 2010). Los diques del CVT se emplazaron dentro y en las márgenes de un cuerpo plutónico de granodiorita con un rumbo preferencial NW-SE y una población menor perpendicular.

a. Justificación

Los diques y domos riolíticos del CVT han sido poco estudiados hasta el momento, por lo que se desconocen sus características estratigráficas, estructurales, petrográficas y geoquímicas que permitan entender la relación que guardan con el intrusivo granodiorítico La Tesorera y definir el ambiente tectónico que prevalecía al momento de su emplazamiento. La información geológica dentro del área de estudio es muy escasa y la poca que hay está principalmente enfocada a los yacimientos minerales, además de que no existe una cartografía detallada de la distribución de los diques y de las unidades volcánicas existentes.

b. Objetivo y metas específicas

El objetivo general de este trabajo es definir un modelo tectonomagmático de los diques y domos riolíticos que forman el CVT y establecer su relación con el intrusivo granodiorítico La Tesorera, dentro del cual se emplazaron.

Las metas específicas que se pretenden alcanzar en el presente trabajo de tesis son las siguientes:

- Elaborar un mapa geológico con suficiente detalle estratigráfico de las unidades volcánicas que forman el CVT.
- Realizar un análisis estructural del sistema de diques.
- Determinar las características petrográficas de los diques y principales unidades volcánicas para su clasificación.
- Caracterización geoquímica de los diques y principales unidades volcánicas de acuerdo a la concentración de elementos mayores.
- Determinar las variaciones geoquímicas de elementos mayores y traza de los diques y las principales unidades volcánicas.

- Formular un modelo geológico para explicar el emplazamiento de los diques y domos dentro del cuerpo intrusivo La Tesorera.

Con todo lo anterior, se espera contribuir a un mejor conocimiento de los mecanismos de formación y distribución de diques asociados a plutones, emplazados probablemente en eventos post-colisionales, asociados a extensión.

c. Localización y vías de acceso

El área La Tesorera se ubica en el sur-oriental del estado de Zacatecas, dentro de los municipios de General Pánfilo Natera y Guadalupe, Zacatecas, al norponiente de la población Pánfilo Natera y La Tesorera. Abarca en su porción oriental una porción pequeña del municipio de Villa de Ramos, S. L. P. Cubre una área de unos 270 km² aproximadamente, limitada por los paralelos 22°41' y 22°48' de Latitud Norte, y los meridianos 102°05' y 102°10' de Longitud Oeste. Dentro de las hojas INEGI, abarca la parte centro-norte de la Ojo Caliente F-13-B69 y la parte centro-sur de la Zacatón F-13-B59.

Las principales vías de acceso a la zona de La Tesorera son, partiendo de la ciudad de San Luis Potosí o de la ciudad de Zacatecas por la carretera Federal No. 49 San Luis Potosí-Zacatecas hasta el entronque a Pánfilo Natera, donde se toma hacia el norte por una carretera pavimentada que se dirige a los poblados La Tesorera, Guanajuatillo, El Saucito hasta llegar a Noria del Cerro de Santiago (Figura 1). A lo largo del área de estudio hay terracerías y brechas que son transitables todo el año.

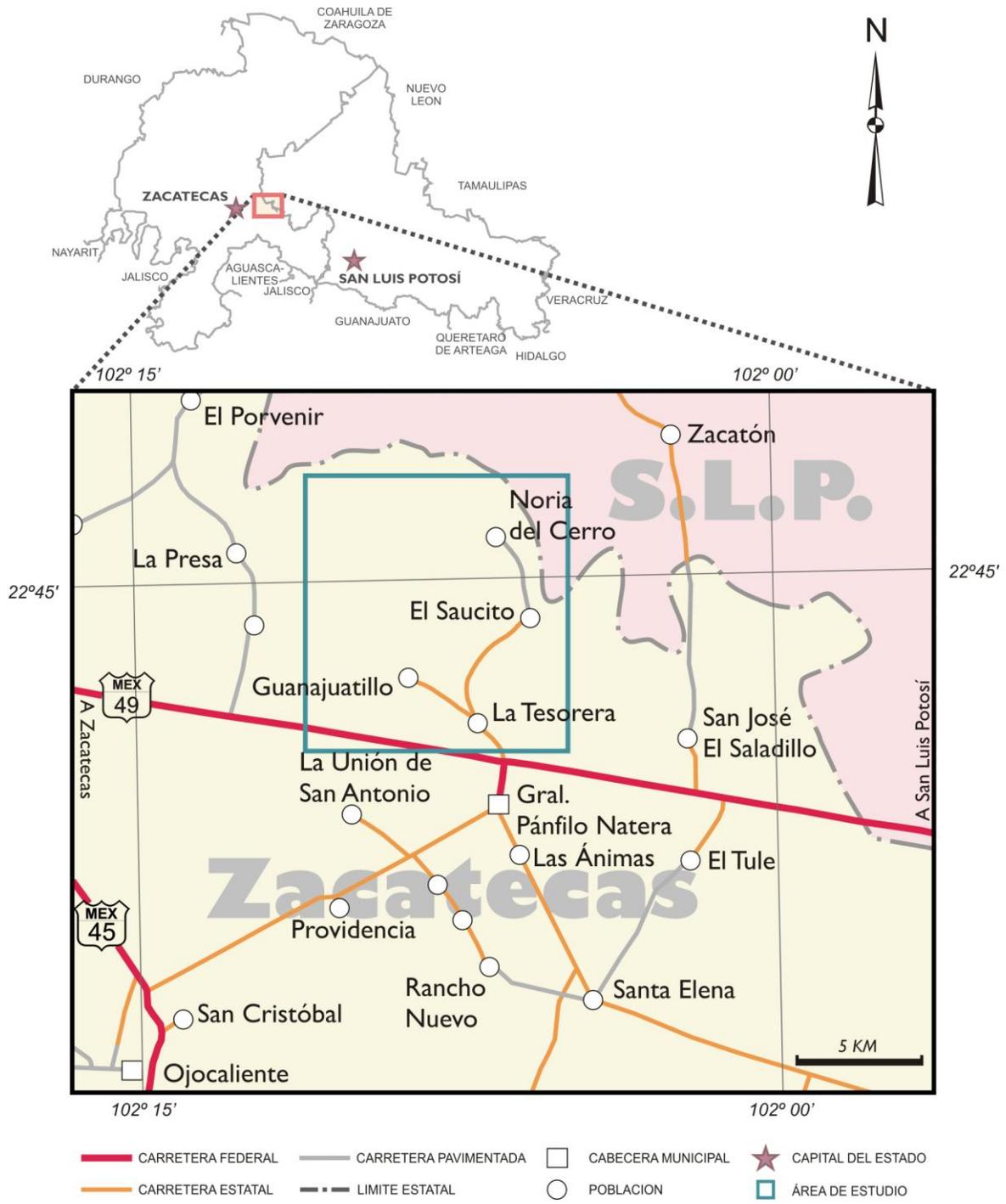


Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio (figura compuesta con información del INEGI).

d. Antecedentes

Dentro de la poca información existente en el área de estudio se encuentran los trabajos de cartografía geológico-minera realizados por el Consejo de Recursos Minerales (COREMI), conocido hoy como el Servicio Geológico Mexicano (SGM; 1991, 1997, 1999, 2000) y escasos trabajos de tesis inéditos (Yta, 1992; Quevedo-Coronado, 2007; Franzetti, 2009).

También se cuenta con información a escala regional, donde destacan estudios realizados para la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005) y la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), donde se localizan una serie de centros volcánicos que han sido estudiados y bien documentados por diversos autores (Aguillón-Robles *et al.*, 1994; Tristán-González *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Aguillón-Robles *et al.*, 2009, Tristán-González *et al.*, 2009, López-García, 2010), estos estudios han servido para correlacionar y comparar eventos volcánicos que pudieran estar relacionados, además de que se han realizado dataciones radiométricas (Aranda-Gómez, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Tristán-González, 2008) que ayudan a ubicar las diferentes unidades y comprender la evolución del volcanismo, así como su relación a eventos tectónicos regionales (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Loza-Aguirre, 2005). Cabe señalar que el área de estudio comprende el Terreno Guerrero, muy cerca de su límite oriental con el Terreno Sierra Madre, los cuales han sido ampliamente estudiados y existen grandes aportes que ayudan a comprender la evolución tectónica en la región (Campa y Coney, 1983; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008).

e. Materiales y metodología

Para la elaboración del presente trabajo se recopiló material bibliográfico donde destacan trabajos recepcionales de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), informes de las cartas geológico-mineras editadas por el Servicio

Geológico Mexicano (SGM), así como artículos y resúmenes en extenso publicados en revistas especializadas. En el mapeo geológico se utilizaron fotografías aéreas a escala 1:25,000 y las cartas topográficas de Ojo Caliente (F13-B69) y Zacatón (F13-B59) escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). El equipo de campo fue el tradicional para este tipo de trabajo, utilizando además GPS (*Global Position System*) en el sistema de coordenadas UTM WGS84. La elaboración de láminas delgadas y preparación de muestras geoquímicas se realizó en el Laboratorio de Preparación de Minerales del Instituto de Geología de la UASLP, así como la descripción petrográfica en el Laboratorio de Petrografía de la misma institución, utilizando un microscopio de luz polarizada.

El trabajo se inició con la recopilación documental de trabajos realizados en el área de estudio, así como trabajos regionales. Además se realizó un mapa base con la topografía, toponimia e interpretación de fotografías aéreas, con el fin de tener una base geológica preliminar para su verificación en campo.

El mapeo geológico se enfocó principalmente a detallar la distribución de los diques y domos que afloran en el área de La Tesorera. Para tal efecto, se tomaron datos estructurales de los diques y estructuras asociadas, planos de foliaciones del flujo de lava y contactos litológicos de las diferentes unidades que forman el área. Se programaron secciones transversales a las estructuras, detallando rasgos estratigráficos más relevantes, descripción megascópica de las rocas, además de tomar muestras representativas para su análisis geoquímico y petrográfico.

Al final, se procedió a elaborar el plano geológico en el programa *AUTOCAD 2010* a escala 1:25,000; los datos estructurales de los diques, direcciones de flujo y basculamientos se analizaron en el programa *STEREO32* dentro de la retícula de Schmidt de áreas iguales; se describieron las muestras petrográficas y se procesaron los resultados de los análisis geoquímicos en programas especializados como el *SINCLAS* (Verma *et. al.*, 2002) y *MINPET* para su clasificación e interpretación y con el programa *COREL DRAW X4* se elaboraron los diagramas y figuras.

Finalmente se realizó la interpretación de las observaciones y resultados obtenidos para su redacción en forma de tesis.

f .Métodos analíticos

Los elementos mayores fueron analizados por el método de fluorescencia de rayos X (FRX) en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM, con un espectrómetro secuencial de Rayos X, *SIEMENS SRS 3000*. La metodología a detalle de la preparación utilizada se describe en Lozano y Bernal (2005). Los elementos traza y tierras raras fueron determinados por espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología de la UASLP, con un equipo *THERMO SCIENTIFIC XSERIES2*, donde se utilizó la técnica analítica propuesta por Almaguer-Rodríguez (2010).

1. GEOLOGÍA

1.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio forma parte de la porción oriental del Terreno Guerrero (TG) muy cerca del límite de los afloramientos occidentales del Terreno Sierra Madre (TSM; Campa y Coney, 1983; Figura 2), fisiográficamente se ubica en la parte centro-occidental de la Mesa Central (MC) y al sur-oriente de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc), y geográficamente en los límites de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas.

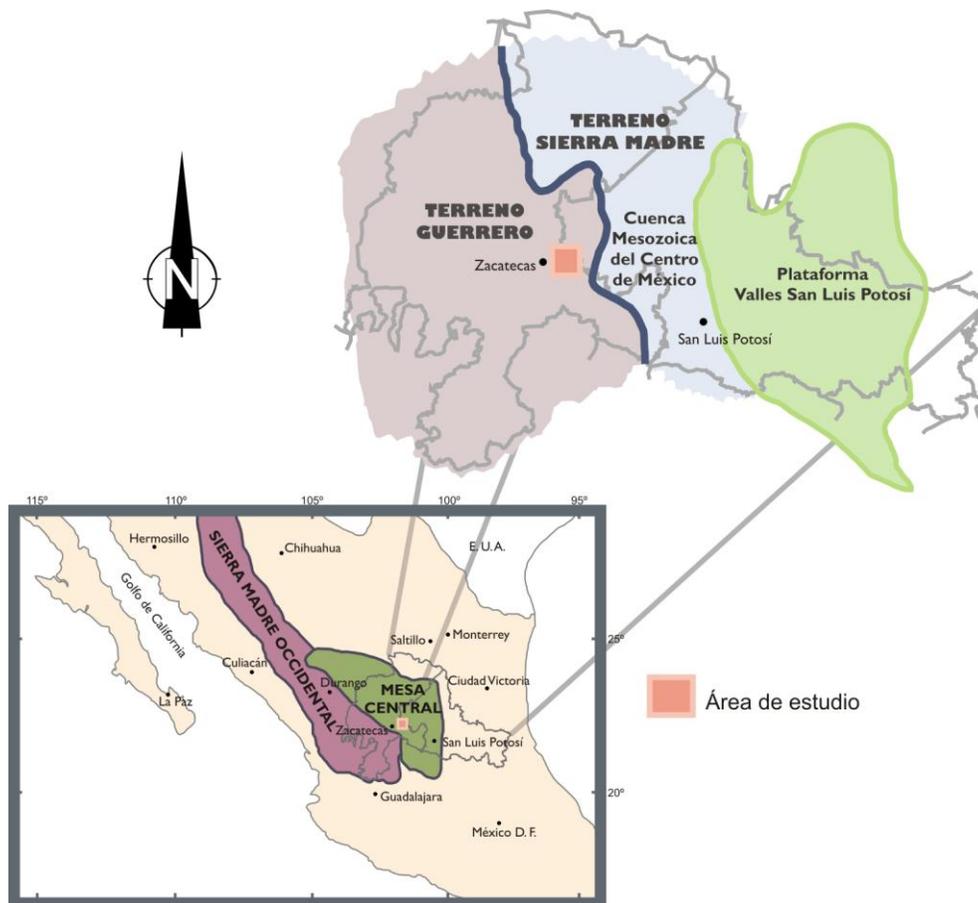


Figura 2. Localización del área de estudio, comprendida dentro del Terreno Guerrero y en la Provincia de la Mesa Central, al sur-oriente de la Sierra Madre Occidental (Figura editada de Carrillo Bravo, 1982 y Stewart, 1998).

Debido a que el TG se encuentra ensamblado tectónicamente sobre el TSM, se pudiera sospechar que el TSM pudiera estar por debajo de este terreno, el cual es subyacente por un basamento Precámbrico que aparentemente fue acrecionado a Norteamérica en el Paleozoico tardío por la colisión entre Norte y Sudamérica durante la formación de Pangea (Yañez *et al.*, 1991; Stewart *et al.*, 1993).

El TSM se caracteriza por la presencia de rocas siliciclásticas del Triásico tardío, rocas volcánicas-vulcanoclásticas del Jurásico medio y caliza-arenisca-lutita del Mesozoico tardío. Estas unidades en mención afloran principalmente en las áreas de Peñón Blanco y Charcas hacia la parte sureste y noreste respectivamente del área de estudio y están representadas por las formaciones La Ballena, Nazas, Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas, Indidura y Caracol (Silva-Romo, 1993; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994).

El TG está caracterizado por vulcanismo submarino y está formado a la vez por cinco terrenos, que registran un vasto y complejo proceso relacionado a subducción influenciado por translación y fallamiento. Los cinco terrenos en mención son Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo, siendo este último donde se encuentra el área de estudio. El Terreno Zihuatanejo fue formado por ensambles de flancos a pisos oceánicos acrecionados en el Jurásico temprano (complejo de subducción), sobreyacidos por rocas de arco volcánico del Jurásico medio, las cuales son sobreyacidas discordantemente por ensambles de rocas vulcano-sedimentarias relacionadas a un arco marino y subaéreo del Cretácico temprano al tardío (Centeno-García *et al.*, 2008). Éstas unidades en mención están representadas por las Formaciones Zacatecas y La Borda, esta última es correlacionable con la Unidad Vulcano-Sedimentaria del área de estudio, expuesta en el poblado El Saucito, representada por basaltos en almohadilla interestratificados con siliciclastos, ausencia de rocas carbonatadas y volcánicas del Jurásico medio y tardío, y presencia de secuencias de arco oceánico principalmente compuestas de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico temprano y medio (Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

A partir del Oxfordiano y hasta finales del Cretácico, prevalecieron condiciones marinas en la MC, y hacia los límites occidental y sur se depositaron conjuntos vulcano-sedimentarios marinos con grandes espesores 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 (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Durante el Mesozoico tardío-Cenozoico se iniciaron diferentes episodios magmáticos y tectónicos que dieron origen a la SMOc (Ferrari *et al.*, 2005). Al occidente del CVT, en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, se depositó una secuencia félsica, cuya base está representada por domos de composición Riolítica (Riolita La Bufo) del Eoceno medio, parcialmente cubiertos por piroclásticos y volcanoclásticos del Oligoceno. En la porción sur y suroriental de la MC se localizan varios campos volcánicos, donde sobresalen el de San Luis Potosí, Guanajuato y Río Santa María (Tristán-González *et al.*, 2009) que están formados por paquetes gruesos de rocas volcánicas félsicas y cuya actividad se inició durante el Eoceno medio. Los primeros pulsos volcánicos en estos campos se iniciaron con vulcanismo andesítico (44-50 Ma), prosiguiendo en el Oligoceno con un vulcanismo voluminoso de lavas y piroclastos de composición félsica extravasados entre los 32 y 25 Ma.

1.2. ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del área de estudio comprende rocas sedimentarias del Mesozoico, un evento plutónico del Cretácico tardío-Terciario temprano y un evento volcánico del Terciario (Eoceno), que se inició con la emisión de una lava de composición dacítica que formó un amplio domo emplazado en la parte norte del intrusivo La Tesorera. Posterior a la dacita le siguieron efusiones de lavas félsicas inyectadas a través de diques múltiples en la parte central y en la periferia del intrusivo La Tesorera, llegando a desarrollar en algunos sitios domos endógenos de diferentes dimensiones. Después de la salida de las lavas félsicas,

se llevaron a cabo otros tres eventos uno efusivo riolítico, y dos de flujos piroclásticos. Lo anterior está representado en las figuras 3, 4 y 5.

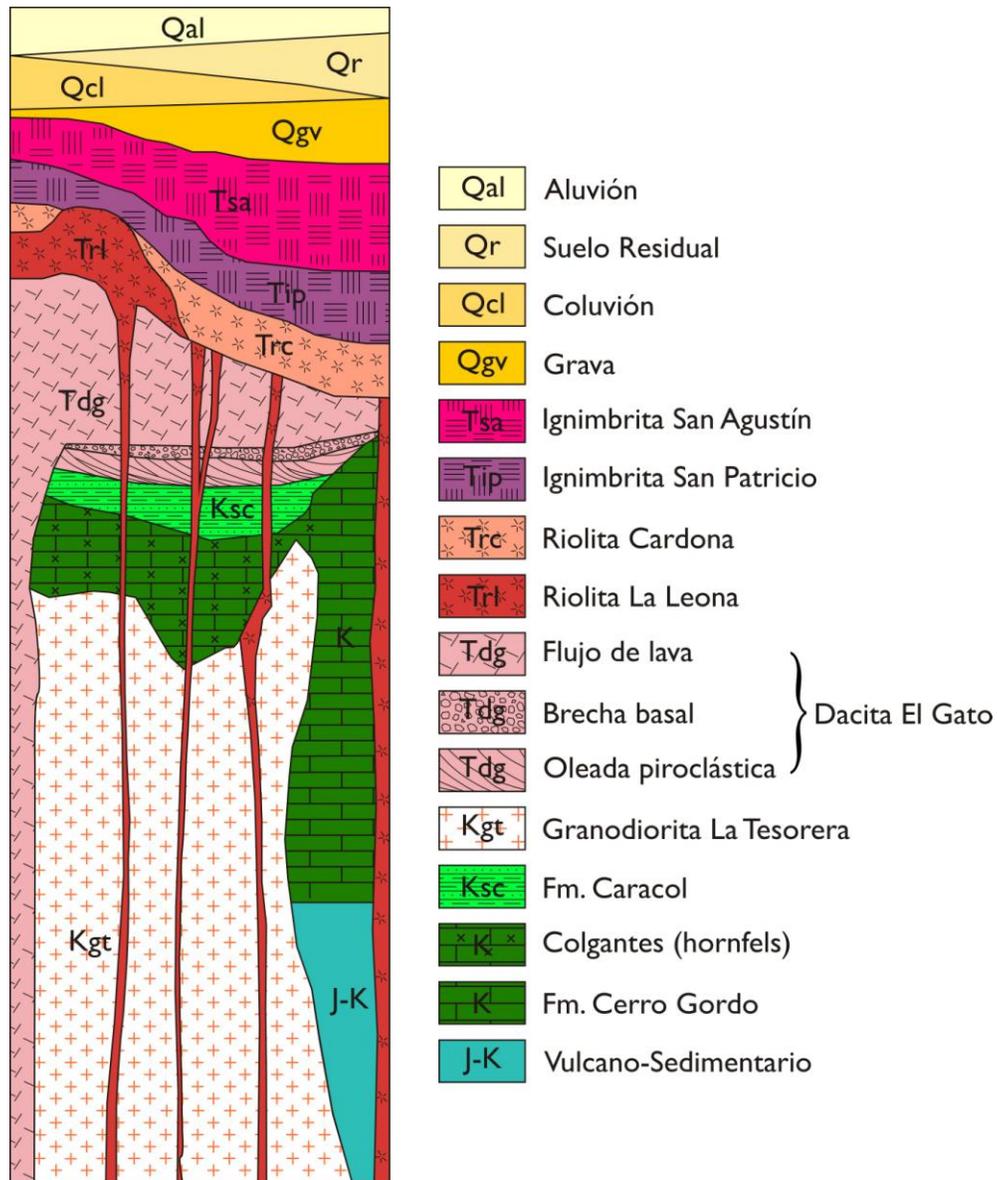


Figura 3. Columna estratigráfica esquemática del Complejo Volcánico La Tesorera, Zacatecas.

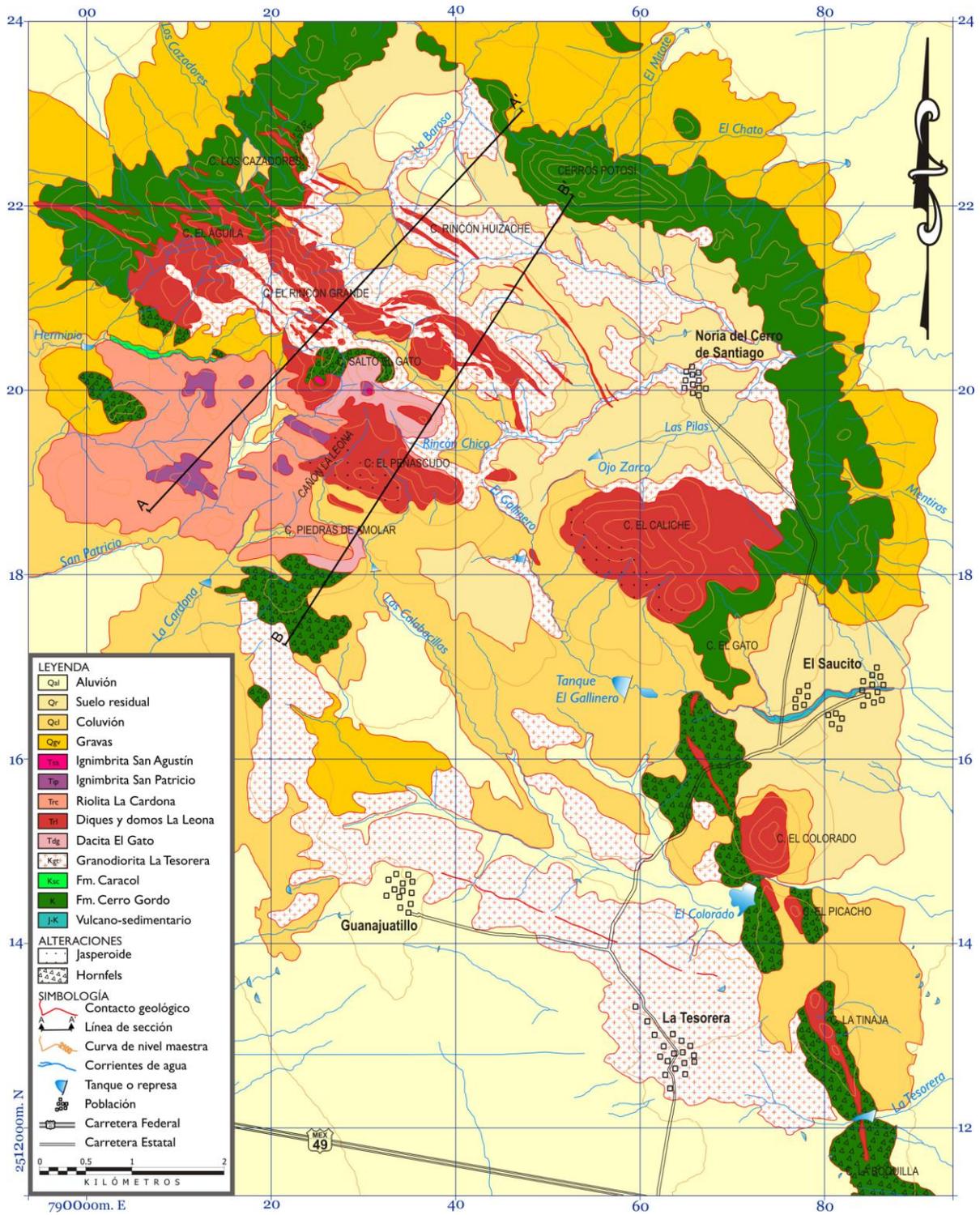


Figura 4. Plano geol3gico del Complejo Volc3nico La Tesorera.

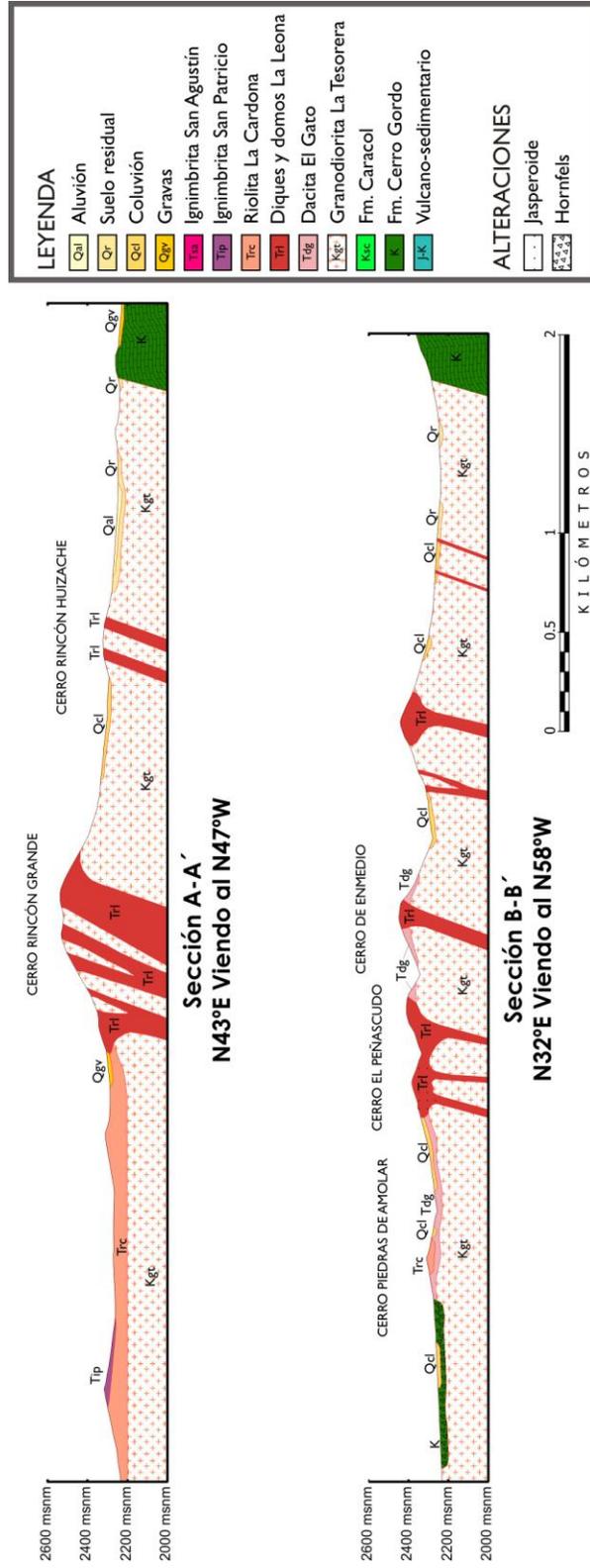


Figura 5. Secciones geológicas transversales a la dirección de los diques y domos riolíticos La Leona.

1.2.1 Unidad Vulcano-Sedimentaria (Roca Verde)

Esta unidad ha sido objeto de numerosos estudios, sin embargo, los primeros trabajos fueron realizados por Burckhardt (1906) en capas del Triásico Marino de Zacatecas en el área del Arroyo Calavera ó Pimienta en el sur de la ciudad de Zacatecas, en donde reportó una secuencia de pizarras con intercalaciones de la llamada “roca verde”, la cual consideraban como una diabasa de olivino según observaciones microscópicas de Ezequiel Ordoñez con tobas de diabasa (*in* Burckhardt, 1906). Posteriormente Burckhardt y Scalia (1906), la identifican como andesita que pasa a diabasa, gabro y porfirita, dividiéndola en 2 grupos: 1) lava espilítica que representan erupciones submarinas dentro de la secuencia de los sedimentos y 2) lavas muy parecidas y de casi la misma edad, que cubren las rocas metamórficas en forma de una *nappe*. De Cserna (1976) estudió rocas semejantes y las nombró como Formación Chilitos y las describe como un conjunto de lavas almohadilladas y brechas de color verde, siendo la localidad tipo el Arroyo de Chilitos, situada a tres kilómetros al sureste de la mina de Fresnillo. Yta (1992), nombró a la “roca verde” como rocas de la Unidad Vulcano-Sedimentaria, constituida por lavas básicas almohadilladas intercaladas con calizas micríticas con nódulos de pedernal y radiolaritas. Escalona-Alcázar *et al.* (2009) nombraron esta secuencia como Complejo Vulcanosedimentario Las Pilas, y lo describieron como un paquete de lava máfica, tobas escasas, diques, *sills* y *lacolitos* intercalados con horizontes de grauvaca feldespática, *mudstone* y lentes de caliza, menciona que los sedimentos se incrementan hacia arriba de la sección estratigráfica.

Esta secuencia se encuentra expuesta sobre el lecho del Arroyo El Gallinero, el cual cruza el poblado de El Saucito. El afloramiento más notable se encuentra debajo del puente que cruza el Arroyo el Gallinero en la terracería que conduce al poblado de Noria del Cerro de Santiago.

En el área de estudio está unidad se compone de una secuencia de lavas de composición basáltica a andesítica de color verde a gris verdoso, de estructura masiva a almohadillada, con textura de vesículas y/o amígdalas rellenas de arcilla

o cuarzo; con intercalaciones de capas de lutita, caliza y radiolarita de estratificación delgada a media. Dicha secuencia presenta un metamorfismo de bajo grado con alteraciones de clorita y epidota. En el área no se pudo medir su espesor por no aflorar sus contactos. Para otras localidades mencionadas se ha estimado un espesor de 200 m (De Cserna, 1976), para los afloramientos del Arroyo Chilitos en Fresnillo, Zacatecas.

Esta unidad puede ser correlacionada con la Formación Chilitos del área de Fresnillo, en donde De Cserna (1976) le asignó una edad del Triásico tardío. En base a dataciones paleontológicas de radiolarios en el área de El Saucito, se le asignó la edad del Cretácico inferior (Valanginiano-Hauteriviano) por Yta *et al.* (1990).

En el área no aflora el contacto inferior de esta unidad, sin embargo, se puede inferir que se encuentra subyaciendo en contacto por falla a la secuencia de calizas de la Formación Cerro Gordo (Tristán-González *et al.*, 1994) y cubierta discordantemente por depósitos de gravas y aluvión.

En base a estudios realizados por Centeno-García y Silva-Romo (1997); sugieren que la unidad vulcano-sedimentaria es alóctona y que se formó en un ambiente tras-arco o intra-arco, debido a que el magmatismo de la acreción del arco Jurásico-Cretácico muestra cantidades grandes de contaminación cortical más antigua, sugiriendo que no fue formado sobre corteza continental.

1.2.2 Formación Cerro Gordo

En el área de Fresnillo, Zacatecas aflora una secuencia de capas de caliza de estratificación mediana a gruesa con un espesor total de 300 m a las que De Cserna (1976) nombró como caliza Cerro Gordo por aflorar en las partes elevadas del Cerro Gordo-Xoconostle, donde se presenta como una secuencia de capas de caliza y lutita de espesores variables (5 a 50 cm las caliza y de 15 a 30 cm la lutita). En la cima del Cerro Gordo y en los cerros que se encuentran inmediatamente al norte del libramiento de la carretera a Durango y Torreón, los

terrígenos finos alcanzan su mayor abundancia, expuestos en bancos de hasta 10 m de capas de lutita, marga gris y violácea y limolita, interestratificada con estratos delgados de caliza arcillosa; en algunos horizontes abundan las capas de caliza de grano grueso en estratos delgados de 3 a 10 cm de espesor, escaso pedernal en bandas delgadas y lutita violácea en menor cantidad. Tristán-González *et al.* (1994) correlacionaron a varias localidades con características litológicas semejantes localizadas al oriente de Cerro Gordo, nombrándolas con el mismo nombre, incluyendo los afloramientos de La Tesorera.

Aflora principalmente en el área del Saucito-Noria del Cerro de Santiago, en la periferia norte y nororiental del cuerpo principal del intrusivo La Tesorera y en esporádicos afloramientos (*hornfels*) al poniente del área de estudio.

Su litología consiste de capas de calizas micríticas de color gris oscuro, de textura *mudstone* a *wackestone* (Dunham, 1962), en estratos delgados a medianos de 10 a 30 cm, con laminación rítmica semejando turbiditas distales; hacia la parte media se intercalan bandas delgadas y lentes de pedernal negro, con horizontes laminares de limolita y lutita de color violáceo, hacia la cima el pedernal es escaso presentándose en forma de nódulos. Localmente se observa ramaleo de calcita blanca y cuerpos tabulares de caliza jasperiada en forma de lentes.

Los afloramientos de esta caliza, principalmente los que se localizan sobre la cúpula del intrusivo, corresponden a cuerpos que quedaron en forma de “colgantes” sobre el intrusivo La Tesorera y generalmente están hornfelizados, los cuales son muy notorios al NW del poblado Guanajuatillo. Al nororiente del poblado El Saucito (Figura 4) se encuentra una zona de jaseroide de color oscuro formando montículos amplios que resultaron del reemplazamiento de los sedimentos de la Formación Cerro Gordo.

Su espesor es variable debido a su grado de erosión avanzado en algunos sitios, de acuerdo al perfil geológico elaborado por Quevedo-Coronado (2007) se le estimó un espesor de 200 m en los Cerros Potosí, al NW del poblado Noria del Cerro de Santiago.

De acuerdo a fósiles clasificados por Alencáster (1971), para el área de Fresnillo, Zacatecas, estos sedimentos corresponden a una edad Albiano tardío (De Cserna, 1976), por lo que se le correlaciona con la Formación Cuesta del Cura descrita por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, Coahuila.

Esta unidad sobreyace discordantemente a la Unidad Vulcano Sedimentaria (Roca Verde) y está intrusionada por el intrusivo La Tesorera. Subyace discordante a la Formación Caracol. La Formación Cerro Gordo también es intrusionada por diques de la riolita La Leona cuyas lavas al derramar se depositaron discordantes sobre ella. También en algunos sitios está cubierta discordante por derrames de la dacita El Gato, riolita La Leona y riolita Cardona y por los flujos piroclásticos de las ignimbritas San Patricio y San Agustín. Está cubierta discordante por suelos residuales, coluviones y gravas.

1.2.3 Formación Caracol

Imlay (1936) designó con el nombre de Formación Caracol a una serie de tobas desvitrificadas, capas de lutita y caliza que descansan discordantes sobre la Formación Indidura, en la localidad tipo del Arroyo El Caracol, en la parte oriental de la Sierra de Parras, Coahuila. Guzmán-Aguirre (1969) mencionó que capas de arenisca masiva intercaladas con lutita de color gris oscuro, afloran en los arroyos de Chilitos y Plateros. De Cserna (1976) nombró a las rocas “flyschoides” del Valle de Plateros como formación Plateros y las describe como capas de lutita carbonosa y calcárea, lentes de grauvaca-caliza, graduando hacia su cima a grauvaca-lutita. En este estudio se le da el nombre de Formación Caracol por su semejanza litológica y estilo de deformación con los afloramientos de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) localizados en el límite de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, pero también pudieran pertenecer a los depósitos *flysch* del Terreno Guerrero descritos por De Cserna (1976).

Aflora al poniente del área de estudio, como una ventana de por lo menos 1.5 km a lo largo de lecho del arroyo El Muerto.

Esta unidad puede ser considerada como una secuencia tipo *flysch*, la cual presenta una alternancia rítmica de capas de lutita y arenisca de estratificación delgada (3 a 5 cm) a estratificación media (15 a 20 cm), de color verde a gris oscuro que intemperizan a amarillo ocre. Los componentes mineralógicos de la arenisca son cuarzo, feldespato y muscovita en una matriz de arena fina. En este estudio no fue posible medir su espesor, porque no afloran sus contactos.

El contenido micro y macrofaunístico es sumamente pobre tanto en el área de estudio como en otras localidades; Imlay (1938) consideró que esta formación corresponde al Coniaciano-Santoniano, sin embargo, otros autores consideran que se extiende hasta el Maastrichtiano (Carrillo-Bravo, 1982). Se correlaciona con las formaciones Tamasopo y Cárdenas de la porción central de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), San Felipe y Méndez de la porción oriental de PVSLP y con la Formación Mezcala de la Cuenca Mesozoica Centro de México (CMCM; Carrillo-Bravo, 1971).

Debido a lo restringido de su afloramiento en el área no se observó su contacto inferior, aunque es conocido que estratigráficamente sobreyace a la Formación Indidura en la CMCM. En el área más bien parece estar cabalgando sobre la Formación Cerro Gordo. Está cubierta de manera discordante por depósitos de gravas y localmente por derrames de la riolita Cardona.

Esta formación puede considerarse como una secuencia tipo *flysch*, depositada en un ambiente marino somero (nerítico) de alta energía, resultado de la erosión de un probable arco volcánico situado al occidente de México (Carrillo-Bravo, 1982).

1.2.4 Intrusivo Granodiorítico La Tesorera

Yta (1992) lo describió como un granito monzonítico con textura equigranular compuesta de feldespato, cuarzo, biotita y hornblenda. Tristán-González *et al.* (1994) lo definieron como un cuerpo granítico hipabisal de textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo, ortoclasa y muscovita, en una matriz microcristalina de

cuarzo y feldespato, formado por varios apófisis y diques, el cual produjo en su periferia aureolas amplias de metamorfismo en su zona de contacto con las rocas calcáreas que ahí afloran, originando cuerpos de mármol, wollastonita y zonas hornfelizadas. En la carta geológico-minera Ojo Caliente, editada por el SGM (1999) mencionan que este cuerpo intrusivo varía de composición de granito a granodiorita de color gris verdoso, holocristalino, inequigranular, porfirítico con 30 a 40% de plagioclasas, piroxenos, anfíboles y feldespato potásico, el cual petrográficamente lo clasifican como una granodiorita de biotita-hornblenda. En la carta geológico-minera Zacatón, también editada por el SGM (2000), lo describieron como un cuerpo granodiorítico de biotita con diques aplíticos, muy intemperizado, afectado por un cuerpo subvolcánico de composición dacítica, posiblemente del Cretácico tardío o principios del Terciario así como por diques y domos riolíticos del Oligoceno. Quevedo-Coronado (2007) lo clasificó como un granito con minerales de ortoclasa, cuarzo, biotita y plagioclasa. Jesús Solé *et al.* (2007) lo describieron como un granito formado principalmente por cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita (parcialmente alterada a clorita) y anfíboles.

Aflora en la parte central del área de estudio, en las inmediaciones de los poblados La Tesorera y Noria del Cerro de Santiago, y al norte del poblado Guanajuatillo.

De acuerdo con la descripción petrográfica de Quevedo-Coronado (2007), está constituido por 51% de minerales de ortoclasa alotriomorfa de 1-3 mm en agregados, 27% de cuarzo alotriomorfo de 0.5-2 mm en agregados, 15% de biotita ≤ 1 mm en agregados parcialmente oxidados, 5% de plagioclasa hipidiomorfa y 2% de hornblenda xenomorfa.

Yta (1992), mencionó que ésta intrusión está afectada por fallas de dirección casi E-W, en las cuales se emplazó la mineralización de tipo filón, también es afectada por fallas orientadas aproximadamente 140°N las cuales en parte controlan la intrusión de diques riolíticos en Cerro del Águila.

En la zona de contacto con las rocas calcáreas dio origen a cuerpos de caliza recristalizada, cuerpos lenticulares de wollastonita y zonas hornfelizadas. La mayoría de obras mineras y manifestaciones minerales *in situ* de wollastonita se encuentran en su periferia nororiente en una franja de al menos 1 km de longitud.

Se han reportado edades radiométricas K-Ar del Campaniano al Eoceno temprano. Mújica-Mondragón y Albarrán (1983) reportaron una edad de 74 ± 6.0 Ma en biotita; Solé *et al.* (2007) de 77 ± 3.0 Ma en biotita parcialmente cloritizada; Franzetti (2009) reportó una edad por K-Ar en biotita de 75.28 ± 1.90 Ma y 58.88 ± 1.43 Ma en roca total. Se le puede correlacionar con el intrusivo El Chepinque en el área de La Saucedá de Mulatos, donde Franzetti (2009) reporta una edad por K-Ar en biotita de 81.64 ± 2.01 Ma y 58.43 ± 1.43 Ma en roca total, el cual presenta características similares y se encuentra aproximadamente a 25 km al sur de la Tesorera.

El intrusivo La Tesorera intrusiona a la Unidad Vulcano Sedimentaria y a la Formación Cerro Gordo, originando aureolas amplias de metamorfismo en su zona de contacto con las calizas. A su vez es cortado por los diques y domos riolíticos La Leona. Está cubierto discordantemente por derrames de la dacita El Gato y gravas. En la parte norponiente está cubierto por colgantes de *hornfels* de la caliza de la Formación Cerro Gordo.

1.2.5 Dacita El Gato

La secuencia volcánica terciaria, se inició con la emisión de una lava de composición dacítica que formó un domo amplio emplazado en la porción norte del intrusivo La Tesorera. Quevedo-Coronado (2007) le da el nombre de Dacita Guanajuatillo, la cual describe como una roca de color rojizo, porfirítica, con 10% de fenocristales de 2-4 mm de plagioclasa, sanidino y aislados fenocristales de cuarzo y ferromagnesianos, presenta estructura fluidal con matriz desvitrificada, en las estribaciones del Cerro El Peñascudo. En este trabajo se le renombra como dacita EL Gato por ser más representativo en cuanto a su localidad donde aflora.

Aflora al norte del poblado de Guanajuatillo, en el Cerro Salto El Gato, en las faldas de los cerros Piedras de Amolar y Cerro de Enmedio.

La erupción de la dacita estuvo precedida por el emplazamiento de una secuencia de depósitos piroclásticos. La base de esta secuencia está constituida por un depósito piroclástico de color pardo rojizo, de aproximadamente 6 m de espesor. La matriz está constituida por ceniza fina, y engloba líticos sub-angulosos de 0.5 a 5 cm de diámetro. La estructura del depósito es laminar con estratificación cruzada transformándose hacia la cima en un flujo parcialmente soldado. En algunos sitios el depósito basal presenta silicificación moderada. Sobre el flujo piroclástico se encuentra una brecha basal o de desintegración (Figura 6 A), de color pardo rojizo, de 5-10 m de espesor, con fragmentos angulosos de 1 a 15 cm de diámetro mayor. El contacto con el flujo piroclástico basal es erosional.

El flujo de lava es de color pardo rojizo, hipocristalino, porfídico, de estructura fluidal, contiene de 10 a 15% de fenocristales de 2-4 mm de plagioclasa idiomorfa en agregados y de feldespato idiomorfo a hipidiomorfo de 1-2 mm parcialmente a totalmente alterados por carbonatación, y óxidos de hierro aislados dispersos en la matriz. La matriz está desvitrificada con silicificación moderada a fuerte. Paralelo a la dirección de flujo se observan vetilleos pequeños de cuarzo secundario (Figura 6 B). El espesor es de aproximadamente 15 a 20 m en las partes distales de sus lóbulos.

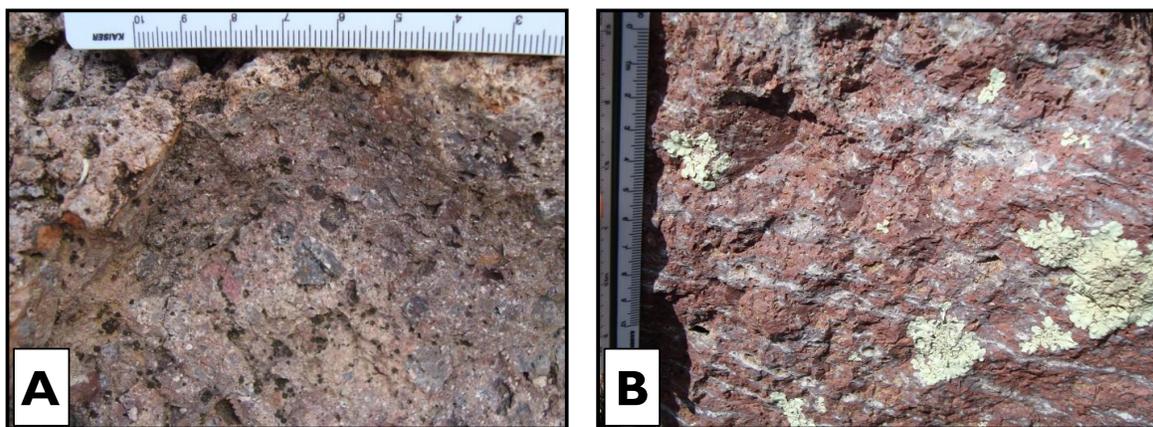


Figura 6. Dacita El Gato. A) brecha basal o de desintegración. B) vetillas rellenas de sílice secundario desarrolladas en los planos de la foliación de flujo.

Constituye la base de la secuencia volcánica terciaria en el área, por lo que se le correlaciona con rocas volcánicas contemporáneas de la Mesa Central cuyas edades radiométricas varían entre 37 y 49 Ma, lo que las ubica principalmente en el Eoceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Quevedo-Coronado (2007) la sitúa tentativamente en el Eoceno tardío, en base a la edad de las rocas volcánicas que afloran en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas.

Sobreyace discordante a las calizas hornfelizadas de la Formación Cerro Gordo y al Intrusivo La Tesorera, y subyace discordante a la riolita La Leona, riolita La Cardona y a la ignimbrita San Patricio.

1.2.6 Riolita La Leona

En el presente trabajo se le dio por primera vez el nombre de riolita La Leona al conjunto de lavas félsicas inyectadas a través de múltiples diques de orientación NW-SE que se emplazaron en las márgenes y cruzando al Intrusivo La Tesorera.

Quevedo-Coronado (2007) describió una serie de domos riolíticos cuyas coladas formaron lóbulos cortos y en algunos de ellos sólo se identifica la masa de roca que quedó sobre el conducto alimentador, además de una serie de diques que sirvieron de conductos alimentadores para la formación de los domos alineados en un patrón NW-SE.

Los diques y domos se encuentran alojados principalmente en las márgenes y en el centro del intrusivo La Tesorera. Afloran al poniente y sur del poblado Noria del Cerro de Santiago, en el Cañón La Leona y en los cerros El Águila, El Rincón Grande (Figura 7 A), Rincón del Huizache, El Peñascudo y El Caliche; en la porción centro-norte del área de estudio y al sur del poblado El Saucito en los cerros El Colorado, El Picacho, La Tinaja, La Gallega y La Boquilla donde quedan como remanentes alargados de domos.



Figura 7. Riolita La Leona. A) Detalle de las rocas lávicas que derramaron de los diques, en el cerro Rincón Grande. B) Panorámica de los diques al poniente del poblado Noria del Cerro de Santiago. C) Panorámica de un domo endógeno, cerro El Colorado, al suroriente del área.

La roca que forma estos domos y diques es de color pardo rojizo claro, porfídica, hipocristalina, llega a presentar estructura fluidal, contiene de 10 a 30% de feno-

cristales de 2-6 mm de feldespato idiomorfo del tipo sanidino y ortoclasa, cuarzo idiomorfo en escasos fenocristales de 2-4 mm, algunos rotos o corroídos, plagioclasa idiomorfa a hipidiomorfa de 2-8 mm, comúnmente en aglomerados y en algunos casos con moderada carbonatación y alteración fuerte a arcillas, dejando sólo huecos en la roca, y escasa biotita en cristales tabulares alargados de 1-2 mm; la matriz es afanítica desvitrificada con silicificación fuerte y débil a moderada oxidación de hierro.

Los diques varían de espesor desde unos 4 m hasta 100 m de ancho, y llegan a alcanzar 5 km de longitud (Figura 7 B). En algunos sitios, sobre todo en la porción SW del intrusivo La Tesorera, se conservan parte de los domos endógenos sobre la traza de los diques (Figura 7 C).

La edad de los diques y domos del CVT es contemporánea con la secuencia volcánica félsica basal de las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas (Riolita Bufa). Loza-Aguirre et al. (2008) obtuvieron una edad de 48.91 ± 0.09 Ma y Tristán-González (2008) por K-Ar roca total de 49.8 ± 1.0 Ma, lo que corresponde al Eoceno medio. En la localidad de la Saucedá, localizada al sur de la Tesorera se obtuvo una edad de 46.08 ± 1.16 Ma (Franzetti, 2009), para un dique félsico que corta al intrusivo El Chepinque.

Estos diques y domos de composición félsica cortan a la a la Unidad Vulcano-sedimentaria, Formación Cerro Gordo, intrusivo granodiorítico La Tesorera y a la dacita El Gato. Están cubiertos discordantemente por la riolita La Cardona y por remanentes de los piroclásticos de la Ignimbrita San Patricio al norponiente del Cañón La Leona.

1.2.7 Riolita La Cardona

Quevedo-Coronado (2007) agrupó a esta unidad de roca dentro de la ignimbrita El Águila, la cual es un paquete de flujos de ceniza de color amarillento, parcialmente soldada con 3% de fenocristales de cuarzo, pómez sin colapsar y líticos, que pasa

a su cima a un flujo de color café amarillento, con mejor grado de soldamiento. En la carta geológico-minera Zacatón (SGM, 2000), definen como centro volcánico El Águila a depósitos de tobas riolíticas arenosas del Oligoceno. En este trabajo se separa y se le da el nombre de Riolita La Cardona ya que corresponde a un flujo de lava riolítico muy fluidal, fácilmente distinguible de los flujos piroclásticos superiores de la ignimbrita El Águila.

Aflora principalmente al norte del poblado Guanajuatillo en el Cerro Piedras de Amolar, y en áreas al poniente, como lomeríos de poca altura.

Consiste de dos eventos, 1) una etapa explosiva que dio origen a un flujo piroclástico (Figura 8 A) que constituye su base y 2) una etapa efusiva con derrames de lavas de composición félsica.

1. Este depósito piroclástico es un paquete que está constituido por un flujo de cenizas basal de color crema-amarillento, con matriz vítrea de ceniza, con un 10 a 15 % de fenocristales de cuarzo y sanidino de 2-4 mm. Contiene líticos de 2-8 mm de color pardo rojizo de composición dacítica y riolítica, y pómez sin colapsar. Hacia la cima del flujo disminuyen los líticos y está parcialmente soldado. Su espesor es de aproximadamente 10 m.

2. Sobre los piroclásticos de la base, se depositó un flujo de lava (Figura 8 B) de color pardo rojizo, hipocristalino, porfídico con matriz afanítica desvitrificada, de estructura fluidal y con silicificación moderada. Contiene 20% de fenocristales de feldespato idiomorfo de 2-5 mm, cuarzo idiomorfo de 1-2 mm y escasos máficos (biotita) dispersos en la roca. Los cristales se observan rotos y se llegan a encontrar fragmentos de líticos angulosos (xenolitos) muy aislados de hasta 5 mm.

Las porciones laterales, sobre todo la porción oriente de estas coladas de lava corresponden a lóbulos que, de acuerdo con su morfología, son parte de un domo exógeno emplazado en la periferia NW del intrusivo la Tesorera,

No se han hecho dataciones de esta unidad volcánica, Quevedo-Coronado (2007) la ubicó tentativamente en el Eoceno inferior, en relación a afloramientos en la

zona de Zacatecas. En la carta geológico-minera Zacatón (SGM, 2000), la sitúan en el Oligoceno.

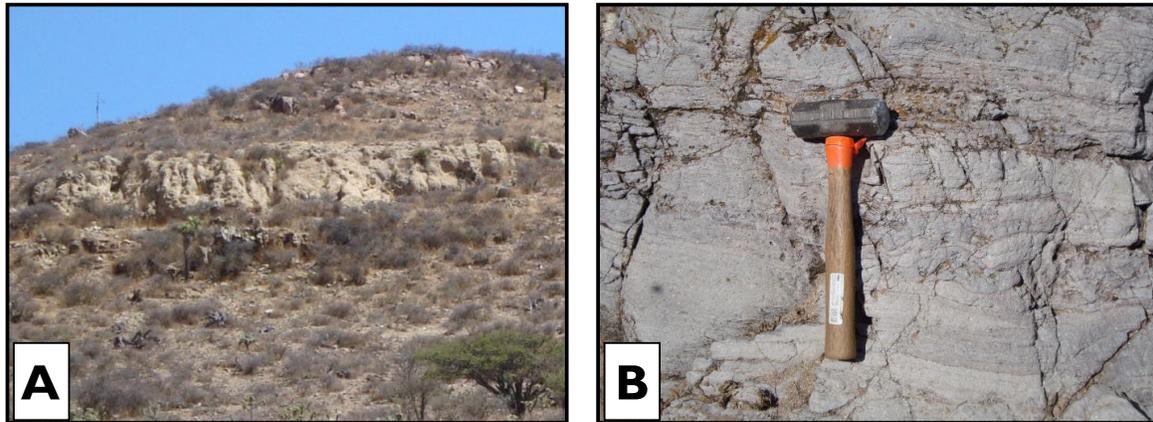


Figura 8. Riolita La Cardona. A) Depósito piroclástico de flujo de cenizas. B) Lavas félsicas mostrando estructura fluidal.

Sobreyace a la dacita El Gato y a los diques y domos riolíticos La Leona, y está cubierta por remanentes de la ignimbrita San Patricio.

1.2.8 Ignimbrita San Patricio

Este flujo piroclástico que se denominó ignimbrita San Patricio, se describe por primera vez en este trabajo.

Aflora en la porción norte del poblado Guanajuatillo y poniente de Noria del Cerro de Santiago, en el Cerro Salto El Gato y en los cerros cuyos arroyos drenan hacia el Arroyo San Patricio, en la porción occidental del área de estudio.

Se trata de una roca de color ocre amarillento, de aproximadamente 30 m de espesor, con líticos de composición variable soportados en matriz de ceniza muy fina, vítrea, los fragmentos son angulosos a subredondeados de 2 a 8 mm de diámetro. Este depósito corresponde a un flujo piroclástico sin soldar (Figura 9 A). En algunos horizontes el depósito es masivo, con soldamiento parcial, donde se observan abundantes huecos de 2-4 mm rellenos de arcillas. La roca presenta

débil a moderada oxidación de hierro. En la base se logró observar una brecha o coignimbrita con fragmentos gruesos en arreglo caótico (Figura 9 B).

A la fecha no se contó con ningún fechamiento radiométrico, pero se puede correlacionar con vulcanismo félsico que se dio en la zona de los campos volcánicos de San Luis Potosí y Guanajuato en el Oligoceno medio, reportado por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). Tristán-González *et al.* (2009) y Aguillón-Robles *et al.* (2009). O bien, con el grupo volcánico oligocénico de la SMOc (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

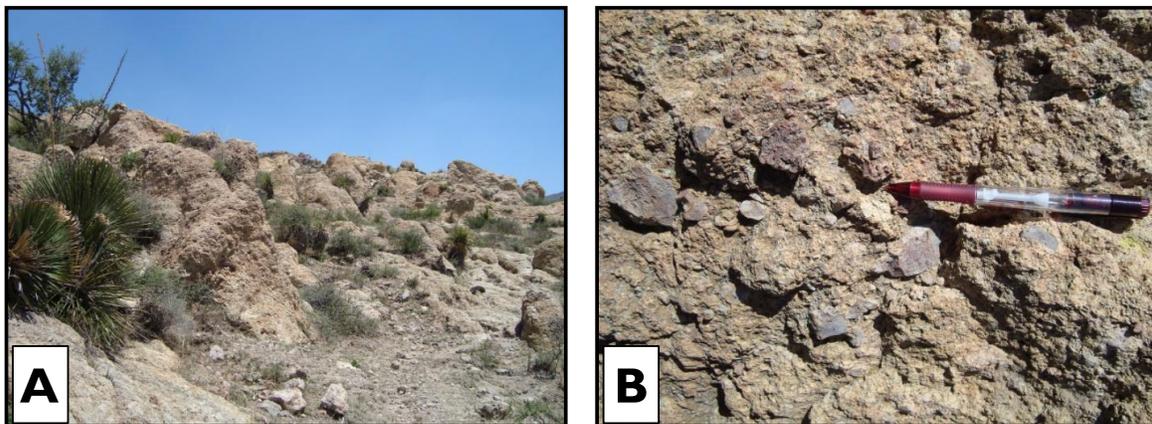


Figura 9. Ignimbrita San Patricio. A) Depósito piroclástico, masivo sin soldar. B) Base de la ignimbrita San Patricio con fragmentos de 1-30 cm en matriz de ceniza y pómez.

Sobreyace a la riolita La Cardona y a la dacita El Gato; en el Cerro Salto El Gato, subyace a la ignimbrita San Agustín.

1.2.9 Ignimbrita San Agustín

Este flujo piroclástico que se denominó ignimbrita San Agustín, se describe por primera vez en este trabajo.

Consiste de dos pequeños afloramientos en el área de estudio, al poniente del poblado de Noria del Cerro de Santiago, en el cerro Salto El Gato, donde se

localiza como dos remanentes pequeños en la cima de estos cerros (Figura 10 A). En la porción SW del área de estudio, ya fuera de ésta, se localizan dispuestos como remanentes, basculados al SW.

Es de color beige con motas ocre. Hacia su base presenta abundantes líticos soportados en matriz de ceniza, además de pómez sin colapsar. La matriz es predominantemente vítrea. Los líticos son angulosos a subredondeados de 2 a 15 mm hasta bloques de 30 cm de diámetro (Figura 10 B). El depósito es masivo, su arreglo es caótico, donde algunos horizontes tienen soldamiento fuerte. La mayoría de los líticos presentan oxidación abundante.

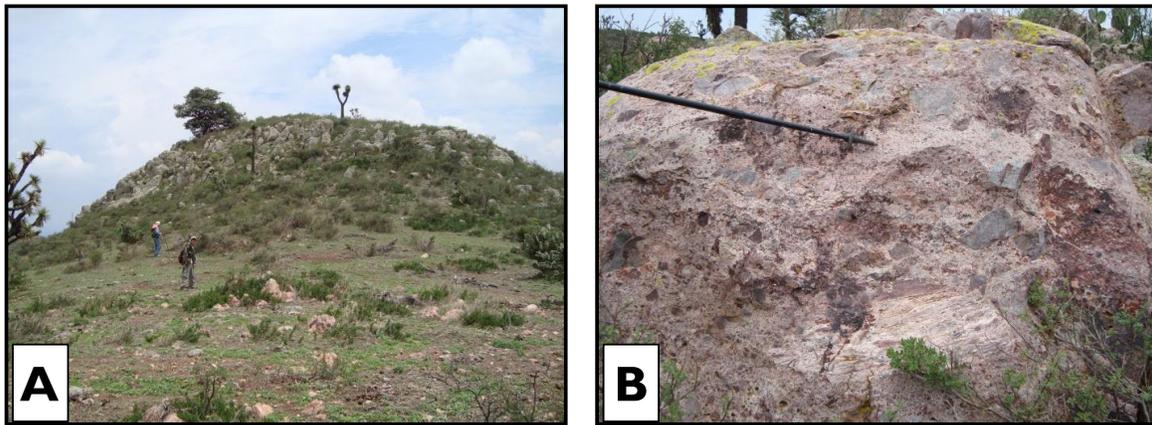


Figura 10. Ignimbrita San Agustín. A) Remanente en la cima del cerro Salto El Gato. B) Fragmentos de hasta 40 cm de diámetro en matriz de cenizas y pómez, algunos fragmentos presentan oxidación.

Como no se cuenta con edad radiométrica ni se tiene datos de otros fechamientos de ignimbritas cercanas, solo se puede decir, que son parte de algunos de los flujos de ignimbritas de la porción suroriental de la SMOc.

Sobreyace a los depósitos piroclásticos de la dacita El Gato y a los colgantes de las calizas hornfelizadas de la Formación Cerro Gordo. En los afloramientos localizados al SW del área donde se encuentran basculados al SW, se encuentran descansando sobre una secuencia clástica posiblemente equivalente al conglomerado Rojo de Zacatecas del Paleoceno-Eoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

1.2.10 Gravas

Este depósito está compuesto por fragmentos pobremente clasificados del tamaño de gravas finas a gruesas (8-64 mm), angulosas a subredondeadas de alta esfericidad, de composición polimíctica (riolita, basalto, caliza y pedernal), soportadas en una matriz del tamaño de arcilla-arena gruesa sin consolidar. Este depósito forma terrazas aluviales de amplias extensiones principalmente al pie de los cerros, en la parte Norte-Noroeste del poblado Noria del Cerro de Santiago y localmente al Norte del poblado de Guanajuatillo, sin embargo, no fue posible medir su espesor. Cubre de manera discordante a las calizas de la Formación Cerro Gordo hacia la parte norte y localmente a la Riolita Cardona en la parte oeste del área de estudio. Basándose en sus relaciones estratigráficas a dicha unidad pudiera pertenecer a gran parte del Neógeno, y puede ser considerada como parte de un ambiente continental en una zona de abanico fluvial.

1.2.11 Coluvión

Los depósitos coluviales del área se componen de gravas y bloques producto de la fracturación, meteorización y erosión de las rocas preexistentes (riolita, dacita, granodiorita, etc.) y que se depositaron sobre las laderas de los cerros. Estos depósitos en sus partes distales están soportados por arcillas y arenas. Sus mejores afloramientos se exponen en la porción norte del área de estudio, al pie de los cerros El Águila y Rincón Grande, en la porción central y ladera sur poniente del Cerro El Gato y al norponiente del poblado La Tesorera. Dicha unidad cubre de manera discordante a las rocas del intrusivo granodiorítico La Tesorera y a las calizas de la Formación Cerro Gordo, localmente está cubierta por depósitos aluviales. La edad de estos sedimentos puede corresponder principalmente al Pleistoceno-Cuaternario.

1.2.12 Suelo Residual

De manera general el término “suelo residual” se aplica a todo el material derivado de la meteorización y descomposición de la roca *in situ*, el cual no ha sido transportado de su localización original (Blight, 1997). Para el área de estudio este término fue utilizado para nombrar a todo el material relacionado a la alteración química y física del intrusivo granodiorítico La Tesorera, en el cual los feldespatos y micas han sido alterados a minerales de arcilla, mientras que el cuarzo permanece como arena fina a gruesa, dando lugar a un suelo de color amarillo a rojizo, siendo común encontrar sobre el lecho de los arroyos donde aflora dicho intrusivo, bloques meteorizados esferoidalmente dejando en el centro volúmenes de granodiorita inalterada. Esta unidad es común observarla cubriendo de manera discordante al intrusivo granodiorítico La Tesorera en las inmediaciones del poblado Noria del Cerro de Santiago y en las inmediaciones del poblado El Saucito. Cubre discordantemente al Intrusivo La Tesorera. Estos depósitos sufrieron escaso o nulo transporte quedando como costras sobre el intrusivo.

1.2.13 Aluvión

Los depósitos aluviales del área están compuestos principalmente por sedimentos clásticos en etapa de consolidación, de la fracción de arcilla, limo, arena y grava, siendo mayormente de la composición de las rocas preexistentes en el área. No fue posible estimar el espesor de dicha unidad. Se localizan esencialmente hacia los límites del área de estudio en zonas de topografía más bajas rellenando cuencas locales y en los márgenes de los arroyos, cubriendo de manera discordante a las gravas. En la parte sur cubre también de manera discordante a las calizas de la Formación Cerro Gordo y al intrusivo granodiorítico La Tesorera. La edad de esta unidad corresponde al Cuaternario (Holoceno) y es considerada como sedimentos depositados en planicies aluviales-fluviales continentales.

2. TECTÓNICA

2.1 TECTÓNICA REGIONAL

El área de estudio se localiza en la porción oriental del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). En base al estudio de la estratigrafía y eventos de deformación registrados en el poniente de México, se han identificado seis principales etapas tectónicas en la evolución del Terreno Compuesto Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008):

Etapa 1: Colisión de arco oceánico y desarrollo de un margen pasivo (Paleozoico). El basamento del Terreno Compuesto Guerrero (Terreno Tahue) está compuesto por rocas vulcano-sedimentarias del Complejo Metamórfico El Fuerte de edad Ordovícica, el cual ha sido interpretado como un fragmento desplazado del Arco Paleozoico temprano (Arco Antler) que colisionó con el margen continental oeste de Norteamérica a mediados del Paleozoico dando lugar al desarrollo de un margen pasivo del Carbonífero al Pérmico.

Etapa 2: Margen de cuenca oceánica con volcanismo activo de *rift* (Triásico). El margen paleo-continental de México durante el Mesozoico temprano estaba localizado aproximadamente entre los límites de los terrenos Oaxaquia y Central-Guerrero (Terreno Zihuatanejo). Este margen fue un arco volcánico continental activo durante el Carbonífero-Pérmico en Oaxaquia. Cuando este magmatismo cesó fue desarrollado un margen pasivo o *rift* a lo largo del borde continental occidental de México, extendiéndose a través del Triásico. Este desarrollo está sugerido por la secuencia gruesa de turbiditas siliciclásticas submarinas del Abanico Postosí de edad Cárnico-Nórico (Centeno-García, 2005) que fueron acumuladas hacia el occidente de la plataforma y talud paleo-continental. Dicho abanico ha sido interpretado como depósitos de margen pasivo, pues no hay evidencia de magmatismo contemporáneo dentro de la estratigrafía o en la proveniencia.

Etapa 3: Acreción vía subducción (Jurásico temprano). Todas las unidades Triásicas del centro y poniente de México están muy deformadas y parcialmente metamorfoseadas, indicando un evento mayor de compresión. Dicho evento está caracterizado por plegamiento, cizallamiento y clivaje axial en los depósitos del Abanico Potosí. Esta deformación fue relacionada a la subducción a lo largo del margen continental del Mesozoico temprano, la cual pudo haber iniciado entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano, acrecionando las turbiditas del Abanico Submarino Potosí con fragmentos de la corteza oceánica al continente.

Etapa 4. Arco continental (Jurásico tardío). Rocas sedimentarias y volcánicas relacionadas a arco descansan discordantemente sobre las rocas deformadas Triásicas de Oaxaquia y los terrenos Central-Guerrero Compuesto. Caracterizados por flujos de lava andesítica a riolítica interestratificados con depósitos aluviales y fluviales. Estas rocas han sido interpretadas como la continuación más hacia el sur del arco continental Jurásico que se desarrolló a lo largo del margen suroeste de Norteamérica durante 155 a 163 Ma (Calloviano-Oxfordiano).

Etapa 5. Formación de un sistema de arcos múltiples o un simple arco con *rift* intra y tras arco (Cretácico temprano). La deriva de los Terrenos Tahue y Zihuatanejo acrecionados previamente, formaron una serie de sistemas marginales de arco y tras-arco, o un arco continuamente a la deriva con cuencas intra y tras-arco durante el Cretácico Temprano a medio (Berriasiano-Cenomaniano).

Etapa 6. Acreción final y desarrollo de un nuevo arco continental (Cretácico tardío). Una mayor fase orogénica Cretácico tardío-Paleógeno temprano está registrada en México, al mismo tiempo que las orogenias Sevier y Laramide en el poniente de Norteamérica. Este evento está asociado con el Cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Aparentemente, la acreción final del Terreno Compuesto Guerrero ocurrió durante este evento orogénico y las rocas volcánicas y sedimentarias de los Terrenos Teloloapan, Guanajuato, Zihuatanejo y Tahue fueron cabalgadas sobre rocas calcáreas de plataforma de los terrenos Oaxaquia-Central, Cortés y Mixteca.

En el Cretácico tardío la Mesa Central experimentó un cambio de facies pasando de una sedimentación de calizas a sedimentos terrígenos con materiales detríticos de origen volcánico, lo que se ha interpretado como un indicio del comienzo de la Orogenia Laramide (Centeno-García y Silva-Romo 1997). El frente orogénico migró de occidente a oriente y la edad máxima de la deformación queda limitada por las edades de las rocas deformadas más jóvenes, que son turonianas a maastrichtianas, en tanto que la edad mínima de la deformación está definida por las edades de las rocas continentales o plutónicas no deformadas.

Rocas volcánicas con edades que van de 51 a 37 Ma que ya no presentan la deformación contráctil Laramide se presentan en la parte poniente de la MC constituyendo un arco volcánico continental, localizadas burdamente a lo largo del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), el área del CVT queda comprendida dentro de la franja del SFSLT (Figura 11), el cual, es una franja de fallas que abarca el límite norte y sur de la MC y buena parte de su límite occidental. El SFSLT consiste de un gran lineamiento de dirección NW-SE que se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango; con evidencias de actividad durante el Eoceno y Oligoceno, y actividad Plioceno-cuaternaria solamente en su porción NW. Dentro de este sistema de fallas se encuentra el sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, cuyas fallas tienen un rumbo N-NW, en su mayoría inclinadas al SW con movimiento tipo normal y muestra un estilo de deformación tipo “dominó” con los bloques inclinados $\sim N20^{\circ}E$, lo que implica una componente rotacional en el tensor de deformación.

En las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, se han cartografiado dos sistemas mayores de fallas (Ponce y Clark, 1988; COREMI, 1999). Las fallas más antiguas tienen dirección NW-SE, en su mayoría con echados de 50° - 70° al SW y longitudes que varían entre 4 y 16 km. Estas alojan vetas mineralizadas. Las más grandes y mejor conocidas son: La Plomosa, Tajos de Pánuco, Veta Grande, Mala Noche, Bote, Cantera y San Rafael (Ponce y Clark, 1988). El sistema NW está cortado por fallas $\sim N-S$ que limitan la sierra de Zacatecas, y la configuran como un

NW-SE (Stewart, 1998). La tectónica extensional inició por lo menos en el Oligoceno en toda la mitad oriental de la SMOc, provocando la formación de fosas tectónicas limitadas por fallas de alto ángulo que se ha denominado como el “*Basin and Range*” mexicano (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Ferrari *et al.*, 2005).

La actividad magmática asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica dio origen a la extensa y voluminosa Sierra Madre Occidental, que es la acumulación de ignimbritas silíceas más grande hasta ahora conocida en la Tierra. Conforme cesó la subducción, gradualmente inició el magmatismo intraplaca en la región situada al oriente de la Sierra Madre Occidental. A partir del Eoceno, los eventos geológicos más importantes en la región noroccidental de México han sido vulcanismo y fallamiento (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

En la porción sur y suroriental de la Mesa Central, en los estados de Aguascalientes, Guanajuato, San Luis Potosí y Zacatecas, la primera etapa de vulcanismo asociado a fallamiento se inició a partir del Eoceno medio, con la emisión de derrames de lava andesítica en los campos volcánicos de San Luis Potosí, Río Santa María y Guanajuato (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), los eventos volcánicos desde el Paleoceno al Oligoceno utilizaron como conducto alimentador segmentos de fallas regionales de orientación predominante NW-SE; la etapa de extensión fue más intensa entre 28 y 26 Ma, dando lugar a la formación de fallas normales y fosas tectónicas, que en algunos complejos, más específicamente dentro de la estructura conocida como graben de Bledos, originó un vulcanismo bimodal (Torres-Aguilera y Rodríguez-Ríos, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

En las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, durante el Paleoceno-Eoceno temprano, fue afectado por fallamiento tipo Cuencas y Sierras provocando fallas normales de rumbo WNW y NNE en el SFSLT y en el Graben de Aguascalientes respectivamente, que afectaron a las unidades mesozoicas, al tiempo que se formó la fosa tectónica Graben de Zacatecas con rumbo preferente N70°W, donde

se depositó el conglomerado Zacatecas. La secuencia volcánica del Eoceno tiene como base los domos de la riolita La Bufa con una edad isotópica de 48.91 ± 0.09 Ma (Loza-Aguirre *et al.*, 2008), alineados a lo largo de un sistema de fallas NNE y NW-SE (sistema La Cantera; Tristán-González, 2008). En la región hubo dos pulsos volcánicos principales de carácter félsico explosivo, el primero ocurrió durante el Eoceno medio, con la erupción de la ignimbrita Los Alamitos (Loza-Aguirre *et al.*, 2008; piroclásticos y volcanoclásticos Los Alamitos de 46.8 Ma: Ponce y Clark, 1988, Tristán-González, 2008) al sureste de la ciudad de Zacatecas, teniendo en la cima un paquete de flujos piroclásticos soldados denominado ignimbrita La Virgen (37.1 ± 0.9 Ma: Tristán-González, 2008), y el segundo ocurrió durante el Oligoceno, que comprende la ignimbrita Garabato de 28.0 ± 0.8 Ma y la riolita Sierra Fría de 27.0 ± 0.7 Ma (Loza-Aguirre *et al.*, 2008), existiendo un periodo de no actividad magmática entre ~ 36 a 29 Ma. Un segundo evento de deformación caracterizado por la reactivación de fallas normales de rumbo NNE y WNW a finales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano afectó a la ignimbrita La Virgen y a la ignimbrita Garabato en las inmediaciones y sur de la ciudad de Zacatecas.

En las áreas de La Saucedá y Noria del Cerro de Santiago, al oriente de la ciudad de Zacatecas, en las inmediaciones del área de estudio, se observan dos deformaciones compresivas mesozoicas y una etapa extensional poslaramídica que produjo una serie de fracturas de orientación NW-SE sobre las que se emplazaron una serie de diques piroclásticos y riolíticos (Quevedo-Coronado, 2007).

2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El control estructural dentro del área de estudio es un sistema de diques en patrones paralelos a ligeramente anastomosados, que se emplazaron dentro de una secuencia vulcano-sedimentaria del Jurásico-Cretácico y secuencias de rocas turbidíticas y de plataforma somera del Cretácico inferior, correspondiente al Terreno Guerrero; pero principalmente estos diques están alojados en las márgenes y dentro del cuerpo plutónico granodiorítico La Tesorera (Figura 12).

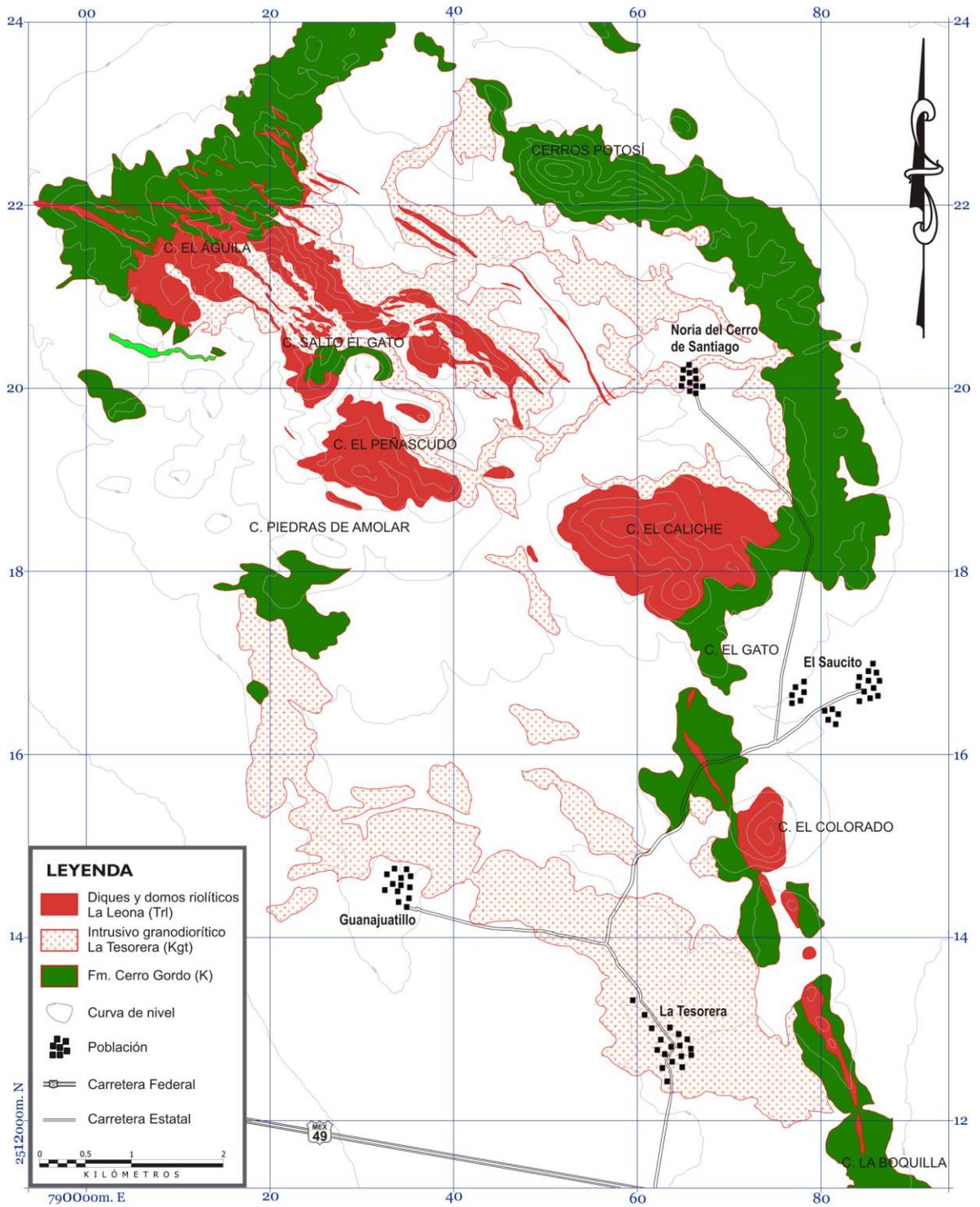


Figura 12. Mapa geológico del Complejo Volcánico La Tesorera, representando el Sistema de Diques La Leona emplazados dentro del Intrusivo La Tesorera.

Cabe señalar que este intrusivo tiene una edad entre 74 y 77 Ma (K-Ar en biotita; Mújica-Mondragón y Albarrán, 1983; Solé *et al.*, 2007; Franzetti, 2009), y una característica es que además no se aprecia deformado, por lo que probablemente estuvo influenciado por una etapa de extensión temprana, previa al emplazamiento de los diques.

2.2.1 Análisis estructural del sistema de diques La Leona en el Complejo Volcánico La Tesorera

Se analizaron un total de 74 datos estructurales, lo cuales se enlistan en las tablas 1 y 2. En el diagrama de la Figura 13 A se aprecia una población dominante de círculos mayores que marcan un rumbo promedio de N60°W, con inclinación entre 45°-85° SW, sugiriendo una extensión en dirección NE-SW. En la Figura 13 B el diagrama de densidades ilustra la concentración mayor de densidades de los polos de planos de los diques, donde se observa que los planos de las márgenes de los diques son de alto ángulos (60°-70°). En la Figura 13 C, el diagrama de rosas muestra el promedio general del rumbo de los diques entre N45°W y N60°W.

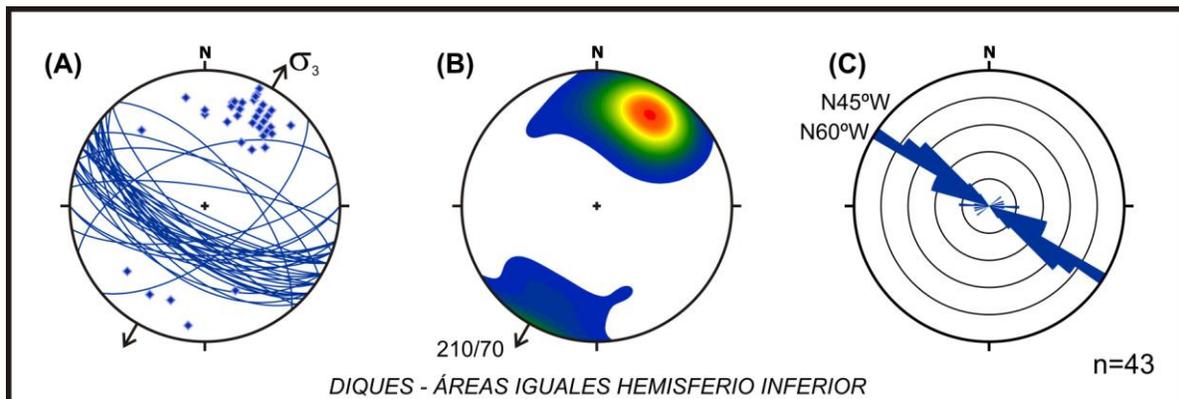


Figura 13. Estereogramas de los diques riolíticos La Leona.

Se midieron planos de fluidez de derrame de lava, lo cual se aprecia en la Figura 14 A donde la mayoría de los círculos mayores muestran inclinaciones al NE y SW

que coinciden con el rumbo de los diques, lo cual sugiere que la lava fluyó hacia ambos lados del dique alimentador, esto se aprecia con detalle en la Figura 14 B con la población mayor de densidades de polos al NE-SW con ángulos que varían entre los 42° - 75° . En el diagrama de rosas de la Figura 14 C se obtuvo el promedio de rumbo de las foliaciones de flujo de la lava entre $N35^{\circ}W$ y $N70^{\circ}W$.

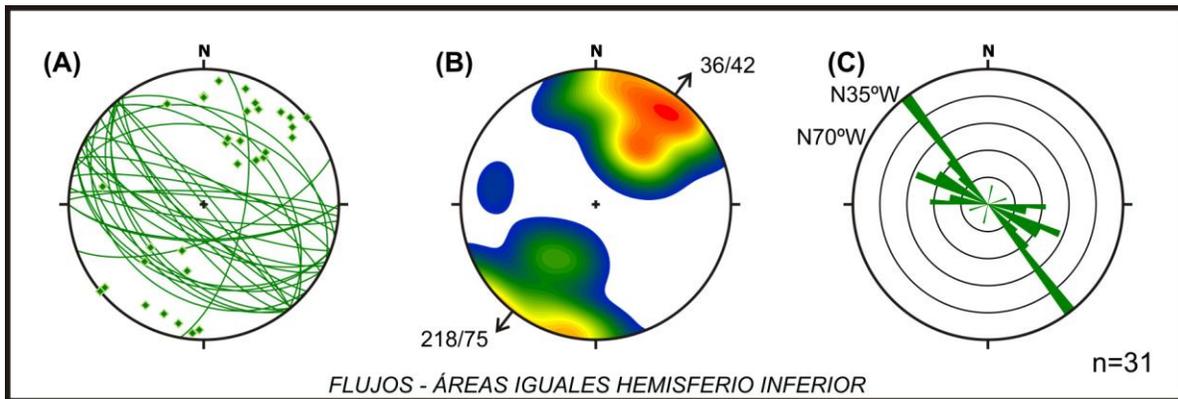


Figura 14. Estereogramas de foliaciones de flujo de los diques riolíticos La Leona.

Las características que presentan estos diques sugieren un sistema de extensión NE-SW, probablemente influenciada por las primeras etapas de tectónica distensiva que afectó la región. La traza de estos diques coincide con la orientación e inclinación del sistema fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo dentro del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997), el cual muestra evidencias de actividad durante el Eoceno y Oligoceno. Dichas estructuras ejercieron un control para el emplazamiento de rocas volcánicas, hipabisales y depósitos minerales a lo largo de sus trazas, sin que se pueda precisar los mecanismos por los que se dio ese control (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Cabe hacer notar que los diques presentan mayor anchura dentro del intrusivo La Tesorera y en su porción SE se emplazaron siguiendo la periferia del intrusivo donde se formaron algunos domos endógenos (Cerro Colorado y Cerro La Tinaja), por lo que el emplazamiento de los diques pudiera estar relacionado al mismo sistema de esfuerzos que permitieron el emplazamiento del intrusivo.

Tabla 1. Datos estructurales del sistema de diques y domos riolíticos La Leona.

No.	PUNTO	*ESTE	*NORTE	(msnm)	RUMBO	INCLINACIÓN	DIP/DIR
1	NC-015	795705	2519940	2202	N 43º W	76º SW	227/76
2	NC-023	793422	2521012	2408	N 60º W	60º SW	210/60
3	NC-024	793400	2520970	2411	N 65º W	75º SW	205/75
4	NC-025	793492	2520945	2423	N 15º W	65º SW	195/65
5	NC-026	793380	2520885	2414	N 89º W	60º SW	180/60
6	NC-028	793342	2520791	2409	N 60º W	60º SW	210/60
7	NC-029	793368	2520729	2395	N 55º W	65º SW	215/65
8	NC-036	792622	2520719	2503	N 65º W	80º SW	205/80
9	NC-037	792575	2520695	2503	N 65º W	85º SW	205/85
10	NC-039	792564	2521004	2513	N 60º W	75º SW	210/75
11	NC-052	793659	2520494	2381	N 82º W	78º NE	8/78
12	NC-053	793689	2520570	2401	N 47º W	62º SW	223/62
13	NC-054	793766	2520646	2430	N 50º W	45º SW	220/45
14	NC-055	793764	2520671	2433	N 50º W	61º SW	220/61
15	NC-056	793786	2520706	2439	N 50º W	57º SW	220/57
16	NC-058	793827	2520739	2447	N 89º W	57º SW	180/57
17	NC-059	794098	2520563	2418	N 70º W	70º SW	200/70
18	NC-060	794352	2520371	2409	N 45º W	69º SW	226/52
19	NC-061	794301	2520342	2411	N 44º W	52º SW	200/65
20	NC-062	794217	2520226	2372	N 70º W	65º SW	196/69
21	NC-063	794241	2520169	2360	N 74º W	69º SW	195/54
22	NC-065	794340	2519958	2301	N 75º W	54º SW	210/45
23	NC-066	794411	2519915	2289	N 60º W	45º SW	32/66
24	NC-068	792870	2518923	2338	N 70º E	56º NW	340/56
25	NC-100	792308	2519189	2304	N 70º W	63º NE	20/63
26	NC-101	791380	2522118	2368	N 55º W	60º SW	215/60
27	NC-102	791300	2522095	2374	N 60º W	70º SW	210/70
28	NC-105	791290	2521943	2388	N 80º E	70º SE	170/70
29	NC-107	791108	2521887	2366	N 55º W	75º SW	215/75
30	NC-110	791023	2521963	2354	N 65º W	78º SW	205/78
31	NC-111	790925	2521802	2329	N 60º W	65º SW	210/65
32	NC-114	790805	2521658	2313	N 55º W	70º SW	215/70
33	NC-118	790561	2521495	2312	N 55º W	70º SW	215/70
34	NC-121	790679	2521594	2329	N 55º W	75º SW	215/75
35	NC-123	790729	2521956	2302	N 70º W	60º SW	200/60
36	NC-124	790694	2522044	2298	N 75º W	68º SW	195/68
37	NC-128	790995	2522301	2300	N 50º W	65º SW	220/65
38	NC-130	791108	2522427	2287	N 55º W	70º SW	215/70
39	NC-132	791790	2522189	2342	N 85º W	45º NE	5/45
40	NC-133	791817	2522239	2331	N 60º W	70º SW	210/70
41	NC-134	791947	2522252	2326	N 50º E	62º SE	140/62
42	NC-135	792275	2522314	2326	N 50º E	64º NW	320/64
43	NC-143	791419	2520448	2275	N 45º W	70º SW	225/70

*Coordenadas UTM WGS84

Tabla 2. Foliaciones de flujo del sistema de diques y domos riolíticos La Leona

No.	PUNTO	*ESTE	*NORTE	(msnm)	RUMBO	INCLINACIÓN	DIP/DIR
1	NC-031	793174	2520806	2438	N 70° E	68° SE	160/68
2	NC-032	792984	2520805	2465	N 60° W	75° NE	30/75
3	NC-033	792870	2520843	2478	N 50° W	78° SW	220/78
4	NC-034	792727	2520814	2498	N 10° E	65° SE	100/65
5	NC-035	792620	2520805	2509	N 70° W	80° SW	200/80
6	NC-040	792511	2521199	2524	N 40° W	85° NE	50/85
7	NC-041	792677	2521204	2447	N 40° W	90°	50/90
8	NC-045	793803	2519710	2378	N 65° W	31° NE	25/31
9	NC-048	793512	2520293	2320	N 85° W	85° NE	5/85
10	NC-067	792642	2518778	2288	N 41° W	22° NE	49/22
11	NC-069	792967	2518955	2357	E-W	69° S	180/69
12	NC-070	793034	2519018	2381	N 88° W	82° NE	2/82
13	NC-071	793076	2519137	2382	N 83° W	81° SW	187/81
14	NC-072	793094	2519301	2370	N 39° W	42° NE	51/42
15	NC-074	793270	2519256	2366	N 44° W	51° NE	46/51
16	NC-075	793409	2519212	2384	N 60° W	45° SW	210/45
17	NC-076	793531	2519188	2396	N 37° W	71° SW	233/71
18	NC-077	793637	2519155	2397	N 38° W	47° SW	232/47
19	NC-079	793475	2519328	2384	N 41° W	76° SW	229/76
20	NC-081	793321	2519519	2397	N 50° W	32° SW	220/32
21	NC-083	793368	2519797	2408	N 63° W	73° SW	207/73
22	NC-084	793309	2519828	2405	N 65° W	65° SW	205/65
23	NC-086	793059	2519861	2435	N 78° W	79° NE	12/79
24	NC-098	792216	2519658	2288	N 76° W	42° SW	194/42
25	NC-146	791558	2521133	2430	E-W	68° S	180/68
26	NC-148	791761	2521377	2522	N 70° W	75° NE	20/75
27	NC-149	791708	2521641	2553	N 60° W	70° SW	210/70
28	NC-150	791595	2521615	2529	N 45° W	80° SW	225/80
29	NC-170	791335	2518901	2232	N 40° W	42° SW	230/42
30	NC-172	791073	2519073	2289	N 70° W	40° SW	200/40
31	NC-174	791138	2519272	2265	N 70° W	43° SW	200/43

*Coordenadas UTM WGS84

3. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

En el presente capítulo se describen e interpretan las características de las principales litologías de acuerdo a su composición petrográfica y geoquímica. La localización de las muestras recolectadas se observa en el mapa geológico del área de estudio (Anexo 1).

3.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DEL CONJUNTO DE ROCAS ÍGNEAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LA TESORERA

Se determinaron las características petrográficas (Tabla 3) de un total de 17 muestras representativas de las 5 unidades volcánicas identificadas en el área de estudio, así como de una unidad fuera del área para su correlación.

Tabla 3. Características petrográficas de las rocas del CVT, con su ubicación geográfica en coordenadas UTM WGS84.

Muestra	Unidad	Este	Norte	(msnm)	%Qzo	%Fpto-K	%Plag	%Biot	%Líticos	%Ox	%Matriz
T-01-09	Tdg	792878	2518481	2260	5	7	10	tz	-	2	75
T-14-09	Tdg	793788	2519724	2383	8	tz	12	3	16	tz	60
T-02-09	Trl	792595	2519087	2312	11	15	3	-	-	tz	70
T-05-09	Trl	795906	2518206	2311	11	5	9	3	-	2	70
T-08-09	Trl	795637	2519891	2205	7.5	10	2	-	-	tz	80
T-09-09	Trl	797194	2515159	2244	7	10	2	tz	-	tz	80
T-13-09	Trl	793445	2521790	2293	11	12	6	-	-	tz	70
T-16-09	Trl	792870	2518923	2338	12	12	3	2	-	tz	70
T-19-09	Trl	790679	2521594	2329	5	6	2	tz	tz	tz	85
T-03-09	Trc	792158	2518873	2296	4	3	2	-	-	tz	90
T-06-09	Trc	791629	2519968	2283	9	6	4	tz	-	tz	80
T-07-09	Trc	791224	2518869	2243	10	10	3	tz	6	tz	70
T-04-09	Tip	792064	2519147	2305	10	6	2	3	8	tz	70
T-18-09	Tsa	792546	2520090	2412	9	8	2	tz	9	tz	70
T-20-09	Tsa	782116	2514001	2166	10	7	2	tz	9	tz	70
T-10-09	Tdr	798094	2486677	2321	8	6	tz	-	tz	-	85
T-12-09	Tdr	800294	2484993	2217	15	10	3	2	-	-	70

*Abrev.: Dacita ElGato (Tdg), Riolita La Leona (Trl), Riolita La Cardona (Trc), Ignimbrita San Patricio (Tip), Ignimbrita San Agustín (Tsa), Diques La Saucedá (Tdr). Qzo= cuarzo, Fpto-K= feldespato potásico, Plag= plagioclasa, Biot= biotita, Ox= óxidos, tz= trazas.

A 12 de estas mismas muestras se les realizó un análisis químico cuantitativo, con el objeto de obtener la caracterización geoquímica de las principales rocas que conforman el CVT, a las cuales se les determinó la concentración elementos mayores en forma de óxidos por el método de fluorescencia de rayos “X” (FRX), en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos “X” LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM, cuyos resultados se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Análisis químicos del conjunto de muestras del CVT

Muestra	T01-09	T02-09	T03-09	T04-09	T05-09	T06-09	T07-09	T08-09	T09-09	T10-09	T12-09	T20-09
Unidad	Tdg	Trl	Trc	Tip	Trl	Trc	Trc	Trl	Trl	Tdr	Tdr	Tsa
SiO ₂	66.692	74.401	75.075	74.405	73.321	77.267	65.189	75.657	76.964	78.318	75.361	79.419
TiO ₂	0.673	0.074	0.085	0.127	0.357	0.076	0.103	0.06	0.058	0.099	0.23	0.077
Al ₂ O ₃	15.321	13.082	13.057	13.176	12.908	12.16	14.765	12.392	11.431	12.692	13.709	10.515
F ₂ O _{3t}	3.936	1.619	1.78	1.726	3.675	1.408	1.759	1.238	1.366	0.47	2.192	1.256
MnO	0.035	0.006	0.04	0.027	0.004	0.022	0.025	0.001	0.008	0.001	0.019	0.014
MgO	0.761	0.191	0.159	0.504	0.252	0.274	0.868	0.191	0.147	0.248	0.504	0.364
CaO	2.879	0.089	0.504	0.514	0.234	0.491	2.055	0.141	0.069	0.163	0.169	0.16
Na ₂ O	3.221	0.661	3.525	0.336	0.323	2.411	0.363	0.555	0.273	0.817	1.171	0.335
K ₂ O	4.741	9.766	5.262	5.702	7.464	4.889	5.879	9.766	9.933	5.762	4.872	7.502
P ₂ O ₅	0.193	0.017	0.018	0.038	0.068	0.017	0.019	0.024	0.04	0.036	0.128	0.015
P X C	1.46	0.21	0.23	3.69	1.57	1.19	9.22	0.17	-0.09	1.51	1.8	0.46
Suma	99.912	100.116	99.735	100.245	100.176	100.205	100.245	100.195	100.199	100.116	100.155	100.117

*Abreviaciones: Dacita ElGato (Tdg), Riolita La Leona (Trl), Riolita La Cardona (Trc), Ignimbrita San Patricio (Tip), Ignimbrita San Agustín (Tsa), Diques La Saucedá (Tdr).

Los elementos traza y tierras raras fueron determinados por espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología de la UASLP, los resultados se muestran en la Tabla 5.

Los análisis de elementos mayores fueron recalculados en base anhidra (Tabla 5) así como también se calcularon los minerales normativos CIPW (Tabla 6) con el software *SINCLAS* (Verma *et al.*, 2002).

Tabla 5. Concentración de elementos mayores y traza del CVT

Muestra	T01-09	T02-09	T03-09	T04-09	T05-09	T06-09	T07-09	T08-09	T09-09	T10-09	T12-09	T20-09
Unidad	Tdg	Trl	Trc	Tip	Trl	Trc	Trc	Trl	Trl	Tdr	Tdr	Tsa
Óxidos mayores (% en peso) 100% anhidros (SINCLAS; Verma et al., 2002)												
SiO ₂	67.877	74.521	75.509	77.13	74.49	78.088	71.692	75.677	76.785	79.443	76.708	79.738
TiO ₂	0.685	0.074	0.085	0.132	0.363	0.077	0.113	0.06	0.058	0.1	0.234	0.077
Al ₂ O ₃	15.593	13.103	13.132	13.659	13.114	12.289	16.238	12.395	11.404	12.874	13.954	10.557
Fe ₂ O ₃	1.998	0.951	0.989	0.875	1.953	0.753	0.88	0.73	0.808	0.247	1.1	0.694
FeO	1.806	0.603	0.72	0.823	1.602	0.603	0.949	0.457	0.5	0.207	1.018	0.511
MnO	0.036	0.006	0.04	0.028	0.004	0.022	0.027	0.001	0.008	0.001	0.019	0.014
MgO	0.774	0.191	0.16	0.522	0.256	0.277	0.954	0.191	0.147	0.252	0.513	0.365
CaO	2.93	0.089	0.507	0.533	0.238	0.496	2.26	0.141	0.069	0.165	0.172	0.161
Na ₂ O	3.278	0.662	3.545	0.348	0.328	2.437	0.399	0.555	0.272	0.829	1.192	0.336
K ₂ O	4.825	9.782	5.292	5.911	7.583	4.941	6.465	9.768	9.91	5.845	4.959	7.532
P ₂ O ₅	0.196	0.017	0.018	0.039	0.069	0.017	0.021	0.024	0.04	0.036	0.13	0.015
*Elementos traza (ppm)												
Ba	1423.33	68.49	94.70	138.61	960.65	19.49	1078.46	918.39	100.52	92.89	321.40	119.75
Rb	161.32	569.52	221.38	248.72	335.54	219.07	223.07	508.97	465.23	304.11	241.58	341.00
Sr	256.36	16.69	21.45	23.89	36.54	12.43	1613.37	36.97	18.98	16.72	44.04	24.83
Y	30.05	33.37	32.44	43.76	23.40	29.51	32.15	37.25	32.69	22.12	29.89	29.63
Zr	213.06	122.86	135.23	128.26	72.45	114.50	153.61	99.03	100.71	97.93	71.91	70.24
Nb	16.41	20.56	18.80	20.98	12.05	20.64	19.78	49.17	17.13	14.97	17.28	15.88
Th	19.86	27.28	30.29	30.65	20.99	33.73	30.91	51.66	24.71	27.04	30.01	26.80
V	50.73	6.64	5.55	8.91	17.33	4.32	4.72	6.59	8.52	4.33	15.16	14.56
Cr	14.19	16.84	24.73	5.35	17.15	3.03	1.45	14.87	15.31	6.32	19.98	12.03
Co	4.48	0.30	0.32	0.78	1.11	0.15	0.63	0.19	0.22	0.24	1.95	0.85
Ni	4.70	6.30	9.84	1.88	6.01	1.11	0.86	5.90	6.20	2.73	8.12	5.55
Cs	10.74	15.24	11.42	13.28	16.99	6.09	314.66	5.81	9.56	8.24	12.77	18.82
Hf	5.69	5.02	5.07	4.84	2.66	4.45	5.89	6.55	4.54	4.15	3.37	3.13
Ta	1.12	2.44	2.12	2.27	1.52	1.64	2.14	4.26	2.16	2.03	1.71	2.64
Tl	0.94	4.95	1.50	1.71	2.75	0.99	1.95	4.61	8.34	2.36	1.60	4.34
Pb	21.86	25.65	33.10	24.83	16.02	27.15	45.77	17.12	24.76	18.12	21.11	16.19
U	4.03	4.32	5.27	3.24	3.70	3.13	7.13	9.07	3.74	4.98	5.41	3.60
La	54.16	23.97	39.82	37.14	44.42	22.89	41.10	5.40	19.89	24.81	29.85	17.40
Pr	12.61	8.09	9.85	11.32	10.05	6.82	11.42	2.13	6.77	7.97	8.27	5.60
Nd	49.18	30.07	40.42	41.99	39.29	26.55	44.15	8.63	24.24	25.86	32.18	20.28
Ce	93.08	56.93	76.52	79.49	74.37	50.26	83.57	16.34	45.88	48.96	60.90	38.38
Sm	8.73	7.56	6.76	10.23	6.79	5.82	8.35	3.02	6.74	6.82	8.01	6.00
Eu	1.76	0.30	0.36	0.51	1.22	0.18	0.49	0.23	0.17	0.19	0.47	0.21
Gd	7.12	6.49	5.92	8.80	5.32	5.02	6.36	2.81	5.97	5.13	6.91	5.26
Tb	1.01	1.08	0.95	1.44	0.79	0.84	1.00	0.66	1.02	0.79	1.17	0.91
Dy	5.31	6.12	5.50	8.05	4.19	4.97	5.65	5.13	6.00	4.25	6.20	5.21
Ho	1.02	1.18	1.10	1.53	0.81	0.99	1.15	1.20	1.22	0.82	1.19	1.00
Er	2.71	3.51	3.35	4.49	2.33	2.73	3.46	3.96	3.56	2.55	3.02	2.92
Tm	0.41	0.50	0.48	0.62	0.32	0.44	0.53	0.74	0.52	0.38	0.48	0.41
Yb	2.58	3.31	3.11	4.04	1.97	2.86	3.59	5.31	3.26	2.58	3.00	2.68
Lu	0.39	0.47	0.45	0.57	0.28	0.42	0.54	0.79	0.47	0.37	0.44	0.38

*Análisis en Lab. Geoquim. Inst. Geol. UASLP. Abreviaciones: Dacita ElGato (Tdg), Riolita La Leona (Trl), Riolita La Cardona (Trc), Ignimbrita San Patricio (Tip), Ignimbrita San Agustín (Tsa), Diques La Sauceda (Tdr).

Tabla 6. Minerales normativos del CVT, recalculados en base anhidra.

Muestra	T01-09	T02-09	T03-09	T04-09	T05-09	T06-09	T07-09	T08-09	T09-09	T10-09	T12-09	T20-09
Unidad	Tdg	Trl	Trc	Tip	Trl	Trc	Trc	Trl	Trl	Tdr	Tdr	Tsa
<i>Minerales Normativos CIPW (calculados con el programa SINCLAS; Verma et al., 2002)</i>												
qz	23.191	32.71	33.162	50.39	42.528	43.393	38.022	34.482	36.944	51.618	49.752	47.99
or	28.514	57.808	31.274	34.932	44.813	29.199	38.206	57.725	58.564	34.542	29.306	44.511
ab	27.737	5.602	29.997	2.945	2.775	20.621	3.376	4.696	2.302	7.015	10.086	2.843
an	13.256	0.33	2.398	2.389	0.73	2.35	11.075	0.543	0.081	0.583	0.004	0.701
c	0.12	1.304	0.693	5.812	4.099	2.07	4.525	0.71	0.2	4.97	6.624	1.594
hy	2.529	0.686	0.837	1.922	1.374	1.089	3.255	0.615	0.536	0.641	1.887	1.173
mt	2.897	1.379	1.434	1.268	2.832	1.092	1.276	1.058	1.171	0.358	1.595	1.006
il	1.301	0.14	0.161	0.251	0.69	0.146	0.215	0.114	0.11	0.19	0.444	0.146
ap	0.454	0.039	0.042	0.09	0.16	0.039	0.049	0.056	0.093	0.083	0.301	0.035

*Abreviaciones: Dacita ElGato (Tdg), Riolita La Leona (Trl), Riolita La Cardona (Trc), Ignimbrita San Patricio (Tip), Ignimbrita San Agustín (Tsa), Diques La Saucedá (Tdr). *qz*= cuarzo, *or*= ortoclasa, *ab*= albita, *an*= anortita, *c*= corindón, *hy*= hiperstena, *mt*= magnetita, *il*= ilmenita y *ap*= apatito.

La caracterización geoquímica del conjunto de rocas félsicas del CVT, estudiado en este trabajo, se realizó en base al diagrama TAS (Total Alkali-Silica) propuesto por Le Maitre *et al.* (1989), que es una de las clasificaciones más útiles disponibles para rocas volcánicas, donde se grafica el total de álcalis contra el total de sílice ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2), así como el límite que divide el dominio alcalino y subalcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971), lo cual se expresa en la Figura 15.

Para graficar los óxidos mayores y analizar las tendencias que presentan en diagramas de variación se utilizaron diagramas de Harker (1909), que son diagramas binarios donde se proyectan los porcentajes en peso de los diferentes óxidos frente al de la sílice (Figura 16).

Se utilizaron elementos traza (Tabla 5) por su capacidad de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza pueden mostrar preferencia por ya sea la fase líquida

o la fase sólida (mineral), por lo tanto son llamados elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

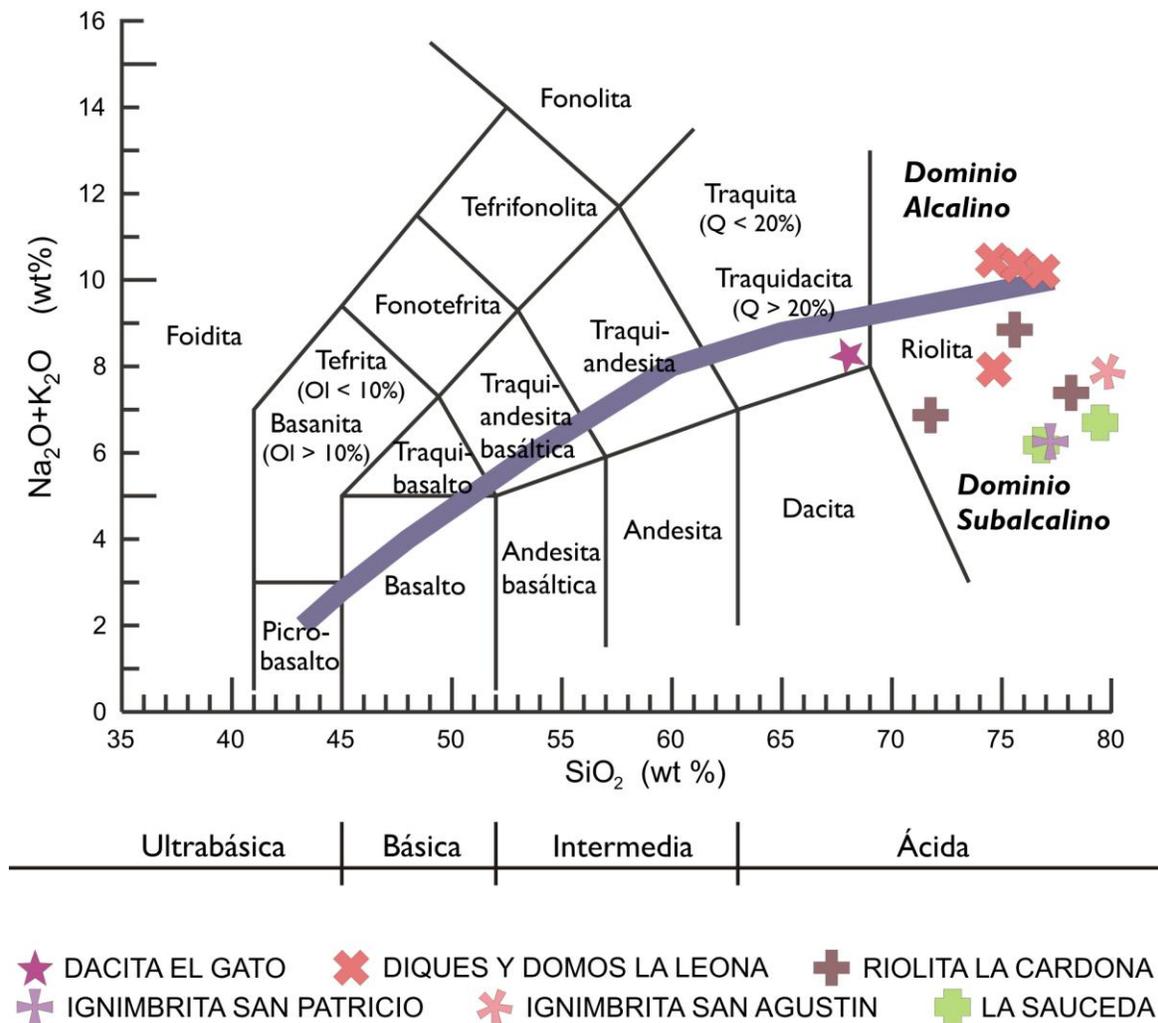


Figura 15. Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2), para la clasificación de muestras de rocas volcánicas (Le Maitre et al., 1989) y línea que separa los dominios alcalino y subalcalino (Irvine & Baragar, 1971).

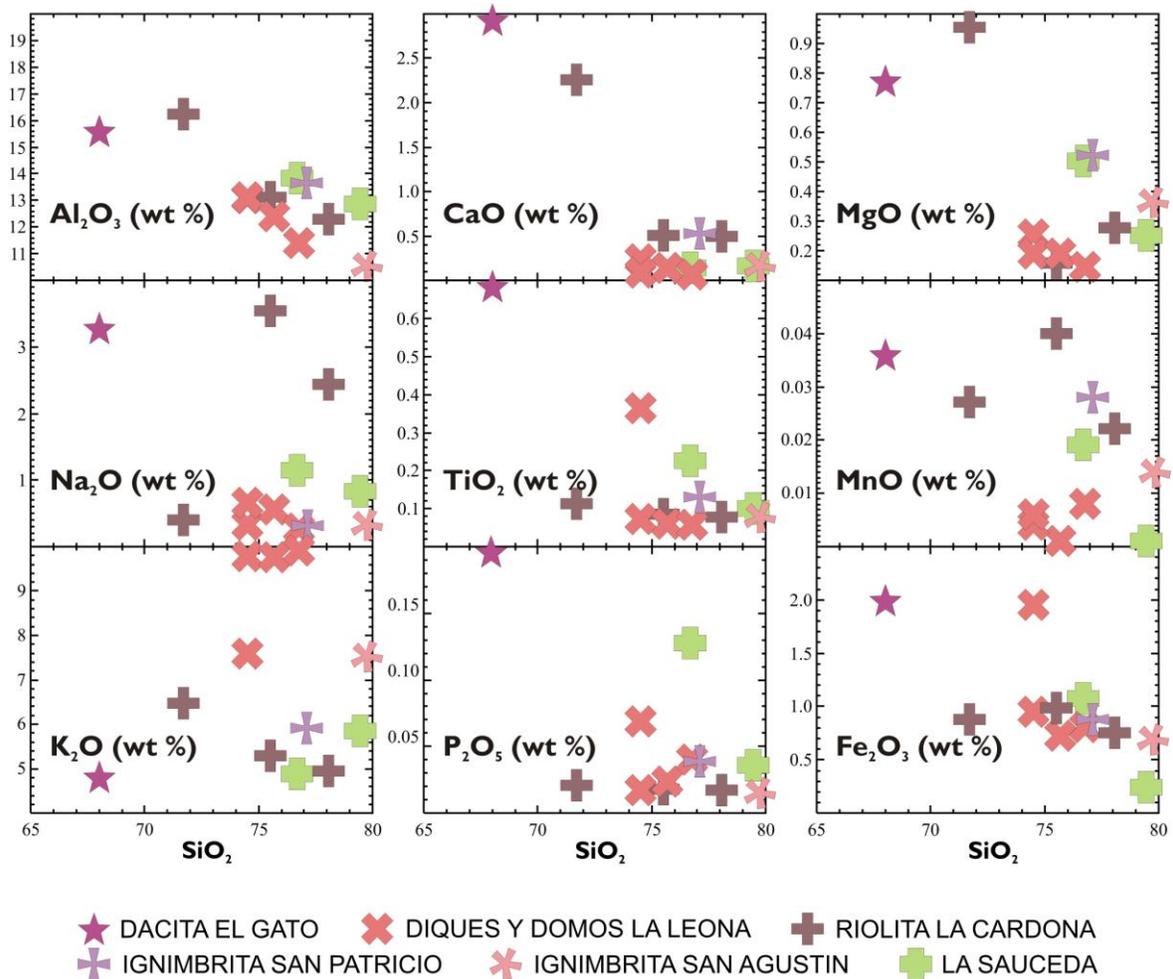


Figura 16. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de los contenidos de elementos mayores con respecto al sílice (% en peso).

Los elementos incompatibles son aquellos que se encuentran en bajas concentraciones en los silicatos esenciales en comparación con su concentración en el magma fundido del cual cristalizaron y comúnmente divididos en dos subgrupos: High Field Strength Elements (HFSE): radio iónico pequeño con alta carga, inmóviles; y Low field strength Elements (LFSE) ó Large Ion Lithophile Elements (LILE): radio iónico grande de pequeña carga, móviles, particularmente cuando está involucrada una fase fluida. Los elementos con radio iónico pequeño y relativamente bajos en carga tienden a ser compatibles (elementos mayores y metales de transición).

Se analizaron específicamente los patrones de los diagramas multi-elementales LILE/HSFE (Figura 17) y las proporciones entre las Tierras raras ligeras (LREE) vs las Tierras raras pesadas (HREE) representados en la Figura 18, normalizados a Condrita C₁ con las concentraciones de Sun y McDonough (1989).

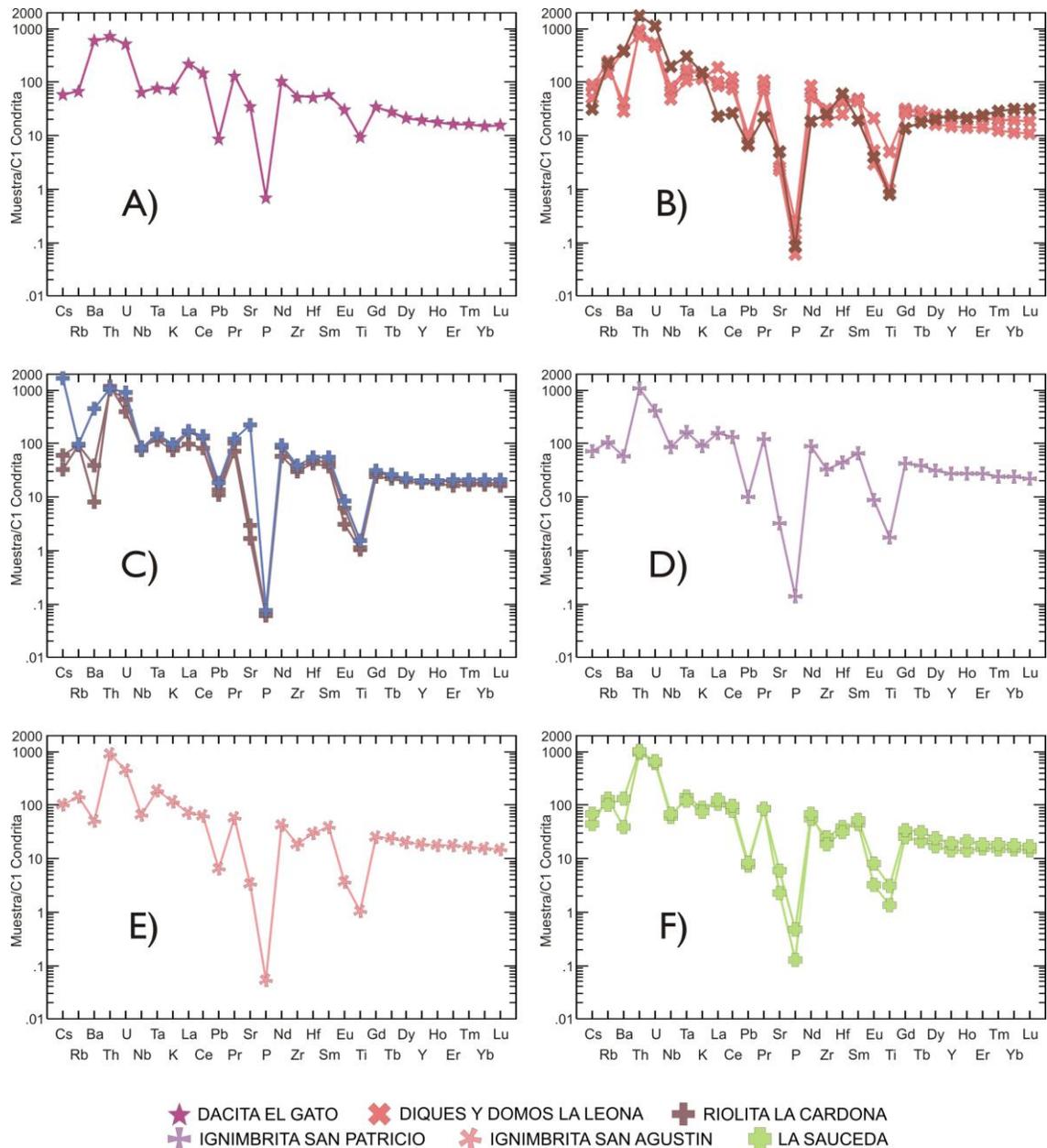
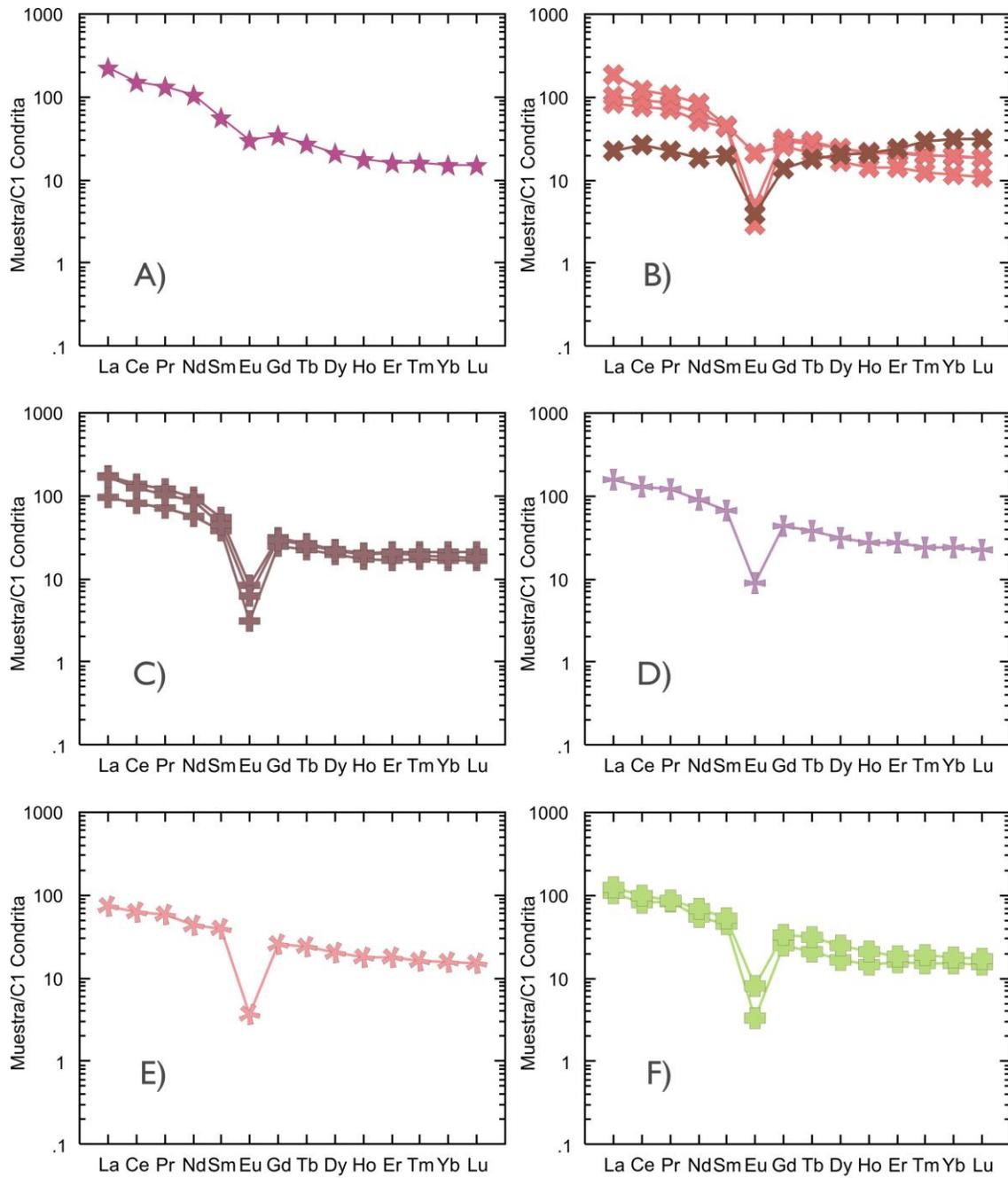


Figura 17. Diagramas de multielementos normalizados a Condrita C₁ con los valores de Sun y McDonough, 1989.



- ★ DACITA EL GATO ✕ DIQUES Y DOMOS LA LEONA + RIOLITA LA CARDONA
- ✦ IGNIMBRITA SAN PATRICIO * IGNIMBRITA SAN AGUSTIN ■ LA SAUCEDA

Figura 18. Diagramas de tierras raras normalizadas a Condrita C1 con las concentraciones de Sun y McDonough, 1989.

Para analizar las variaciones sistemáticas de algunos elementos traza con respecto al SiO₂ se utilizaron diagramas de variación tipo Harker (Figura 19).

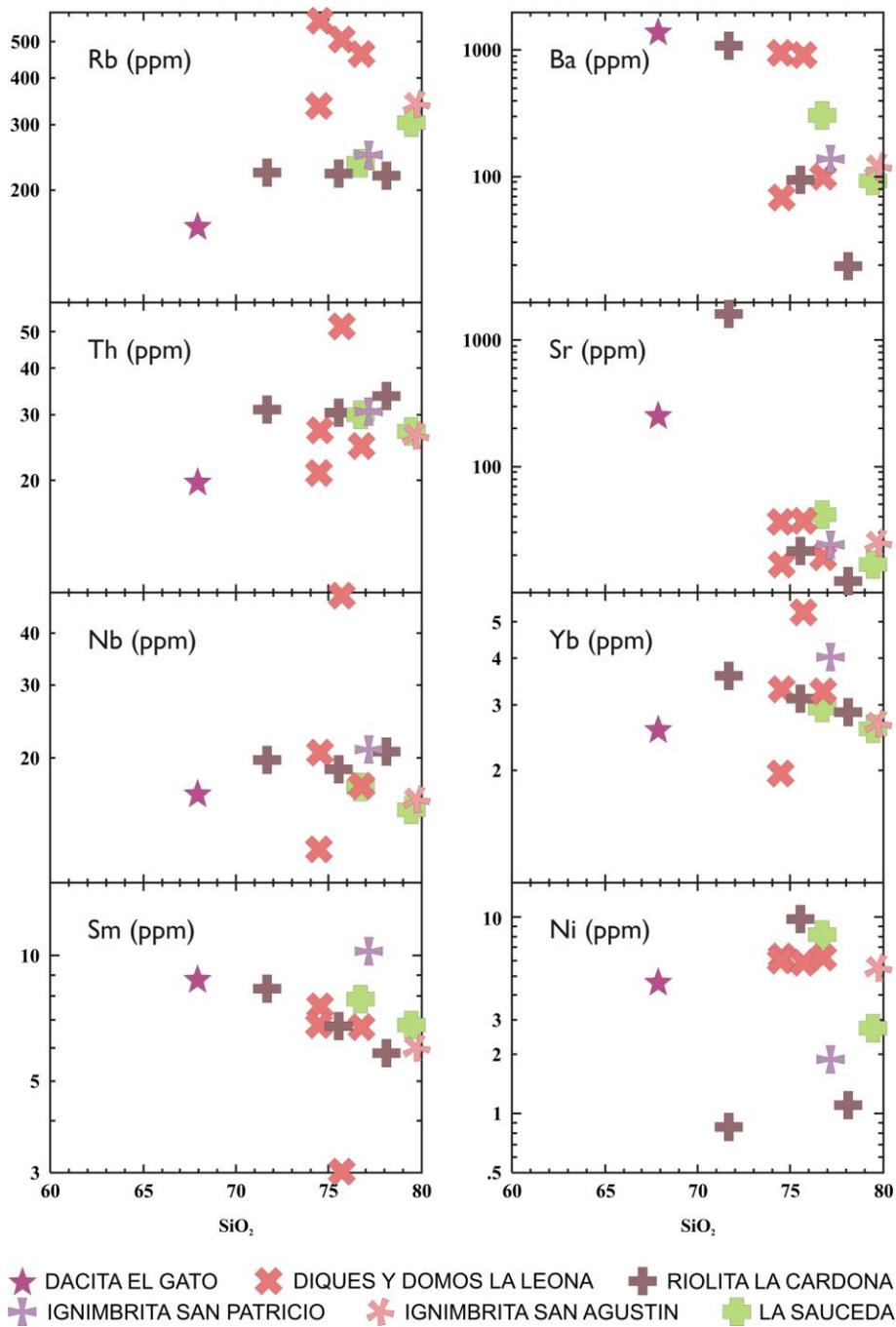


Figura 19. Diagramas tipo Harker mostrando las variaciones de los contenidos de algunos elementos traza (ppm) con respecto al sílice (% en peso).

3.1.1 Dacita El Gato

Es una roca ígnea extrusiva de color pardo rojizo, hipocristalina, porfídica de estructura fluidal, constituida por 15% de fenocristales de 2-4 mm de plagioclasa idiomorfa en agregados y de feldespato idiomorfo a hipidiomorfo de 1-2 mm parcialmente a totalmente alterados por carbonatación, y óxidos de hierro aislados, dispersos en la matriz. La matriz es afanítica desvitrificada con moderada silicificación.

La brecha basal se presenta de color pardo rojizo, bien soldada, hipocristalina, constituida por una matriz vítrea con líticos de 2-15 mm y fenoclastos angulosos de cuarzo, plagioclasa y biotita.

Mineralogía. Roca formada por plagioclasa, feldespato, cuarzo, vidrio y óxidos de hierro. El 10% de la roca está constituida por fenocristales idiomorfos de plagioclasas del tipo oligoclasa-andesina, en cristales individuales de 0.5-2 mm o en aglomerados de hasta 5 mm inmersos en la matriz, dando una textura glomeroporfídica, algunos de los cristales se observan rotos y fracturados, reemplazándose a carbonatos. El feldespato del tipo sanidina se presenta proporcionalmente en un 7% del total de la roca, en escasos fenocristales idiomorfos de 2-4 mm parcialmente argilizados y en microlitos en la matriz junto con el cuarzo (Figura 20 A). El cuarzo como fenocristal está casi ausente, se presenta microgranular en la matriz, ocupando proporcionalmente el 5% del total de la roca. La matriz vítrea se observa con desvitrificación incipiente, hipocristalina, con microlitos de cuarzo y feldespato, de textura fluidal y traquítica con fenocristales de plagioclasa de 1 mm (Figura 20 A). A esta roca se le clasificó como una dacita.

La roca se encuentra afectada por fuerte oxidación representada por pequeños grumos en las plagioclasas, algunos de formas irregulares y de pequeñas agujas, muy abundantes en la matriz vítrea.

Geoquímica. Presenta contenidos de óxidos mayores con alta concentración de $\text{SiO}_2= 67.877\%$, $\text{K}_2\text{O}= 4.825\%$, $\text{Na}_2\text{O}= 3.278\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3= 15.593\%$, $\text{CaO}= 2.93\%$, $\text{TiO}_2= 0.685\%$, $\text{MgO}= 0.774\%$, $\text{P}_2\text{O}_5= 0.196\%$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3=1.998\%$ (Tabla 5). De

acuerdo al índice de saturación en alúmina $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)>1]= 1.9$, con los minerales normativos $qz= 23.191\%$ y $c= 0.12\%$ (Tabla 6; Figura 16), es de tipo peraluminoso y se considera que deriva de magmas saturados en sílice.

En base al diagrama de clasificación TAS (Figura 15), cae en el campo de las traquidacitas, casi en el límite con las dacitas, es una roca de composición ácida en un dominio subalcalino de alto K.

En el diagrama de multielementos (Figura 17 A), muestra un patrón irregular con enriquecimiento en elementos incompatibles con altos contenidos de Ba, Th y U, resalta la anomalía negativa Nb-Ta típica de subducción, además de pronunciadas anomalías negativas en Pb, Sr, P y Ti. En el diagrama de tierras raras (Figura 18 A) se observa un patrón con un ligero fraccionamiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, con una débil anomalía negativa en Eu y un patrón ligeramente horizontal en las tierras raras ligeras.

3.1.2 Riolita La Leona

Son rocas de carácter ígneo intrusivo hipabisal, de color pardo rojizo claro, con textura hipocristalina, porfídica de estructura fluidal, constituida por 15 a 30% de fenocristales de 2-5 mm de feldespato idiomorfo a hipidiomorfo, parcialmente argilizado, cuarzo idiomorfo en cristales rotos de 2-4 mm, escasa plagioclasa alotriomorfa de 2-4 mm con fuerte alteración a sericita dejando huecos en la roca y biotita en cristales tabulares de 1-2 mm. La matriz es afanítica desvitrificada con moderada oxidación de hierro y moderada a fuerte silicificación.

Mineralogía. Roca hipocristalina, porfídica, formada por feldespato, cuarzo y plagioclasa. De 5 a 15% de la roca se compone de feldespato potásico del tipo sanidina en fenocristales idiomorfos de 1-2 mm, maclados según la ley de Carlsbad y microcristalino en la matriz, menos abundante es el feldespato del tipo ortoclasa común en los tipos hipoabisales, en los diques, se presenta micropertítica (Figura 20 C) en escasos fenocristales idiomorfos de 2-4 mm, llegan a presentarse glome-

roporfídicos con moderada alteración a arcillas o relictos con incipiente carbonatación. Un 5-11% es cuarzo en fenocristales idiomorfos de 1-2 mm y microcristalino en la matriz mayormente, los fenocristales en algunas ocasiones se observan rotos y corroídos (Figura 20 D), también suelen presentarse de forma granular glomeroporfídicos. Escasa presencia de plagioclasa en un 2-9% en fenocristales aglomerados con los feldespatos, comúnmente presentan fuerte sericitización, en cristales corroídos e incluso llegan a observarse huecos con restos de plagioclasa en los bordes, reemplazada a carbonatos o fuertemente argilizada, sin maclas por la alteración. La biotita llega a presentarse de 2-3% en fenocristales tabulares alargados de 2-4 mm y microcristalina disseminada en la matriz con fuerte resorción de hierro. Moderada presencia de óxidos de hierro, algunos con formas cúbicas y otros en grumos tanto en la matriz como en los fenocristales. La matriz es desvitrificada con intercrecimientos de cuarzo y sanidino, microcristalina, esferulítica y microgranuda (Figura 20 E). Se le clasificó como una roca de composición riolítica.

A diferencia de la mayoría de los diques y domos, en el cerro El Caliche la composición varía ligeramente a dacítica, predominando las plagioclasas sobre el feldespato en un 9%, con fenocristales hipidiomorfos a alotriomorfos de 2-4 mm con bordes oxidados y sericitizados. El cuarzo se presenta en fenocristales idiomorfos de 2-4 mm, rotos, angulosos ocupando el 11% del total de la roca y microgranular en la matriz. Se observan fenocristales de biotita de 1-2 mm de forma tabular con fuerte resorción de hierro dispersos en la matriz en un 3%. Escaso feldespato del tipo sanidina microcristalino en la matriz y la ortoclasa se presenta en escasos fenocristales idiomorfos de 2-4 mm y relictos con incipiente carbonatación (ankerita; Figura 20 F). La matriz vítrea se observa con desvitrificación incipiente, hipocristalina, con microlitos de cuarzo y feldespato.

Geoquímica. En esta unidad la concentración de sílice es relativamente alta, con $\text{SiO}_2 \approx 75\%$, $\text{K}_2\text{O} = 7.583$ a 9.91% , $\text{Na}_2\text{O} = 0.272$ a 0.662% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.404$ a 13.114% , $\text{CaO} = 0.069$ a 0.238% , $\text{TiO}_2 = 0.058$ a 0.363% , $\text{MgO} = 0.147$ a 0.256% , $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.017$ a 0.069% y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.73$ a 1.953% (Tabla 5; Figura 16). De acuerdo

al índice de saturación en alúmina $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)>1]= 1.2$ a 1.7 es de tipo peraluminoso, con los minerales normativos $qz= 32.71$ a 42.548% y $c= 0.2$ a 4.1% (Tabla 6), derivado de magmas saturados en sílice.

El total de muestras se clasifican como ácidas de composición riolítica de acuerdo al diagrama TAS (Figura 15), con alto K, predominantemente de carácter alcalino (álcalis ≈ 10), muy cerca del límite subalcalino, donde cae una muestra con álcalis ≈ 8 . La tendencia negativa en CaO y el incremento de K₂O con respecto del sílice en los diagramas de Harker (Figura 16), señalan el fraccionamiento de plagioclasas y la formación de feldespato potásico en esta unidad, con minerales normativos $ab= 2.302$ a 5.602% , $an=0.33$ a 0.73% , $or\approx 45$ a 58% (Tabla 6). Presenta tendencias negativas con respecto a la sílice en los óxidos de Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O TiO₂ y MnO, con evolución positiva en los diagramas K₂O y P₂O₅, para el Fe₂O₃ se mantiene constante (Figura 16).

En el diagrama de multielementos ésta unidad presenta un espectro muy irregular debido a fuertes anomalías negativas en Ti, P, Sr y Ba, ligadas al grado de diferenciación. No obstante, el trazo del conjunto se enriquece hacia los elementos más incompatibles (Figura 17 B; Figura 19). En un tono diferente se observa un patrón que pierde el paralelismo con respecto del conjunto de muestras, el cual puede observarse mejor en el diagrama de tierras raras (Figura 18 B) donde a diferencia de la mayoría, presenta un patrón plano en tierras raras ligeras y un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas.

En general, la distribución del resto de las muestras presenta un patrón parecido al de subducción, muestran un subparalelismo en la mayoría de las unidades y nos demuestra la cristalización fraccionada como proceso dominante con una marcada anomalía negativa en Europio que nos indica el fraccionamiento de plagioclasas o la presencia de este mineral en la fuente a poca profundidad, presenta enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas y éstas últimas forman un patrón plano.

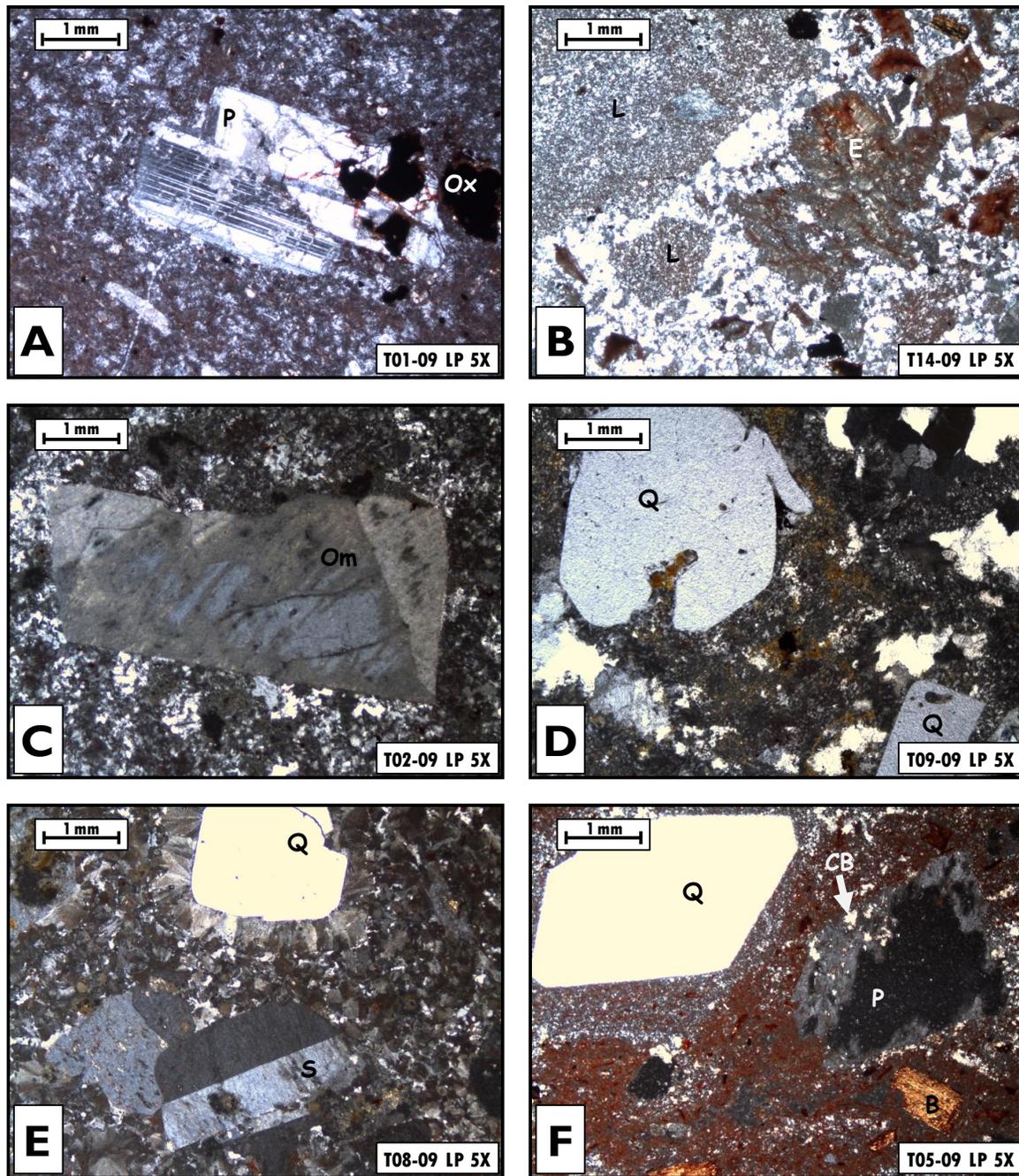


Figura 20. A) Dacita El Gato: Fenocristales de plagioclasa (P) con óxidos en matriz con textura traquíutica. B) Dacita El Gato: Líticos (L) de composición dacítica y fragmentos de esferulitas (E) en matriz hipocristalina. C) Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de ortoclasa micropertítica (Om) en matriz microgranuda. D) Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de cuarzo (Q) corroídos en matriz microgranuda. E) Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de sanidina (S) y cuarzo (Q) en matriz desvitrificada esferulítica. F) Diques y domos riolíticos La Leona: Fenocristales de cuarzo (Q), plagioclasas (P) alteradas por carbonatos (CB) y biotita (B) en matriz microcristalina con óxidos diseminados.

3.1.3 Riolita La Cardona

Es una roca ígnea extrusiva, de color pardo rojizo muy claro a beige, hipocristalina, fluidal, porfídica con matriz afanítica, constituida por 5-20% de fenocristales de feldespato idiomorfo de 2-5 mm, cuarzo idiomorfo de 1-2 mm, escasos fenocristales de plagioclasa idiomorfa de 2-4 mm y óxidos dispersos. La matriz es afanítica desvitrificada con esferulitas y con fuerte silicificación.

El flujo de cenizas es de color rosáceo-amarillento, soldado, hipocristalino, constituido por una matriz vítrea con fenocristales rotos y angulosos de cuarzo, plagioclasa, feldespatos, biotita y líticos de 1-5 mm.

Mineralogía. Está formada por cuarzo, feldespato y biotita. El cuarzo se presenta en escasos fenocristales de 1-2 mm idiomorfos, rotos o corroídos ocupando el 4-10% del total de la roca y en la matriz es microgranular. El 3-10% de la roca está constituida por fenocristales idiomorfos de feldespato del tipo sanidina de 2-5 mm y microgranular en la matriz. De 2 a 3% son fenocristales de plagioclasas del tipo oligoclasa, en los núcleos de las esferulitas (Figura 21 A); algunas plagioclasas en aglomerados con los feldespatos. Escasos fenocristales y relictos de biotita de forma tabular de 1-2 mm con fuerte resorción de hierro dispersos en la matriz. La roca presenta moderada oxidación de hierro con grumos dispersos en la matriz y en plagioclasas o rellenando fracturas. La matriz es desvitrificada, hipocristalina, microgranuda a esferulítica con intercrecimiento de microlitos de cuarzo y feldespato. Se le clasifica como una riolita.

El flujo de cenizas está formado por abundantes fenocristales rotos, angulosos de 1-2 mm de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y escasos fragmentos de biotita, algunos con fuerte resorción de hierro y escasos líticos de hasta 5 mm, angulosos y fuertemente oxidados por lo que no se puede definir la composición. La matriz es vítrea, hialina (Figura 21 B), se presenta fuertemente alterada a minerales de la arcilla, probablemente a illita. Se le clasificó como una roca piroclástica félsica de composición riolítica.

Geoquímica. Presenta contenidos de óxidos mayores $\text{SiO}_2= 71.692$ a 78.088% , $\text{K}_2\text{O}= 4.941$ a 6.465% , $\text{Na}_2\text{O}= 0.399$ a 3.545% , $\text{Al}_2\text{O}_3= 12.289$ a 16.238% , $\text{CaO}= 0.496$ a 2.26% , $\text{TiO}_2= 0.077$ a 0.113% , $\text{MgO}= 0.16$ a 0.954% , $\text{P}_2\text{O}_5\approx 0.018\%$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3\approx 0.8\%$ (Tabla 5; Figura 16). Las proporciones calculadas de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ varían de 1.7 a 2.1, con los minerales normativos $qz= 33.162$ a 43.393% y $c= 0.7$ a 4.525% (Tabla 6), asignándole un carácter peraluminoso, procedente de magmas saturados en sílice.

Se le clasifica como una roca ácida de composición riolítica en base al diagrama de clasificación TAS (Figura 15) en un dominio subcalino de alto K. En el análisis de variaciones con respecto del sílice (Figura 16), las concentraciones son casi constantes, manteniendo tendencias negativas en la mayoría de los óxidos, excepto en Na_2O donde se observa una ligera evolución positiva.

En el diagrama de multielementos (Figura 17 C), muestra un patrón irregular con enriquecimiento en elementos incompatibles con altos contenidos de Th y U, con anomalías negativas en P y Ti, en el mismo diagrama con diferente tono se observa un patrón semiparalelo, destacando anomalías positivas en Cs y Sr, probablemente debidas a algún tipo de contaminación. El diagrama de tierras raras (Figura 18 C) muestra un patrón de mayor fraccionamiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, con una pronunciada anomalía negativa en Eu y un patrón plano en las tierras raras ligeras.

3.1.4 Ignimbrita San Patricio

Es una roca ígnea extrusiva piroclástica, de color beige, hipocristalina, constituida por una matriz vítrea de cenizas volcánicas muy finas con fenocristales rotos de 1-2 mm de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y líticos de 1-5 mm. Se observan abundantes huecos de 2-4 mm rellenos de arcillas, probablemente plagioclasas alteradas. La roca presenta moderada oxidación de hierro.

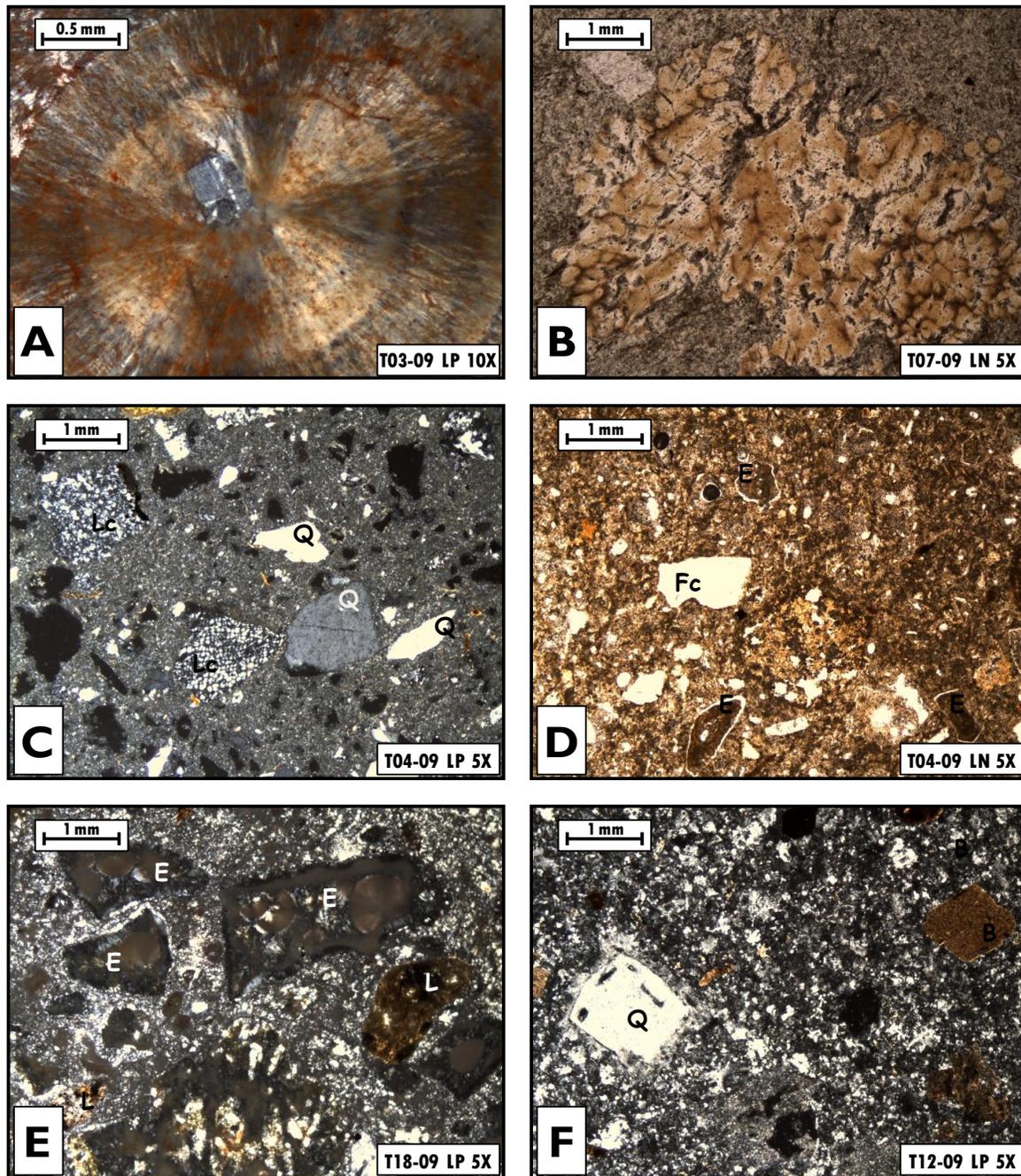


Figura 21. A) Riolita La Cardona: Cristal de plagioclasa en el núcleo de una esferulita. B) Riolita La Cardona: Con luz natural se observa la matriz vítrea hialina. C) Ignimbrita San Patricio: Matriz vítrea con fenocristales rotos de cuarzo (Q) y líticos de cuarcitas con cuarzoes elongados (Lc). D) Ignimbrita San Patricio: Matriz vítrea con espículas de vidrio (E) y fragmentos de cristales (Fc). E) Ignimbrita San Agustín: Matriz vítrea con abundantes espículas de vidrio con esferulitas (E) y líticos (L) con moderada oxidación. F) Diques La Sauceda: Fenocristales cuarzo corroídos (Q) y biotita (B) en matriz con intercrecimientos de cuarzo y sanidino.

Mineralogía. Roca formada por abundantes fenocristales rotos muy angulosos de cuarzo <1 mm, feldespato <1 mm, plagioclasa de 1-2 mm fuertemente alterada a carbonatos, fragmentos de biotita de 1-2 mm, algunos con fuerte resorción de hierro y escasos líticos angulosos de 1-2 mm de composición riolítica y dacítica, también se observan fragmentos subredondeados de cuarcitas con cuarzos elongados (Figura 21 C). Algunos líticos se observan fuertemente argilizados. La matriz es vidrio, aunque en algunas partes se presenta con desvitrificación, y abundantes espículas de vidrio (Figura 21 D). Se le clasificó como una ignimbrita de composición riolítica-dacítica.

Geoquímica. El contenido de óxidos mayores para ésta unidad es de $\text{SiO}_2=77.13\%$, $\text{K}_2\text{O}\approx 6\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0.348\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=13.659\%$, $\text{CaO}=0.533\%$, $\text{TiO}_2=0.132\%$, $\text{MgO}=0.522\%$, $\text{P}_2\text{O}_5=0.039\%$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.875\%$ (Tabla 5; Figura 16). De acuerdo al índice de saturación en alúmina $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]=2.2$, con los minerales normativos $qz=50.39\%$ y $c=5.812\%$ (Tabla 6), es de tipo peraluminoso y se considera que deriva de magmas saturados en sílice.

Según el diagrama de clasificación TAS (Figura 15), corresponde al campo de las riolitas subalcalinas de alto K. En el diagrama de multielementos (Figura 17 D), muestra un espectro irregular con un ligero enriquecimiento en elementos incompatibles, observándose marcadas anomalías positivas en Th y U, y anomalías negativas en Ba, Pb, P y Ti; ésta firma es similar o paralela a la de los diques La Leona y a la riolita Cardona. En el diagrama de tierras raras (Figura 18 D) se observa un patrón de mayor fraccionamiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas y un patrón plano en las tierras raras ligeras con una notable anomalía negativa en Eu producto del fraccionamiento de la plagioclasa

3.1.5 Ignimbrita San Agustín

Se trata de una roca ígnea extrusiva piroclástica, de color ocre parduzco y color beige con motas ocre, hipocristalina, constituida por una matriz vítrea de cenizas volcánicas muy finas con fenocristales rotos de cuarzo, biotita y líticos angulosos

de 1-10 mm con moderada oxidación de hierro. Se observan abundantes huecos de 2-10 mm rellenos de arcillas y escasos cristales de biotita fuertemente alterada deshojándose y con fuerte resorción de hierro.

Mineralogía. Es una roca hipocristalina, vítrea, formada por abundantes líticos angulosos con fuerte oxidación de hierro, probablemente de composición riolítica, y fragmentos de pómez. Se observan pequeños fragmentos de cristales de cuarzo rotos, algunas vesículas rellenas con calcedonia y aislados líticos de dacita y andesita. La matriz es vítrea, fuertemente argilizada, en partes desvitrificada con microlitos de cuarzo, espículas de vidrio con esferulitas (Figura 21 E).

La presencia de espículas de vidrio nos indica un enfriamiento rápido de la roca, por lo que no alcanzó a formar cristales. Se le clasificó como una ignimbrita de composición riolítica.

Geoquímica. Es la unidad más rica en sílice de todo el conjunto estudiado, con un contenido de óxidos mayores de $\text{SiO}_2 \approx 80\%$, $\text{K}_2\text{O} = 7.532\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.336\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.557\%$, $\text{CaO} = 0.161\%$, $\text{TiO}_2 = 0.077\%$, $\text{MgO} = 0.365\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.015\%$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.694\%$ (Tabla 5; Figura 16). De acuerdo al índice de saturación en alúmina $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})>1] = 1.4$, con los minerales normativos $q \approx 48\%$ y $c = 1.594\%$ (Tabla 6), es de tipo peraluminoso y se considera que deriva de magmas saturados en sílice.

De acuerdo al diagrama TAS (Figura 15) se le clasifica como una roca ácida de composición riolítica dentro del dominio subalcalino.

En el diagrama de multielementos (Figura 17 E), muestra un patrón irregular con enriquecimiento en elementos incompatibles con altos contenidos de, Th y U, con anomalías negativas en P y Ti. El diagrama de tierras raras (Figura 18 D) muestra un patrón con un ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, éstas últimas con un patrón cercano a la horizontal, y una pronunciada anomalía negativa en Eu indicando el fraccionamiento de plagioclasas.

3.1.6 Diques La Saucedá

Roca ígnea intrusiva hipoabisal, de color beige, hipocristalina, porfídica, constituida por 15-30% de fenocristales de 2-8 mm de feldespato idiomorfo, cuarzo idiomorfo en cristales de 1-4 mm y escasa plagioclasa idiomorfa de 2-5 mm con fuerte alteración a arcillas, dejando huecos en la roca, llega a tener abundante biotita y aislados líticos. La matriz es afanítica desvitrificada.

Mineralogía. Está formada por cuarzo, feldespato, escasa plagioclasa y óxidos de hierro. Un 8-15% es cuarzo en fenocristales idiomorfos algunos corroídos y microcristalino en la matriz (Figura 21 F). El 6-10% de la roca se compone de feldespato potásico del tipo ortoclasa y sanidina en fenocristales idiomorfos y éste último microcristalino en la matriz, menos del 3% son fenocristales de plagioclasa con moderada oxidación de hierro y fuerte sericitización, llegando a formar huecos, algunos con restos de plagioclasa en los bordes. Cristales idiomorfos de biotita en formas tabulares se observan en un 2%. Fenocristales de cuarzo y feldespatos ortoclasa presentan bordes de reacción. Localmente se observan aislados líticos de composición granítica. La matriz se presenta desvitrificada, microcristalina, esferulítica, con intercrecimientos de cuarzo y sanidina, con débil oxidación de hierro en pequeños grumos dispersos. Se le clasificó como una riolita o pórfido riolítico. Por el contenido de biotita se le clasifica como una riolita de biotita.

Estos diques se localizan aproximadamente a 25 km al sur del área de estudio, y presentan características similares a los diques y domos La Leona, lo cual sugiere que pueden ser contemporáneos.

Geoquímica. En esta unidad la concentración de sílice es predominantemente alta con $\text{SiO}_2 = 76.708$ a 79.443% , $\text{K}_2\text{O} \approx 5$ a 5.845% , $\text{Na}_2\text{O} = 0.829$ a 1.192% , $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 13$ a 14% , $\text{CaO} \approx 0.17\%$, $\text{TiO}_2 = 0.1$ a 0.234% , $\text{MgO} = 0.252$ a 0.513% , $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.036$ a 0.13% y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.247$ a 1.1% (Tabla 5; Figura 16). Las proporciones calculadas de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ varían de 2.1 a 2.6, con los minerales normativos $qz = 49.752$ a 51.618% y $c \approx 5$ a 6.624% (Tabla 6) asignándole un carácter peraluminoso, derivado de magmas saturados en sílice.

Se clasifica como una roca ácida de composición riolítica de acuerdo al diagrama TAS (Figura 15), en un ambiente subcalino de alto K. Presenta una tendencia negativa en CaO e incremento de K_2O con respecto del sílice en los diagramas de Harker (Figura 16), al igual que los diques La Leona. En el resto de los óxidos las tendencias son negativas.

Presenta un patrón irregular en el diagrama de multielementos (Figura 17 E), enriquecido hacia los elementos incompatibles con pronunciadas anomalías negativas en Ba, Pb, Sr, P y Ti.

Estos diques de La Saucedá, localizados en las afueras del área de estudio, presentan un patrón paralelo semejante al de las rocas riolíticas del área, incluso en el patrón de tierras raras (Figura 18 E), presenta la misma firma de los diques La Leona (Figura 18B), con enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas que terminan en un patrón ligeramente plano y con la marcada anomalía de Eu.

3.2 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

El total de muestras analizadas corresponden a rocas ácidas, con contenidos de SiO_2 que varían de ~68 a 79.5% en peso y álcalis entre ~6 a 10% en peso. La mayoría de las rocas se les clasifica en el campo de las riolitas, a diferencia de la dacita El Gato que cae en el campo de traquidacita (Figura 15); es importante destacar que ésta clasificación debe tomarse con cautela, ya que las alteraciones secundarias como la silicificación, desvitrificación y sericitización pueden alterar la composición de la roca, ubicándola desfasada en los campos de clasificación.

En la zona predomina un magmatismo subcalino relacionado a subducción, a excepción de los diques y domos riolíticos La Leona que por el alto contenido en álcalis (~10%) alcanzan a pasar la línea divisoria establecida con los límites de Irvine y Baragar (1971) ubicándose dentro del dominio alcalino (Figura 15), por lo que podría interpretarse como un magmatismo de intraplaca, sin embargo, una

muestra (T05-09) de esta unidad cae dentro de los límites del dominio subalcalino, con una cantidad menor en álcalis (~8%) que el resto de las muestras, posiblemente relacionado a una cierta tendencia positiva en CaO y negativa en K₂O con respecto al sílice en los diagramas de Harker (Figura 16), ya que esta relación a la inversa (negativa en CaO y positiva en K₂O) nos indica el fraccionamiento de plagioclasas y la formación de feldespato potásico; el relativo enriquecimiento en CaO (Tabla 5) puede explicarse debido a la incipiente alteración a carbonatos (ankerita) que presentan relictos de fenocristales de ortoclasas en la muestra (Figura 20 F), la cual petrográficamente fue clasificada como una dacita, debido a la escasa presencia de feldespatos con respecto a las plagioclasas, además, nótese que el patrón de tierras raras (Figura 18 B) presenta una débil anomalía en Eu indicando un débil fraccionamiento de plagioclasa, reduciendo la formación del feldespato potásico

El conjunto de rocas analizadas presentan tendencias negativas con respecto a la sílice en los óxidos de Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O TiO₂, P₂O₅ y MnO. En el diagrama K₂O se observa una evolución positiva para las muestras de los diques y domos riolíticos La Leona y los diques de La Sauceda, en tanto que las muestras de la riolita Cardona tienden a empobrecer con el aumento de sílice. En P₂O₅ la riolita Cardona no muestra tendencia alguna, manteniéndose horizontal; y para el Fe₂O₃ ligeramente se distingue una tendencia negativa (Figura 16).

Con el análisis de diagramas de multielementos (Figura 17), se logra percibir un enriquecimiento en Rb, K, U y Th, y anomalías negativas muy marcadas de Ba, Sr, P, Eu y Ti. Los diagramas de tierras raras (Figura 18) en general, presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, dentro de un rango relativamente reducido que terminan en un patrón ligeramente plano, y una marcada anomalía de Eu.

En los diagramas bivariantes tipo Harker (Figura 19) la única evolución positiva con respecto al sílice se observa en el Rb, Ba, Yb y Th para los diques y domos riolíticos La Leona y tendencias negativas en Sr y Sm. No es notoria alguna tendencia en Ni y Nb, ya que las concentraciones en sílice de las muestras, relativa-

mente son parecidas. Para las muestras de los diques de La Sauceda y la riolita La Cardona se logra observar cierta tendencia negativa en Ba, Yb, Nb y Ni.

En función de su composición química todas las rocas son de carácter ligeramente peraluminoso, confirmado por la presencia de corindón normativo que varía de 0.12 a 5.812% (Tabla 6) y un índice de saturación en alúmina $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)>1]$ mayor a 1, que varía de 1.2 a 2.5, graficado en función del sílice (Figura 22).

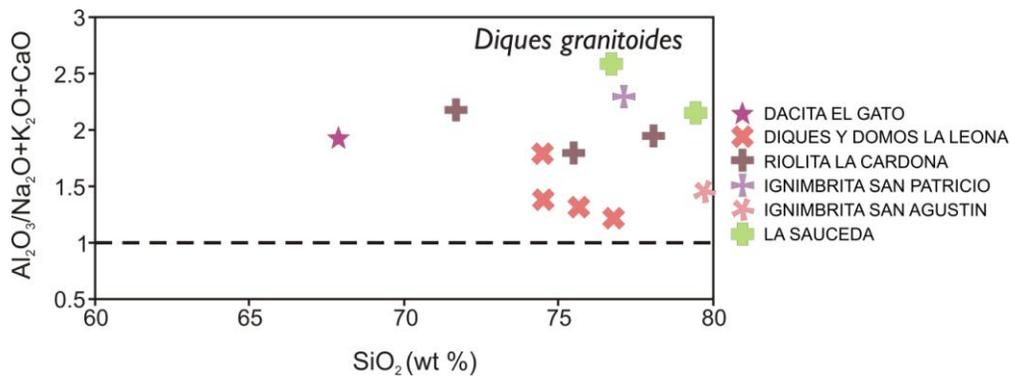


Figura 22. Diagrama de proporciones $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ en función del sílice de los diques granitoides.

Los diques del CVT están emplazados en una corteza de ca. 32 km de espesor (Nieto Samaniego *et al.*, 2005), por lo que el incremento de sílice en los magmas podría estar directamente relacionado con el espesor de la corteza, la cual, probablemente fue adelgazada sucesivamente a los esfuerzos compresivos, en una etapa distensiva de relajamiento. Otra explicación en cuanto al contenido elevado en sílice y álcalis pudiera ser la incipiente desvitrificación que presentan estas rocas, observada en la matriz con esferulitas e intercrecimientos de cuarzo y feldespato (Figura 20 E), así como la moderada a fuerte silicificación que afectó a la mayoría de las rocas.

DISCUSIÓN

El CVT está formado por un conjunto de rocas hipabisales, efusivas y piroclásticas de composición dacítica a riolítica emplazadas en diferentes etapas dentro de una secuencia vulcano-sedimentaria del Jurásico-Cretácico y rocas turbidíticas y de plataforma somera del Terreno Guerrero.

La dacita El Gato es la roca más antigua del CVT, consiste de un domo exógeno localizado en el centro del intrusivo La Tesorera. El mayor volumen de la riolita La Leona corresponde a domos endógenos localizados a lo largo de la trayectoria de los diques. La riolita La Cardona forma largos lóbulos que se enciman sobre el intrusivo, por lo cual se infiere su centro en la periferia NW del intrusivo, formando un amplio domo exógeno. La ignimbrita San Patricio posee en su base depósitos de fragmentos gruesos de brecha, lo que hace suponer que su fuente se encuentra muy cerca, también en la periferia NW del Intrusivo. La ignimbrita San Agustín parece ser un flujo piroclástico que arribo a la zona procedente del poniente, ya que afloramientos de esta roca se encuentran al poniente del área de estudio.

El sistema de diques y domos del CVT, se emplazó dentro y en las márgenes del intrusivo granodiorítico La Tesorera, con una orientación $N60^{\circ}W$ y tendencia subvertical, aunque adoptan en su mayoría direcciones de inclinación de $\sim 210/70^{\circ}$; algunos de estos diques derramaron lavas hacia sus flancos, cuyas foliaciones de flujo sugieren un rumbo subparalelo a los diques entre $N35^{\circ}W$ y $N70^{\circ}W$.

El control estructural de los diques está asociado íntimamente con el cuerpo intrusivo La Tesorera. Hacia la margen oriente y SE del área, los diques como los domos están emplazados en el contacto caliza-intrusivo, donde se localizan importantes cuerpos de wollastonita.

Para definir el posible ambiente geodinámico del sistema de diques, se utilizaron los diagramas de discriminación de Pearce *et al.* (1984). Los cuales indican un origen en régimen de arco volcánico convergente, sincolisional, asociado a

volcanismo de intraplaca (Figura 23 A y B), según la propuesta Rb-SiO₂ de Thieblemont y Cabanis (1990) en un ambiente orogénico (Figura 24).

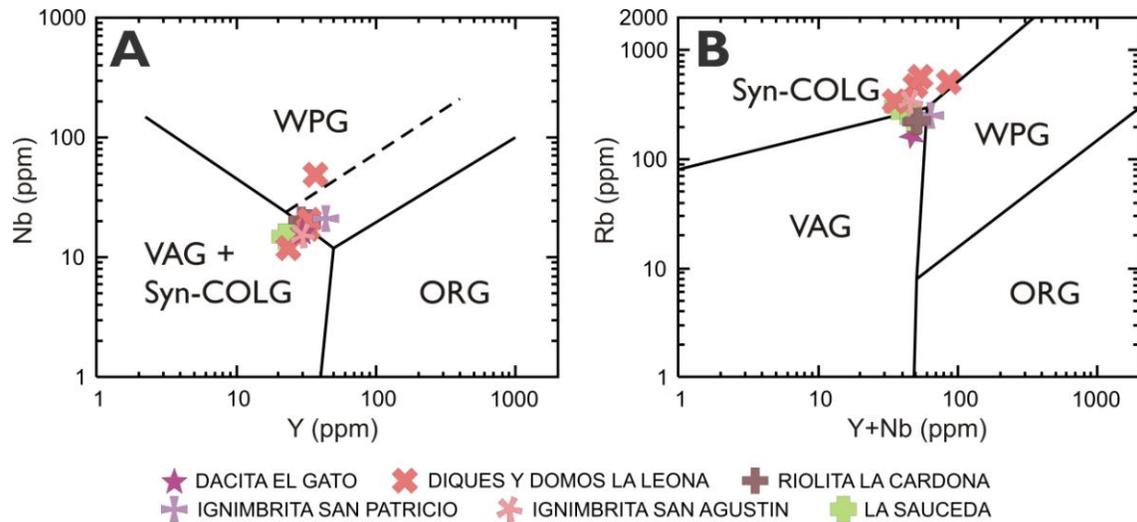


Figura 23. A) Diagrama de discriminación Nb-Y para granitos. B) Diagrama de discriminación Rb-(Y+Nb) para granitos. Granitos de arco volcánico (VAG); granitos sin-colisionales (Syn.COLG); granitos intraplaca (WPG); granitos de dorsal oceánica (ORG); (Pearce *et al.*, 1984).

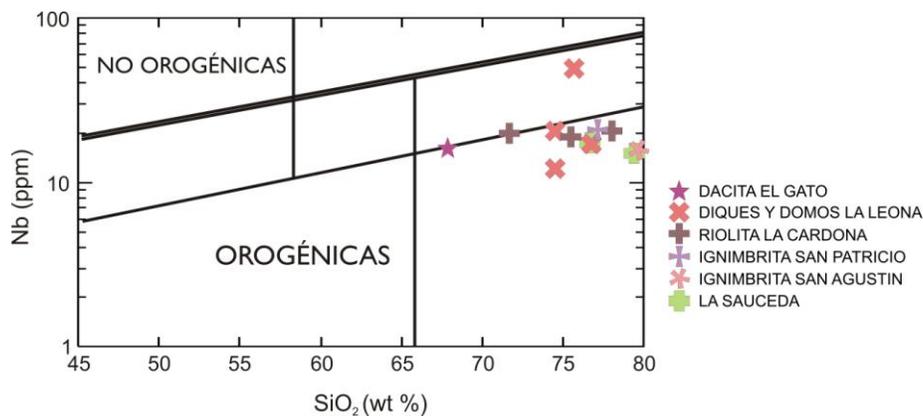


Figura 24. Distribución de las muestras en el diagrama Nb-SiO₂ para ambientes orogénicos y no orogénicos (Pearce y Gale, 1977).

Una evidencia de fusión de rocas corticales, es el contenido de Zr de estas rocas, indicando que probablemente pueden ser diques tipo-S según el diagrama de Hine *et al.* (1978) para la clasificación de granitoides tipo-S y tipo-I (Figura 25).

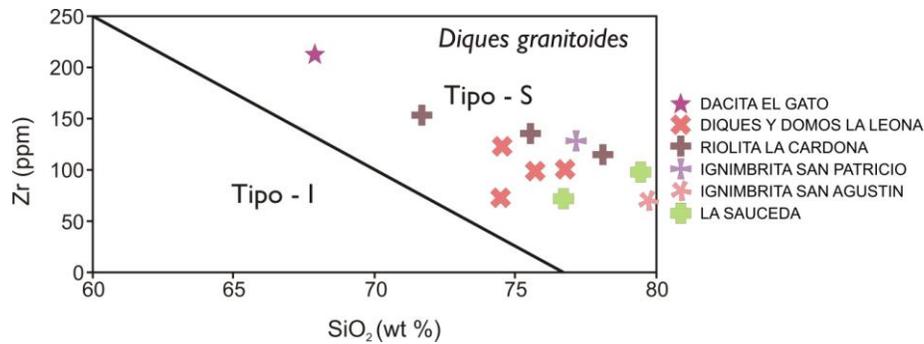


Figura 25. Diagrama Zr/SiO₂ para la clasificación de granitoides tipo-S y tipo-I propuesto por Hine *et al.* (1978).

La afinidad alcalina de los diques (Figura 15) y la proyección en el diagrama Rb-SiO₂ (Pearce *et al.*, 1984), sugiere un ambiente de emplazamiento intraplaca (Figura 26), no obstante, éstas características de intraplaca pueden ser debido a procesos de asimilación cortical durante el ascenso del magma, aunado a procesos de cristalización fraccionada en niveles corticales superiores, observado en el análisis de multielementos (Figura 17 B), con un enriquecimiento en Rb, K, U y Th, indicando procesos de asimilación cortical, además de que la abundancia de K podría estar relacionada a un bajo grado de fusión de la corteza, por lo que dio lugar a un ligero enriquecimiento en elementos incompatibles, y las anomalías negativas muy marcadas de Ba, Sr, P, Eu y Ti, nos indican una cristalización fraccionada inicial en la cámara magmática, confirmado por la tendencia negativa que presentan los óxidos CaO, MgO, P₂O₅, Na₂O y TiO₂ (Figura 16), sugiriendo el fraccionamiento de plagioclasa, ilmenita y apatito, presentes en la norma CIPW (Tabla 6).

Los diagramas de tierras raras presentan enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas y éstas últimas forman un patrón plano, sugiriendo una fuente relativamente homogénea, con escasa o nula presencia de granate en la fuente, con una pronunciada anomalía negativa en Eu, indicando fraccionamiento de plagioclasas o la presencia de este mineral en la fuente a poca profundidad.

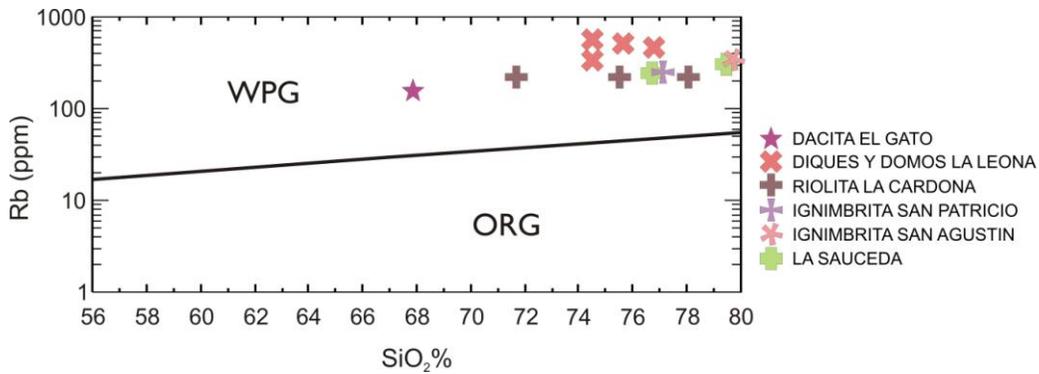


Figura 26. Diagrama Rb-SiO₂ para discriminar ambientes de intraplaca (WPG) y de dorsal oceánica (ORG), según Pearce *et al.*, 1984.

Estos resultados indicarían el origen de una fusión parcial cortical asociado estrechamente a situaciones tectónicas compresivas con una evolución posterior a otros eventos distensivos que facilitaron el emplazamiento del magma, ya que los diques tipológicamente presentan características similares a los granitoides híbridos tardi-orogénicos tipo H_{LO} (Barbarin, 1990), con alto K y bajo Ca (tipo KCG; Barbarin, 1999) relacionados a etapas de relajamiento que separan periodos de regimen compresional de un regimen tensional.

Basado en la distribución de elementos tectónicos y depósitos de rocas ígneas en la porción suroriental de la SMOc, es posible interpretar la evolución tectónica del área para finales del Cretácico y principios del Terciario, por la sucesión de al menos tres eventos tectónicos, dos de los cuales permitieron el ascenso del magma a través de la litósfera (placa) continental. El primero de ellos es un régimen compresivo, relacionado a la acreción del Terreno Guerrero con el Terreno Sierra Madre (Figura 27 A) produciendo deformación, fallas de cabalgaduras y corrimiento que prevaleció hasta el Cretácico tardío, culminando con el inicio del segundo evento tectónico relacionado a una fase orogénica mayor, interpretado como el inicio de la Orogenia Laramide, produciendo magmatismo de arco continental en el occidente, empuje y cabalgaduras hacia el oriente; en esta etapa se emplazaron rocas plutónicas y volcánicas agrupadas en el Supergrupo Volcánico Inferior, donde la edad mínima de deformación está definida por las edades de las rocas

plutónicas no deformadas que van desde los 54 a 37 Ma, con esto se puede deducir que, la edad reportada para el intrusivo granodiorítico La Tesorera de ~75 Ma en biotita por K-Ar (Mújica-Mondragón y Albarrán, 1983; Solé *et al.*, 2007; Franzetti, 2009) indica una edad de cristalización, y la edad de 58.88 ± 1.43 Ma en roca total, reportada por Franzetti (2009) pudiera interpretarse como la edad mínima de enfriamiento, ya que la información obtenida por Quevedo-Coronado (2007) indica que el intrusivo se emplazó (Figura 27 B) en una secuencia previamente deformada por dos eventos, uno del Aptiano y otro a causa de la Orogenia Laramide, además de que el intrusivo no presenta marcas de deformación que pudiera estar relacionado a la etapa compresiva, pero sí probablemente estuvo influenciado por la subducción en un margen continental activo, emplazándose en la placa continental sobre la zona de subducción donde son comunes magmas calcoalcalinos de granodioritas ricas en hornblenda (Barbarín, 1990 y 1999) ocurriendo tensión y compresión alternadamente (Pitcher, 1993); el emplazamiento guardó cierto paralelismo con la trinchera, influenciado por un sistema de extensión regional NE-SW (Nieto-Samaniego, 2005), al mismo tiempo que el frente orogénico laramídico aún estaba activo en la Sierra Madre Oriental (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000), esto podría documentarse mejor con un estudio más detallado, con edades radiométricas en feldespatos o en zonas donde ocasionó metamorfismo de contacto con la caliza, y con la obtención de isótopos que pudieran dar resultados más ciertos en relación al ambiente de emplazamiento; en un lapso de tiempo relativamente corto, al final de ésta etapa, también pudo haber ocurrido el emplazamiento de la dacita El Gato (Figura 27 C), registrado como el primer evento volcánico del área. El tercer régimen tectónico está influenciado por una etapa de transición al final de la Orogenia Laramide, que separa periodos de régimen compresional de un régimen tensional, donde los diques se emplazaron (Figura 27 D) ocupando fracturas generadas en respuesta al mismo esquema de esfuerzos activos durante el emplazamiento del intrusivo el cual presenta una orientación NW-SE; de lo contrario, si las fracturas fueron generadas tectónicamente durante el emplazamiento de los diques, esta disposición podría utilizarse como indicador de paleoesfuerzos.

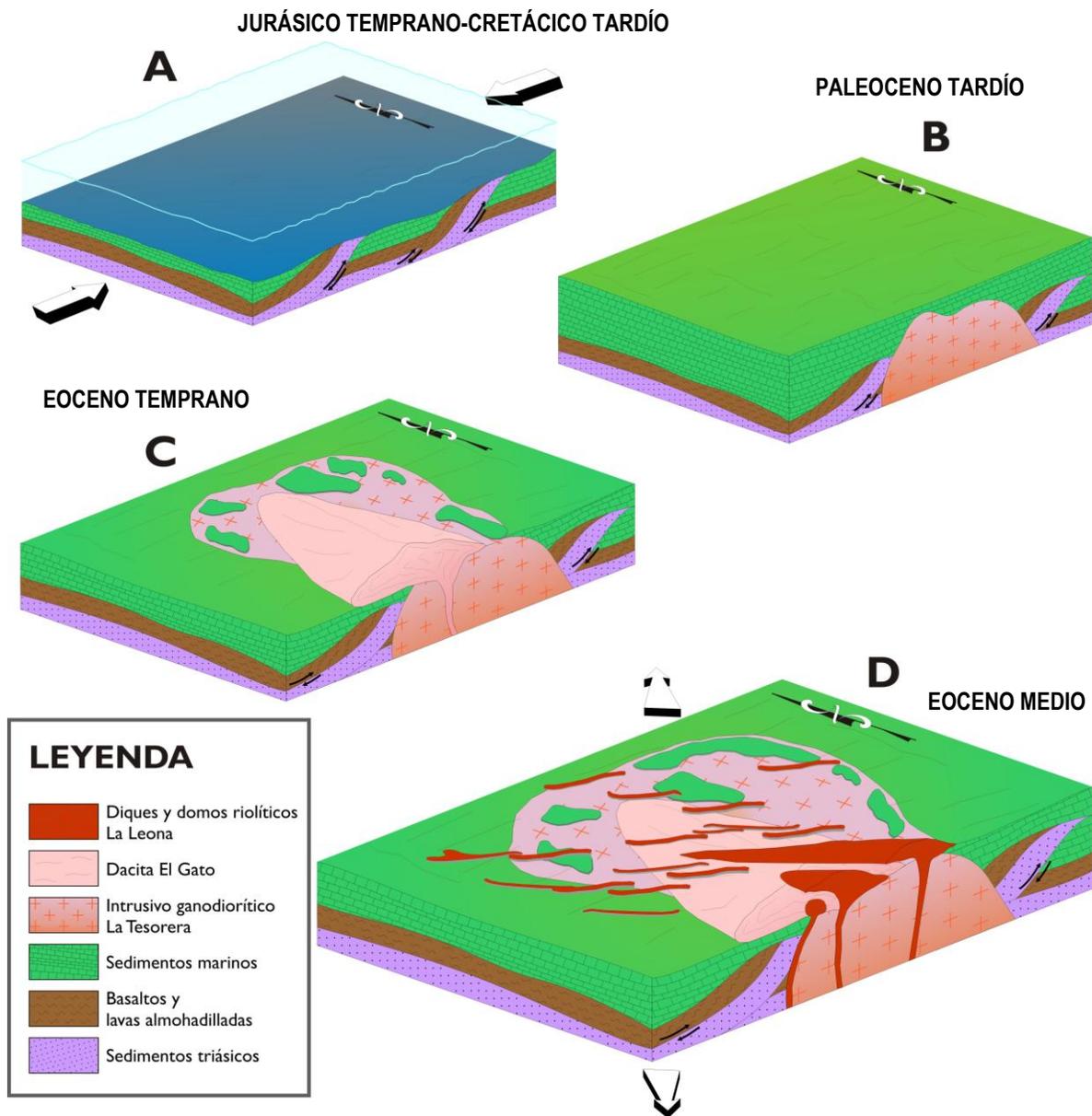


Figura 27. Modelos esquemáticos propuestos para el emplazamiento de los diques y domos riolíticos La Leona, influenciado por la evolución tectónica regional.

- A). Acreción del Terreno Guerrero con el Terreno Sierra Madre, formando fallas de cabalgadura.**
- B). Emplazamiento del intrusivo granodiorítico La Tesorera, en las calizas previamente deformadas.**
- C). Emplazamiento de la dacita El Gato formando un amplio domo.**
- D). Emplazamiento de los diques y domos riolíticos La Leona, durante las primeras etapas de extensión NE-SW, cortan al intrusivo, a la dacita y a los sedimentos marinos, con una orientación NW-SE.**

Con todo lo anterior, se pueden interpretar las condiciones magmáticas que dieron origen al emplazamiento de los diques, como el resultado de procesos de asimilación cortical y fusión parcial de la corteza durante el ascenso del magma, asociado a procesos de cristalización fraccionada en niveles corticales superiores, relacionados a un ambiente transicional en una etapa de relajamiento distensiva, al término de un régimen compresivo en la placa continental sobre una zona de subducción, lo cual coincide que para el Eoceno medio había terminado la Orogenia Laramide en la región, y puede ser interpretado como las primeras manifestaciones de extensión que más tarde dieron origen al volcanismo extensional de la Provincia de Cuencas y Sierras de México.

CONCLUSIONES

El Complejo Volcánico La Tesorera está formado por 5 unidades volcánicas que se emplazaron en diferentes etapas dentro y en las márgenes del intrusivo granodiorítico La Tesorera. Dichas unidades fueron descritas por primera vez en este trabajo con los nombres de: Dacita El Gato, Riolita La Leona, Riolita La Cardona, Ignimbrita San Patricio e Ignimbrita San Agustín.

Los diques se emplazaron en el intrusivo La Tesorera en un patrón NW-SE con inclinación al SW, en respuesta a esfuerzos de tensión NE-SW, muy similares a los que permitieron el emplazamiento del intrusivo.

Los diques y domos riolíticos La Leona, son rocas alcalinas, ligeramente peraluminosas, con alto contenido en SiO_2 y de carácter fuertemente potásico.

El origen del magma que formó los diques, se puede interpretar como el resultado de procesos de asimilación cortical y fusión parcial de la corteza durante el ascenso del magma, observado en los diagramas de multielementos con enriquecimiento en elementos LILE, asociado a procesos de cristalización fraccionada en una cámara magmática somera, apoyado por la presencia de anomalías negativas en elementos traza (Ba, Sr, P, Eu y Ti).

De acuerdo a los diagramas de discriminación, se les relaciona a un ambiente transicional entre un régimen compresivo y una etapa de relajamiento distensiva, relacionada con la etapa final de la Orogenia Laramide.

El sistema de diques y domos félsicos del CVT podría representar la fase inicial del volcanismo tectónico extensional que dio origen a la Provincia de Cuencas y Sierras de México.

La relación entre los diques y el intrusivo granodiorítico La Tesorera no es clara, hace falta un estudio estructural más detallado, apoyado con isótopos y edades radiométricas, para mejorar la información y generar un nuevo modelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Munguía, J. G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanismo of the Mesa Central, southern Sierra Occidental volcanic province, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 33-52.
- Alencáster, G., 1971, Rudistas del Cretácico Superior de Chiapas: Universidad Nacional Autónoma de México, *Paleontología Mexicana*, 34, 1-91.
- Almaguer-Rodríguez, J. L., 2010, Estudio Geoquímico de Elementos Traza en Unidades Volcánicas del CVSLP: Método ICP-MS (Validación del Método): San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 97 pp. (Inédito)
- Aranda-Gómez, J.J., 1989, Geología preliminar del Graben de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 8(1), 22-32.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, 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*, 53(1), 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión, *en* Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F. (eds.), *Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 187-225.
- Barbarin, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting: *Geological Journal*, 25, 227-238.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments: *Lithos* 46, 605-626.
- Blight, G.E., 1997, *Mechanics of residual soils*: Rotterdam, Balkema, 237 pp.

- Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 2, 43-45.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906, Geologie des environs de Zacatecas *en* Guide des excursions: Congreso Geológico Internacional X, México D.F., 16, p. 26.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J, 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, 23(1), 21-46.
- Carrillo-Bravo, J, 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34(1), 21-46.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *in* Anderson, T.H., *et al.* (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 233-258.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 244-260.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: Geological Society of America Special Paper 436, 279-308.
- Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1991, Monografía Geológico Minera del estado de Zacatecas: Pachuca, México, Secretaria de Energia, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaria de Minas e Industria Basica, Consejo de Recursos Minerales, 154 pp.
- Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1997, Informe geológico-minero y geoquímico de la carta Zacatecas (F13-6), escala 1:250,000: Pachuca, México, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (SECOFI), Coordinación General de Minería, Consejo de Recursos Minerales, 154 pp.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, México: Geological Society of America Bulletin, 87, 1191-1199.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *in* Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.

- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V.A., Ortiz-Acevedo, O., 2009, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 48-64.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, *en* Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 343-378.
- Franzetti, M., 2009, Contribution à l'étude des massifs plutoniques de la Tesorera et de la Sauceda, Mexique: Brest, Fr., Université de Bretagne Occidentale, Mémoire de stage de Master 1, 39 pp. (Inédito)
- Guzmán-Aguirre, A., 1969, Geología de la región de Fresnillo, Estado de Zacatecas: Zacatecas, México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 45 pp. (Inédito)
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*: London, Methuen & Co., 383 pp.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in México: *Geology*, 20, 701-704.
- Hine, R., Williams, S., Chappel, B.W., White, A.J.R., 1978, Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith: *Geological Society of Australia Journal* 25, 219-234.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1651-1694.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- 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: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 pp.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: Oxford, Blackwell, 193 pp.
- López-García, L.D., 2010, Geología del Complejo Volcánico de Charcas: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 107 pp. (Inédito)

- Loza-Aguirre, 2005, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes en la región de Zacatecas-Zan José de Gracia: Cd. Madero, México, Instituto Tecnológico de Cd. Madero, Ingeniería en Geociencias, tesis de licenciatura, 96 pp. (Inédito)
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 533-548.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Assessment of eight new geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(3), 329-344.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- Mújica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-1156, informe técnico (Inédito).
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas Edades Isotópicas de la Cubierta Volcánica Cenozoica de la Parte Meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(1), 117-122.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, *en* Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F. (eds.), Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 285-317.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2 000 000: Universidad Nacional Autónoma de México, 1 carta, 74 pp.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks: Geological Society Special Publication, 7, 14-24.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Pitcher, W.S., 1993. The Nature and Origin of Granite: London, Blackie Academic & Professional, 321 pp.

- Ponce, B.F.S., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas Mining District: A Tertiary Caldera Complex Associated with Precious and Base Metal Mineralization: *Economic Geology*, 83, 1668-1682.
- Quevedo-Coronado, A.L., 2007, Geología y Estructura de las Zonas Afectadas por la Intrusión de los Cuerpos Plutónicos de Peñón Blanco, La Sauceda y Noria del Cerro, Estado de San Luis Potosí y Zacatecas: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 66 pp. (Inédito)
- Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 328-343.
- Rodríguez-Ríos, R., Torres-Aguilera, J.M., 2009, Evolución petrológica y geoquímica de un vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 658-673.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift, *in* Dauphin J.P., Simoneit B.R. (eds.), *The Gulf and Peninsular province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists*, 47, 301-369.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1999, Carta geológico-minera Guadalupe (F13-B68), escala 1:50,000, Pachuca, México, Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1999, Carta geológico-minera Ojo Caliente (F13-B69), escala 1:50,000: Pachuca, México, Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1999, Carta geológico-minera Zacatecas (F13-B58), escala 1:50,000: Pachuca, México, Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta geológico-minera Zacatón (F13-B59), escala 1:50,000: Pachuca, México, Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, M.S. thesis, 111 pp. (Inédito)
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 Rocas Ígneas y Metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 104-119.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., and Carter, J.L., 1993, Middle Paleozoic exotic terrane near Ciudad Victoria, northeastern Mexico, and the southern margin of Paleozoic North America *in* Ortega-Gutiérrez F., Coney P.J., Centeno-García E., Gómez-Caballero A. (eds.), *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic*

Terrane Conference, Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 147-149

- Stewart J. H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the later Cenozoic Basin and Range Province, western North America, *in* Faulds J. E., Stewart, J. H. (eds.), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province: Geological Society of America Special Paper*, 323, 47-74.
- Stock, J.M., Hodges, K., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8, 99-115.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *in* Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London, Special Publication* 42, 313-345.
- Thieblemont, D., Cabanis, B., 1990, Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude petrogenetique des roches magmatiques acides: *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(1), 23-35.
- Torres Aguilera, J.M., Rodríguez Ríos, R., 2005, Hipótesis preliminares sobre el origen del volcanismo bimodal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí *en* XV Congreso Nacional de Geoquímica, San Luis Potosí, México: San Luis Potosí, México, *Actas INAGEQ*, 11(1), p. 106.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Mata-Segura, J.L., 1994, Correlación estratigráfica de la geología de la mina proaño y plateros, Zacatecas; con otras localidades del Terreno Guerrero, al suroriente del estado de Zacatecas, (Investigación elaborada para la Compañía Minera Peñoles "Unidad Fresnillo"), **No publicado**.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1994, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2), 117-138.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central: Juriquilla, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 207 pp. (Inédito)
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009. Geocronología y distribución espacial del Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Aguirre-Díaz, G., 2009, Post-laramidic and pre-Basin and Range deformation and its implication *in*

the Oligocenic volcanism in the eastern part of Mesa Central, Mexico: *Tectonophysics* 471, 136-152.

Verma, S.P., Sotelo-Rodríguez, Z.T., Torres-Alvarado, I.S., 2002, SINCLAS, Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System: *Computers and Geosciences*, 28(5), 711-715.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., and Gehrels, G., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.

Yta, M., Lapierre, H., Monod, O., Wever, P., 1990, Magmatic and estructural characteristics of the Lower Cretaceous arc–volcano–sedimentary sequences of Saucito–Zacatecas–Fresnillo (Central Mexico); Geodynamic implications: München, De., Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Ludwig–Maximilians–Universität, Mémoire, 85.

Yta, M., 1992, Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata", Mexique: la zone de Zacatecas – Francisco I. Madero – Saucito: Orleáns, Fr., Université d'Orleans, tesis doctoral, 287 pp. (Inédito).