

**Universidad Autónoma de San Luis Potosí**  
**Facultad de Ingeniería**  
**Centro de Investigación y Estudios de Posgrado**

**“El vulcanismo félsico del Campo Volcánico Río Santa  
María: una integración y redefinición de unidades  
litoestratigráficas para una correlación regional”**

**T E S I S**

Que para obtener el grado de:

**Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**

Presenta:

**Ing. José Helios Serna Bafún**

No. De Becario CONACYT: 13568487  
(Proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN108621)

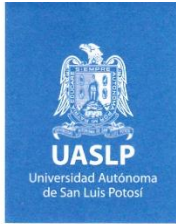
Asesor:

**Dr. Alfredo Aguillón Robles**

Co-asesor:

**Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz**





16 de diciembre de 2021

**ING. JOSÉ HELIOS SERNA BAFÚN  
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Alfredo Aguillón Robles y Gerardo de Jesús Aguirre Díaz** Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de diciembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

**TEMARIO:**

**"El vulcanismo félsico del Campo Volcánico Río Santa María: una integración y redefinición de unidades litoestratigráficas para una correlación regional"**

INTRODUCCIÓN.

1. GENERALIDADES.
  2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.
  3. MARCO TECTÓNICO.
  4. ESTRATIGRAFÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO RÍO SANTA MARÍA.
  5. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA.
- CONCLUSIONES.  
REFERENCIAS.

**"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"**

**A T E N T A M E N T E**

  
**DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN**  
**DIRECTOR.**  
DE SAN LUIS POTOSÍ  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCION

[www.uaslp.mx](http://www.uaslp.mx)

Copia. Archivo  
\*etn.

Av. Manuel Nava 8  
Zona Universitaria • CP 78290  
San Luis Potosí, S.L.P.  
tel. (444) 826 2330 al39  
fax (444) 826 2336

**ÍNDICE**

<b>ÍNDICE</b> .....	I
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	III
<b>DEDICATORIA</b> .....	VI
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	VII
<b>RESUMEN</b> .....	X
<b>ABSTRACT</b> .....	XII
<b>INTRODUCCIÓN.</b> .....	1
<b>1. GENERALIDADES.</b> .....	3
<b>1.1. Justificación</b> .....	3
<b>1.2. Hipótesis</b> .....	3
<b>1.3. Objetivo general</b> .....	5
<b>1.4. Objetivos particulares</b> .....	5
<b>1.5. Antecedentes</b> .....	6
<b>1.6. Localización del área de estudio</b> .....	16
<b>1.7. Vías de acceso</b> .....	16
<b>1.8. Metodología</b> .....	18
<b>2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	23
<b>3. MARCO TECTÓNICO</b> .....	29
<b>3.1. Orogenia Laramide</b> .....	29
<b>3.2. Evento transicional de Transpresión-Transtensión tectónica</b> .....	30
<b>3.3. Tectónica extensional de Cuencas y Sierras</b> .....	33
<b>3.3.1. Extensión en la Mesa Central</b> .....	36
<b>4. ESTRATIGRAFÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO RÍO SANTA MARÍA.</b> .....	39
<b>4.1. Secuencia Mesozoica</b> .....	41
<b>4.2. Secuencia Cenozoica</b> .....	44
<b>4.3. Secuencia volcánica Cenozoica</b> .....	45
<b>4.3.1. Grupo Andesitas Basales</b> .....	45
<b>4.3.2. Grupo El Carmen-Palo Verde</b> .....	47
<b>4.3.3. Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María</b> .....	53
<b>4.3.4. Grupo Ojo Caliente-Potrerillo</b> .....	61

4.3.5. Grupo Domos Riolíticos.....	72
4.4.6. Sedimentos clásticos cuaternarios (Qsc) .....	80
<b>5. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA.....</b>	<b>81</b>
5.1. Petrografía de los grupos volcánicos .....	81
5.2. Geoquímica de los grupos volcánicos .....	105
5.3. Geocronología de los grupos volcánicos .....	119
5.4. Discusión de la petrografía de los grupos volcánicos .....	123
5.5. Discusión de la geoquímica de los grupos volcánicos.....	128
5.6. Discusión de la geocronología de los grupos volcánicos.....	133
5.7. Discusión general de los grupos volcánicos.....	136
5.7.1. Discusión del Grupo El Carmen-Palo Verde .....	136
5.7.2. Discusión del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María .....	139
5.7.3. Discusión del Grupo Ojo Caliente-Potrерillo .....	141
5.7.4. Discusión del Grupo Domos Riolíticos.....	142
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>143</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>146</b>



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Localización del área de estudio. ....	16
Figura 2.- Vías de acceso del área de estudio.. ....	17
Figura 3.- Provincias paleogeográficas del área de estudio. ....	24
Figura 4.- Provincia volcánica y tectónica del área de estudio. ....	26
Figura 5.- Sistema de fallas transcurrente San Miguel de Allende-Cuernavaca. ....	31
Figura 6.- Evolución tectonomagmática por transpresión-transtensión de la Mesa Central. ....	33
Figura 7.- Provincia extensional de Cuencas y Sierras. ....	35
Figura 8.- La provincia fisiográfica Mesa Central y sus sistemas de fallas. ....	37
Figura 9.- Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. ....	38
Figura 10.- Columna estratigráfica unificada del Campo Volcánico Río Santa María. ....	40
Figura 11.- Características físicas de la Riodacita del Carmen. ....	50
Figura 12.- Características físicas del Intrusivo Palo Verde. ....	52
Figura 13.- Características físicas de la Ignimbrita El Órgano Inferior. ....	55
Figura 14.- Características físicas de la Ignimbrita El Órgano Superior. ....	56
Figura 15.- Características físicas de la Ignimbrita Santa María. ....	59
Figura 16.- Características físicas de la Traquita Ojo Caliente. ....	65
Figura 17.- Características físicas de la Dacita Potrerillo Inferior. ....	68
Figura 18.- Características físicas de los Domos riolíticos. ....	75
Figura 19.- Dique piroclástico de la Ignimbrita Panalillo Inferior. ....	77
Figura 20.- Mapa de localización de las muestras petrográficas ....	81
Figura 21.- Diagrama de clasificación mineralógica (Streckeisen, 1979). ....	82
Figura 22.- Características texturales de la Riodacita del Carmen de la zona oriental. ....	84
Figura 23.- Características texturales de la Riodacita del Carmen de la zona occidental. ....	86
Figura 24.- Características texturales de la <i>facies</i> proximal del Intrusivo Palo Verde. ....	88
Figura 25.- Características texturales de la <i>facies</i> media del Intrusivo Palo Verde. ....	89
Figura 26.- Características texturales de la <i>facies</i> distal del Intrusivo Palo Verde. ....	90
Figura 27.- Modelo esquemático de la distribución de <i>facies</i> del Intrusivo Palo Verde. ....	91
Figura 28.- Figura esquemática que representa el Grupo de lavas El Carmen-Palo Verde. ....	91
Figura 29.- Características texturales de la Ignimbrita El Órgano Inferior. ....	92
Figura 30.- Características texturales de la Ignimbrita El Órgano Superior. ....	94

Figura 31.- Características físicas de la Andesita Golondrinas .....	95
Figura 32.- Sección esquemática de la Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo Inferior. ....	96
Figura 33.- Características texturales de la Traquita Ojo Caliente. ....	97
Figura 34.- Características texturales de la Dacita Potrerillo Inferior. ....	99
Figura 35.- Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice (TAS; Le Bas <i>et al.</i> , 1986).....	105
Figura 37.- Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1977). ....	106
Figura 36.- Diagrama de clasificación para rocas de arco volcánico (Hastie <i>et al.</i> , 2007).....	106
Figura 38.- Diagrama de clasificación A/NK vs A/CNK (Shand, 1943).....	107
Figura 39.- Diagramas Harker de óxidos mayores para el Grupo El Carmen-Palo Verde .....	108
Figura 40.- Diagramas Harker de óxidos mayores del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María. .....	109
Figura 41.- Diagramas Harker de elementos mayores del Grupo Ojo Caliente-Potrerillo .....	110
Figura 42.- Diagramas Harker de elementos traza del Grupo El Carmen-Palo Verde. ....	111
Figura 43.- Diagramas Harker de elementos traza del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María. .....	112
Figura 44.- Diagramas Harker de elementos traza del Grupo Ojo Caliente-Potrerillo.....	112
Figura 45.- Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos.....	113
Figura 46.- Diagramas de discriminación tectonomagmática de basaltos. ....	114
Figura 47.- Diagramas multielementales de los Grupos El Carmen-Palo Verde e Ignimbritas El Órgano-Santa María. ....	115
Figura 48.- Diagramas multielementales del Grupo Ojo Caliente-Potrerillo y basalto Mesa de Jesús. ....	117
Figura 49.- Diagramas de tierras raras de los Grupos El Carmen-Palo Verde y El Órgano-Santa María .....	118
Figura 50.- Diagrama de tierras raras del Grupo Ojo Caliente-Potrerillo y basalto Mesa de Jesús. .....	119
Figura 51.- Diagramas de concordia que exhiben las edades calculadas para las unidades Riodacita del Carmen, Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo. ....	121
Figura 52.- Diagramas para discriminar procesos de diferenciación magmática .....	130
Figura 53.- Diagramas de procesos de contaminación cortical y mezcla de magmas.....	132
Figura 54.- Grafica de correlación de edad que exhibe su barra de error ( $1\sigma$ ). ....	133

**LISTA DE TABLAS**

Tabla 1.- Espesores reportados para la Ignimbrita El Órgano .....	57
Tabla 2.- Edades radiométricas reportadas de la Ignimbrita El Órgano. ....	58
Tabla 3.- Espesores reportados para la Ignimbrita Santa María. ....	60
Tabla 4.- Edades isotópicas reportadas de la Ignimbrita Santa María .....	60
Tabla 5.- Síntesis de las características petrográficas principales de las unidades volcánicas principales del CVRSM. ....	100
Tabla 6.- Edades U-Pb reportadas para las unidades félsicas que conforman el CVRSM.....	122

**DEDICATORIA**

**A mi Dios Padre**

**A mi madre María de la Luz y mis hermanos Yumiko y Alberto**

**A mi tía Socorro Serna Bafún**

**A la voluntad que no muere**

## **AGRADECIMIENTOS**

Al CONACYT por haberme brindado la beca con la cual se logró desarrollar el presente trabajo (No. De Becario: 13568487).

Al Proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN108621 quien financió el presente trabajo de maestría.

Agradezco de todo corazón a mi gran amigo y mentor el Dr. Margarito Tristán González por haberme ayudado siempre a través de estos años que tengo de conocerlo. Gracias a su apoyo este trabajo fue posible desarrollarse, por lo que siempre diré que ambos nos merecemos el mérito del presente trabajo.

Al Dr. Alfredo Aguillón Robles por haberme brindado su amistad y brindarme su confianza total para desarrollar el presente trabajo. Le agradezco haber financiado los análisis químicos y petrográficos con los cuales se desarrolló el presente trabajo.

Al Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz por estos años de trabajo directo e indirecto. Gracias por haberme dado mi primer trabajo como geólogo en el 2018-2020. Así mismo le agradezco por todas sus enseñanzas y el financiamiento de campo.

A mi sinodal el Dr. Pascal Sieck quien tuvo toda la disponibilidad para las dudas que surgieron durante el desarrollo de tesis, especialmente en la parte petrográfica y geoquímica.

A mis sinodales Dra. Sonia Torres y Dr. Luis Ángel Sedano por sus siempre atinadas correcciones que sirvieron bastante para enriquecer la presente tesis de posgrado.

Al personal del Instituto de Geología quienes contribuyeron directa e indirectamente con el desarrollo del presente trabajo. Especialmente a Carlos y Don Efrén.

Al Lic. Miguel Ángel Cortina Rangel, encargado del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología por haberme capacitado en la preparación de muestras para elementos traza y para el manejo del equipo ICP-MS. Así mismo, le agradezco por su valiosa ayuda durante el análisis químico de más de 150 muestras.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez por su ayuda en la elaboración de más de 50 láminas delgadas para el estudio de petrografía, así como también por su valiosa capacitación que tuve durante el procesamiento de las muestras.

Este trabajo de tesis se basa en el esfuerzo y dedicatoria de los investigadores del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, especialmente al Dr. Margarito

Tristán, Ing. Labarthe y Dr. Aguillón quienes desarrollaron la cartografía geológico-estructural del campo volcánico y con los que he tenido la dicha de asimilar sus enseñanzas.

Al M.C. Marco Antonio Rojas Beltrán a quien siempre le he tenido una profunda admiración y espero llegar a ser igual de genial que él. Muchas gracias por su valiosa amistad y por apoyarme durante todo el transcurso de mi formación como geólogo.

Quitando ahora si las formalidades de arriba (porque le sacan copia para los tortibonos) les agradezco bastante por su valiosa ayuda. Especialmente al Dr. Margarito a quien espero y algún día ser igual de bueno y respetado que él.

A mi madre María de la Luz Serna Bafún y hermana Antonia Yumiko Serna Bafún porque siempre me han brindado su apoyo y soy quien soy en gran medida gracias a su ejemplo, de ahí saque lo listo.

A mis mejores amigos Manuel, Francisco, Diego, Fernanda Cerca a quienes les debo bastante gratitud y alegría por brindarme su amistad y por ayudarme cuando siempre lo necesité. Gracias por estar siempre conmigo.

A mis mejores amigos desde quien sabe cuándo, al Ing. Luis Ramón Beltrán Rodríguez quienes he tenido el regalo de su amistad en los buenos y malos tiempos. Así como al Ing. Gabriel Gamas Padilla con quien siempre disfruto las pláticas y sus grandes enseñanzas.

A mis colegas del posgrado Karen, Víctor y Daniel con quienes conviví buenos momentos.

A mi familia, especialmente a mi tía Socorro Serna Bafún y mi primo Cosme Alberto Serna Díaz quienes siempre han tenido un corazón bondadoso en recibirnos en su casa. Así como también a mi primo Fernando López Serna quien siempre he tenido la dicha de compartir ideas.

A mi Amigo Alberto divulgador de ciencia y creador de la página Universo Energético quien me ha brindado su amistad desde que nos conocimos en Geociencias, UNAM.

A todos aquellos que fueron una parte de mi vida durante estos dos años que estuve en el Posgrado. Muchas gracias de corazón por lo que compartimos.



## RESUMEN

El Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM) representa el extremo suroriental de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental (SMO). Abarca la porción meridional del estado de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato. La secuencia volcánica del CVRSM inició en el Eoceno tardío con la emisión fisural de flujos aislados de lava andesítica en el norte y centro del campo. En el Oligoceno temprano se emplazaron cadenas de domos riodacíticos que cubrieron todo el campo. Subsecuentemente, ocurrió la emisión de paquetes voluminosos de ignimbritas riolíticas que cubrieron todo el CVRSM. Sucesivamente, se emplazaron cadenas de domos dacíticos con orientación NW-SE y domos riolíticos en la parte central y norponiente del campo. El vulcanismo culminó en el Mioceno con el emplazamiento de flujos de lava basáltica de manera dispersa sobre todo en el poniente del campo. La estratigrafía volcánica del CVRSM fue estudiada ampliamente por diferentes investigadores del Instituto de Geología de la UASLP mediante el levantamiento de la cartografía geológico-estructural, estableciendo la nomenclatura de unidades volcánicas. Sin embargo, se ha detectado una diversidad de nombres aplicado a unidades que presentan una posición estratigráfica y características litológicas similares, debido a que el desarrollo de la cartografía se realizó en tiempos y autores diferentes.

El presente trabajo tiene como objetivo la integración de estas unidades en grupos volcánicos mediante trabajos de campo, petrografía, geoquímica y edades U-Pb que permitan unificar la columna estratigráfica del CVRSM.

A partir de estos estudios se logró simplificar la columna estratigráfica y afinar la cartografía geológico-estructural. Se separaron cinco grupos volcánicos: Andesitas Basales, Grupo El Carmen-Palo Verde, Ignimbritas El Órgano-Santa María, Grupo Ojo Caliente-Potreriillo y Grupo Domos Riolíticos.

El Grupo El Carmen-Palo Verde presenta texturas de desequilibrio por ascenso rápido del magma y se clasifican químicamente como riolitas subalcalinas y se identificaron los procesos de diferenciación de contaminación cortical, fusión parcial y cristalización fraccionada. Se obtuvo una edad U-Pb de la Riodacita del Carmen al oriente del CVRSM de  $32.81 \pm 0.17$  Ma que representa la unidad basal de la secuencia del campo. El Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María son ignimbritas voluminosas ricas en fenocristales de soldamiento alto. Se clasifican químicamente como riolitas subalcalinas y se detectó a la cristalización fraccionada como proceso de diferenciación. Se obtuvo una edad U-Pb para la Ignimbrita Santa María de  $31.71 \pm 0.25$  Ma



en el norte del campo, la cual representa la cima del grupo. El Grupo Ojo Caliente-Potreriillo presenta texturas de desequilibrio de mezcla de magmas y se clasifican químicamente desde traquibasaltos a riolitas subalcalinas donde actuó la mezcla de magmas, fusión parcial y cristalización fraccionada subordinada como procesos de diferenciación. Se obtuvo una edad U-Pb de  $31.45 \pm 0.28$  Ma para la Traquita Ojo Caliente que es la base del grupo, al poniente del campo y para la Dacita Potrerillo Inferior de  $31.82 \pm 0.23$  Ma y  $32.24 \pm 0.24$  Ma para el poniente y centro del CVRSM, respectivamente. Este trabajo aporta evidencias que soportan un mismo origen magmático para los grupos volcánicos y se reporta la versión unificada de la cartografía geológico-estructural del CVRSM.

**Palabras clave:** *Campo Volcánico Río Santa María; correlación estratigráfica; grupos volcánicos; caracterización petrográfica; contaminación cortical; mezcla de magmas.*

**ABSTRACT**

The southeastern portion of the Sierra Madre Occidental volcanic is represented by the Rio Santa María Volcanic Field (RSMVF). This volcanic field covers the southern portion of the San Luis Potosi state and the northern portion of Guanajuato state. The volcanic sequence of the RSMVF began in the late Eocene with the fissural emission of isolated andesitic lava flows to the north and center of the field. In the early Oligocene, chains of rhyodacitic domes were placed that covered the entire field. Subsequently, the emission of voluminous flows of rhyolitic ignimbrites covered the entire volcanic field. Successively, chains of dacitic domes with NW-SE orientation and rhyolitic domes were placed in the central and northwestern part of the field. Volcanism culminated in the Miocene with basaltic lava flows dispersed mostly in the west of the field. The volcanic stratigraphy of the RSMVF was extensively studied by different researchers of the Geology Institute of the UASLP by surveying geological-structural cartography and naming volcanic units. However, a diversity of names has been detected applied to units that represent a stratigraphic position and similar lithological characteristics, because the development of cartography was carried out in different times and authors. The aim of this work is to integrate these units into volcanic groups through fieldwork, petrography, geochemistry and U-Pb ages to unify the stratigraphic column of the RSMVF.

From these studies it was possible to simplify the stratigraphic column and improve the geological-structural cartography. Five volcanic groups were achieved: Basal Andesites, El Carmen-Palo Verde Group, El Organo-Santa Maria Ignimbrites Group, Ojo Caliente-Potrerrillo Group and Rhyolitic Domes Group.

El Carmen-Palo Verde Group presents textures of disequilibrium due to the rapid ascend of magma. They are chemically classified as subalkaline rhyolites with crustal contamination, partial melt and crystal fractionation were identified like differentiation processes. In this study a U-Pb age was obtained of the El Carmen Rhyodacite to the east of the RSMVF of  $32.81 \pm 0.17$  Ma that represents the basal unit of the volcanic field sequence. The El Organo-Santa Maria Ignimbrites Group are voluminous ignimbrites crystal-rich that present high welding. They are chemically classified as subalkaline rhyolites and fractionated crystallization was detected as a differentiation process. A U-Pb age was obtained for the Santa Maria Ignimbrite of  $31.71 \pm 0.25$  Ma in the northern of the volcanic field, which represents the top of the group. The Ojo Caliente-Potrerrillo Group presents disequilibrium textures associates with magma mixing. They are chemically

classified to subalkaline trachybasalts to rhyolites where the magma mixing, partial melt and subordinate fractionated crystallization acted as differentiation processes. A U-Pb of  $31.45 \pm 0.28$  Ma was obtained for the Ojo Caliente Trachyte which is the basal portion of the group in the west of the volcanic field and for the Lower Potrerillo Dacite with  $31.82 \pm 0.23$  and  $32.24 \pm 0.24$  Ma for the west and center of RSMVF, respectively.

This study provides evidence that supports the same magmatic origin for the volcanic groups and the unified version of the geological-structural cartography of the RSMVF is reported.

**Keywords:** *Rio Santa Maria Volcanic Field, stratigraphic correlation, volcanic groups, petrographic characterization, crustal contamination, magma mixing.*

## INTRODUCCIÓN.

En la porción meridional del estado de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato se localiza el Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM) que representa el extremo suroriental de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental. Este campo volcánico abarca una extensión aproximada de 6,000 km<sup>2</sup> partiendo de poniente a oriente desde el borde oriental del *graben* de Villa de Reyes con orientación NE-SW hasta el límite oriental representado por el río Las Tortugas al poniente del municipio de San Ciro de Acosta, S.L.P. con rumbo N-S; y de norte a sur, iniciando en las cercanías de la cabecera municipal de Villa de Zaragoza, S.L.P. hasta las inmediaciones del municipio de San Luis de la Paz, Gto.

El CVRSM (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) fue definido como una secuencia de edad Paleógeno que se emplazó en el límite entre las provincias paleogeográficas Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles-San Luis que representa una zona de cizalla regional (Velez-Scholvink, 1990). El vulcanismo inició en el Eoceno tardío con la emisión fisural de flujos de lava andesítica y la construcción de un estratovolcán de la misma composición al norponiente del campo. En el Oligoceno temprano, ocurrió el mayor evento de vulcanismo en la región y estuvo caracterizado por el emplazamiento de cadenas extensas de domos endógenos y exógenos riódacíticos y riolíticos con un patrón fisural NW-SE; que se generaron por un evento de transtensión regional que ocurrió en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano (Tristán-González *et al.*, 2009b). Sucesivamente, ocurrió el mayor evento explosivo del campo volcánico que se caracterizó por la emisión de flujos voluminosos de ignimbritas riolíticas soldadas. Estas ignimbritas se asocian a la formación de una caldera de colapso, posiblemente ubicada en la porción meridional del campo volcánico (Hernández-García, 2018). En este periodo de tiempo, se emplazaron cadenas de domos de endógenos y exógenos de composición dacítica que cubrieron la mayor parte del CVRSM y domos exógenos riolíticos emplazados en la zona central y suroccidental de este campo volcánico. Contemporáneamente, ocurrió en la región un pulso de extensión regional asociado con la tectónica extensiva de Cuencas y Sierras (CyS; Henry y Aranda-Gómez, 1992) que generó fosas tectónicas y fallamiento normal con orientación NW-SE y NE-SW en el CVRSM. En el Oligoceno tardío, se emitieron flujos de ceniza sin soldar de composición riolítica utilizando como conductos las fallas normales asociadas a CyS durante un pulso de extensión regional. El vulcanismo del campo volcánico culminó en el Mioceno con la emisión de flujos dispersos de lava basáltica en la región, especialmente al poniente del campo.

Los estudios preliminares del CVRSM estuvieron enfocados a la prospección minera de fluorita en la zona de Salitrera, donde Grasel (1979) elaboró la primera cartografía geológica regional y asoció a las rocas volcánicas con la formación de una caldera de colapso que denominó Caldera de Milpa Grande, localizado al nororiente del CVRSM.

En los estudios de segunda generación se realizó la cartografía geológico-estructural escala 1:50,000 efectuados por diferentes investigadores del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí quienes elaboraron cinco Cartas Geológicas En estos trabajos se nombró informalmente a las unidades de rocas volcánicas y se realizaron los primeros estudios de geoquímica y petrografía.

Los trabajos de tercera generación se enfocaron al estudio puntual de las unidades mediante trabajos geoquímicos e isotópicos elaborados por diferentes autores. También se realizaron estudios de teledetección aplicado a las ignimbritas del campo volcánico, donde se observaron rasgos morfológicos en imágenes de satélite que sugieren la presencia de una caldera en la parte sur del campo, evidenciada también por la distribución de las ignimbritas hacia la parte septentrional del estado de Guanajuato (Hernández-García, 2018 y Jaimes-Viera *et al.*, 2022).

Con base en la revisión de las unidades volcánicas del CVRSM, se detectó una diversidad en nombres aplicados a unidades que presentan características litológicas y de posición estratigráfica similar. Esto es debido a que la cartografía geológico-estructural se realizó en tiempos diferentes. El presente trabajo tiene como objetivo integrar las unidades del CVRSM a partir de la información de trabajos previos junto con la aportación de nuevos estudios de campo, petrográficos, geoquímicos y geocronología U-Pb en circones que soporten su integración en grupos volcánicos y que ayuden a discriminar la procedencia de los magmas y sus procesos de diferenciación.

Este trabajo se enfoca en unificar la estratigrafía y presentar la cartografía geológico-estructural más actualizada del campo volcánico.

## 1. GENERALIDADES.

### 1.1. Justificación

Con base en la revisión bibliográfica de las unidades volcánicas que afloran en la porción centro, norte y poniente del Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) se detectó una diversidad en nombres formacionales aplicados a rocas con litología y posición estratigráfica similar. Lo anterior ocurrió porque conforme se avanzó en la cartografía del campo, se dieron nombres formacionales locales debido a que ésta se realizó en tiempos diferentes. Aunque se trató de unificar a varias de las unidades, se quedaron con el nombre inicial, el criterio que se tomó en su tiempo fueron las características litológicas, geoquímicas y posición estratigráficas similares, pero cuya distribución espacial es discontinua. Esta diversidad en la nomenclatura estratigráfica ha producido dificultad en la comprensión de la estratigrafía general y en la interpretación de los episodios volcánicos que ocurrieron en la región. Por este motivo, es necesario agrupar esas unidades volcánicas manejando paquetes volcánicos que integren la información obtenida en trabajos previos y complementando la información con trabajos de campo, petrografía, geoquímica y geocronología. Esto permitirá la correlación estratigráfica a nivel regional y ayudará como base para estudios posteriores sobre petrogénesis, tectonovolcánicos, isotópicos, entre otros. Por último, contribuirá a la difusión de la geología de la región y a un mayor entendimiento de la estratigrafía de la Sierra Madre Occidental en su porción más suroriental.

### 1.2. Hipótesis

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las provincias volcánicas más grandes del mundo (Bryan *et al.*, 2008). En México, abarca desde su límite territorial con Estados Unidos hasta el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). La SMO se desarrolló principalmente durante el Oligoceno (32-23 Ma) y se caracterizó por vulcanismo explosivo intenso que generó paquetes de ignimbritas silícicas de volumen grande y subordinados flujos de lava riolítica (Ferrari *et al.*, 1999). Este intenso periodo de vulcanismo se denominó *Ignimbrite Flare-Up* y fue caracterizado por ser un evento caótico y explosivo (Ferrari *et al.*, 2002 y Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). Sobre la estratigrafía general de la porción central de la SMO, está compuesta por un gran número de unidades volcánicas que han sido agrupadas en el Super Grupo Volcánico Inferior, Super Grupo Volcánico Superior y SCORBA (McDowell y Keizer, 1977 y Ferrari *et al.*, 2005).

Se ha estimado que el volumen de ignimbritas de la SMO es de aproximadamente 400,000 km<sup>3</sup> (Aguirre-Díaz *et al.*, 2021). Inicialmente, se había postulado que el emplazamiento del vulcanismo de la SMO fue a través de calderas de colapso que generaron ignimbritas de gran volumen (Swanson y McDowell, 1984). Sin embargo, solo se han reportado menos de 14 calderas en la parte norte de la provincia (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). En la parte central y sur de la SMO, Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) determinaron fuentes fisurales para las ignimbritas y Aguirre-Díaz *et al.* (2008) definieron el término *graben*-caldera para explicar la emisión de ignimbritas voluminosas con el desarrollo de fosas tectónicas como el caso del *graben*-caldera de Bolaños (Aguirre-Díaz *et al.*, 2021).

La porción meridional de la SMO cubre la porción occidental, sur y oriental de la Mesa Central (MC; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) conformada principalmente por una secuencia volcánica del Eoceno-Oligoceno compuesta principalmente por domos de lava de composiciones intermedia a félsica que subyacen y sobreyacen a paquetes de ignimbritas riolíticas en los campos volcánicos de Guanajuato y San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Quintero-Legorreta, 1992; Tristán-González *et al.*, 2009a; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

En el extremo suroriental de la SMO se localiza el CVRSM que fue nombrado así por Labarthe-Hernández *et al.* (1989) como resultado de una serie de trabajos de cartografía de las rocas volcánicas que afloran en las cinco Cartas Geológicas de esa región (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Labarthe-Hernández *et al.*, 1983; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989), agrupando esas secuencias dentro de un campo volcánico cuyo nombre fue tomado de la región del cauce del Río Santa María donde afloran. Posteriormente, se desarrollaron trabajos de segunda generación enfocados en varios aspectos, dentro de los cuales se pueden mencionar: Medina-Romero (2008); Martínez-Esparza, (2008); Tristán-González *et al.* (2009a); Villegas-Grimaldo (2015); Martínez-Torres (2016); García-Pérez (2017); Hernández-García (2018); Botero-Santa *et al.* (2020); Díaz-Bravo *et al.* (2021); y Jaimes-Viera *et al.* (2022) que enriquecieron la información de las rocas volcánicas de este campo.

Partiendo de los antecedentes sobre las secuencias volcánicas de la provincia volcánica de la SMO y especialmente sobre los campos volcánicos en la MC, se ha detectado en el CVRSM que la mayoría de las unidades volcánicas que aunque afloran de manera discontinua y dispersa sobre el campo pueden ser correlacionables por su posición estratigráfica, edad similar y por sus

características litológicas y geoquímicas. Esto permitiría su integración en grupos volcánicos que facilitarían la simplificación de la estratigrafía de la región, ya que el registro de varios nombres formacionales puede dificultar la comprensión de los episodios volcánicos que construyeron el campo volcánico.

La hipótesis propuesta en el presente trabajo plantea que las unidades volcánicas del CVRSM especialmente las de composición félsica que presenten una posición estratigráfica y características litológicas, petrográficas, geoquímicas y edades radiométricas similares pueden ser integradas en grupos volcánicos. Con base en el manejo de la estratigrafía en grupos se pretende unificar la nomenclatura estratigráfica, integrar la información generada en trabajos previos y simplificar los eventos de formación del CVRSM. De acuerdo al objetivo de este trabajo que trata de estudiar la relación estratigráfica de las unidades volcánicas que afloran discontinuamente en el CVRSM para integrarlas en grupos volcánicos a partir de nuevos estudios de petrografía, geoquímica de elementos traza y mayores y edades U-Pb de las siguientes unidades félsicas: Riodacita del Carmen-Intrusivo Palo Verde; Ignimbritas El Órgano-Santa María; y Traquita Ojo Caliente-Dacita Potrerillo. Así mismo, se pretende dilucidar el origen de los magmas y los procesos de diferenciación que dieron origen al vulcanismo principal del campo volcánico

Este trabajo servirá para la correlación estratigráfica regional y como base para estudios posteriores sobre aspectos magmáticos, petrogenéticos, isotópicos, tectonovolcánicos, entre otros, sobre la evolución del campo volcánico. Por último, se pretende que contribuya a la difusión de la geología del CVRSM que representa la porción más suroriental de la SMO y a entender sus episodios eruptivos.

### **1.3. Objetivo general**

- Redefinir las unidades volcánicas que afloran en la porción occidental, central y oriental del CVRSM a partir de la información obtenida en trabajos previos, con el apoyo de nuevos estudios de campo, petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb que permitan soportar la integración de las unidades volcánicas en grupos volcánicos con la finalidad de unificar la nomenclatura y la correlación estratigráfica a nivel regional.

### **1.4. Objetivos particulares**

- Describir las unidades volcánicas principales y estudiar sus relaciones estratigráficas a partir de trabajos de campo, petrografía, geoquímica y geocronología.



- Realizar la columna estratigráfica regional que unifique la nomenclatura litoestratigráfica de los paquetes volcánicos.
- Identificar el origen de los magmas y procesos de diferenciación de los grupos volcánicos.
- Unificar la cartografía geológico-estructural realizada en trabajos previos y afinarla con base en trabajos de campo.

### **1.5. Antecedentes**

Los trabajos de primera generación (1960 a 1980) se encaminaron al reconocimiento geológico-minero de los distritos mineros en la región (Las Cuevas, La Consentida, San Francisco, Saliterra, entre otros). La segunda generación de trabajos (1980 a 1989) fue realizada por investigadores del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (IGUASLP) donde se elaboró la cartografía geológico-estructural 1:50,000 como parte del proyecto de infraestructura geológica. Los trabajos de tercera generación (2004 a 2021) estuvieron direccionados a estudios puntuales de geología estructural, geoquímica, petrografía y geocronología. A continuación, se mencionan cada uno de los trabajos locales:

**Foxworth (1960)** elaboró el primer estudio petrográfico de las rocas volcánicas y del cuerpo de fluorita de mina Las Cuevas. Se determinó que es un yacimiento epitermal formado por vapores hidrotermales procedentes de un magma riolítico y que la mineralización se generó en dos etapas de formación: el primero por reemplazamiento de la caliza y el segundo por relleno de cavidades.

**Grasel (1979)** reconoció un grueso paquete de rocas volcánicas compuesto por aislados derrames de lava andesítica, cadenas de domos exógenos de composiciones riodacítica a riolítica y un paquete de ignimbritas voluminosas de composición riolítica que sobreyacen discordantemente a sedimentos marinos cretácicos. En este trabajo, Grasel (1979) propuso la existencia de una caldera de colapso para explicar la emisión de este paquete volcánico la cual denominó como Caldera de Milpa Grande localizada en la parte nororiente del CVRSM.

**Ruíz *et al.* (1980)** estudiaron la geoquímica del yacimiento de fluorita de la mina Las Cuevas en Saliterra donde determinaron que la mineralización de fluorita viajó como complejos que reemplazaron a la caliza encajonante en contacto con una brecha volcánica. También obtuvieron las primeras edades K-Ar de los líticos de la Ignimbrita El Órgano de la brecha volcánica dando edades de  $29.1 \pm 0.3$  Ma (feldespato potásico) y  $30.2 \pm 0.3$  Ma (roca entera).

**Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980)** realizaron los primeros estudios sobre la estratigrafía y geología estructural del CVRSM. En este trabajo se elaboró la cartografía geológico-

estructural de la Hoja Santa María del Río y se designaron las unidades informales Ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente. Respecto a las estructuras principales se detectaron los *grabens* de Villa de Reyes, Enramadas y Paso Blanco.

**Labarthe-Hernández et al. (1982)** revisaron la estratigrafía y estructuras principales de la zona centro del estado de San Luis Potosí. En este trabajo se elevaron a unidades formacionales a la mayoría de las rocas volcánicas del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) y las unidades Ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente que afloran al poniente del CVRSM.

**Labarthe-Hernández et al. (1983)** elaboraron la cartografía geológico-estructural de la Hoja Melchor y realizaron el estudio hidrogeológico de la zona. En este trabajo se nombraron informalmente a las unidades toba Remadero, Riodacita del Carmen, Andesita Golondrinas, toba El Quiote, toba El Tule y toba Pinos. Sobre las estructuras de la región, se detectaron el *graben* de Santa Rosa con orientación NW-SE, las depresiones Santo Domingo rellena por la Ignimbrita Panalillo Inferior, El Tule y El Quiote rellenas por las tobas del mismo nombre.

**Labarthe-Hernández et al. (1984)** levantaron la cartografía geológico-estructural de la Hoja Salitrera. En este trabajo se asignó informalmente a las unidades: Andesita Salitrera, Ignimbrita El Órgano, Intrusivo Palo Verde, Dacita Potrerillo y andesita Estanco y se retomó la hipótesis sobre la Caldera de Milpa Grande para explicar el mecanismo de emplazamiento de los paquetes piroclásticos y efusivos del área. Sobre la estructura de la región, detectaron el área de Atotonilco que es un estratovolcán del Eoceno y el área de Milpa Grande como una estructura elíptica cuyos bordes están cubiertos por domos de la Dacita Potrerillo y en su centro el Intrusivo Palo Verde.

**Tristán-González (1986a)** realizó la cartografía geológico-estructural de la Hoja Tierra Nueva. En este trabajo se subdividió en miembros a la Riodacita del Carmen, Ignimbrita El Órgano y Dacita Potrerillo. Se propuso que la Riodacita del Carmen es la porción externa de la unidad denominada Intrusivo Palo Verde. También se sugirió que la Ignimbrita Santa María es tentativamente correlacionable con la Ignimbrita El Órgano Superior. Sobre las estructuras regionales, se identificó al arco de San Antón que es un anillo de domos dacíticos a andesíticos de la Dacita Potrerillo que bordean una potente secuencia de ignimbritas en su porción NW de la Ignimbrita El Órgano. En la porción externa de este arco se emplazaron diques de composiciones riolíticas a andesíticas. También, se detectó el arco Riodacita del Carmen-Palo Verde que limita a las ignimbritas en su porción SW. Por último, se determinó que los ríos Santa María y Bagres son dos fallas regionales con orientaciones NW-SE y NE-SW respectivamente.

**Tristán-González (1986b)** estudió la geología y estructura del *graben* de Villa de Reyes definiéndola como un *graben* de aproximadamente 200 km de largo con orientación NE-SW que corta en su extremo SW a la Sierra de Guanajuato y termina al NE en la ciudad metropolitana de San Luis Potosí, donde cambia de orientación al NNW-SSE y continua hasta Villa de Arista, S.L.P. Este *graben* se formó en tres etapas: en el primero ocurrió fallamiento normal *pre-graben* que afectó a los sedimentos marinos cretácicos e Ignimbrita Santa María y generó los conductos por donde se extravasaron los domos de la Latita Portezuelo; el segundo evento generó hundimiento del *graben* y el emplazamiento de domos de la Riolita San Miguelito, seguidos por erupciones de la Ignimbrita Cantera que cubrieron hasta la porción hundida; el tercer evento corresponde al colapso principal del *graben*. Posterior a la formación del *graben*, se depositaron flujos de ceniza de la Riolita Panalillo que cubrieron la parte hundida y se emplazaron de manera fisural lavas andesíticas y basálticas en las fallas del *graben*. El vulcanismo culminó con estructuras tipo *mar* en la parte norte del *graben* y el emplazamiento de intrusivos en su porción sur.

**Labarthe-Hernández et al. (1989)** definieron al CVRSM y lo ubicaron espacialmente con respecto al CVSLP. En este trabajo se elaboró la cartografía geológico-estructural de la Hoja Refugio-Realito y se nombró informalmente a la Andesita Agua, toba Álamos, Basalto Miocénico y localmente a las unidades brecha Intrusiva dacítica, Intrusivo Mesa Prieta y sedimentos San Martín.

**Aguillón-Robles et al. (2004)** revisaron la estratigrafía y cartografía geológico-estructural de la carta minera Santa María del Río. En este trabajo se detectó que la Traquita Ojo Caliente presenta un espectro composicional desde basalto a riolita. Se postuló que la Andesita Agua Fría es correlacionable con la andesita Estanco de la Hoja Salitrera.

**Aguillón-Robles et al. (2006)** resumieron los eventos tectonomagmáticos que ocurrieron al poniente del CVRSM: el inicio del vulcanismo fue por derrames de lava y domos exógenos de composición riódacítica que fueron sobreyacidos por paquetes de ignimbritas riolíticas. Estos paquetes piroclásticos fueron sobreyacidos a su vez por lavas y domos de composiciones dacíticas a andesíticas y traquíticas. Sugirieron que la secuencia más voluminosa en esta área (Traquita Ojo Caliente) procede de una mezcla de magmas.

**Medina-Romero (2008)** realizó un análisis geoquímico de la Traquita Ojo Caliente. En este trabajo se reportó que esta unidad se clasifica químicamente desde andesita a riolita de la series calcoalcalinas ricas en potasio y en menor medida shoshoníticas. Se determinó que las unidades

estudiadas son cogenéticas, procedentes de magmas con alta influencia de elementos procedentes de una placa subducida que fueron afectadas por asimilación-cristalización fraccionada. Por último, se determinó que las unidades son de un ambiente intraplaca y debido a su carácter subalcalino se interpretaron procedentes de un modelo de *rift* activo de alta vulcanicidad.

**Martínez-Esparza (2008)** estudió la geoquímica de las unidades volcánicas andesíticas y basálticas de los CVSLP y CVRSM. En este trabajo se reconocieron cinco eventos volcánicos: el primero que generó a la Andesita Casita Blanca y andesita Santa Catarina del Eoceno tardío. Este evento se originó por subducción y por fusión de la base de la corteza con aportación de la cuña del manto empobrecido; el segundo evento generó a la andesita El Mosco del Eoceno tardío-Oligoceno temprano y se caracterizó por fusión parcial del manto empobrecido, pero con mayor interacción con la corteza continental; el tercer evento generó a la Andesita Calderón del Oligoceno temprano, donde tuvo mayor aporte de la corteza que del manto; el cuarto evento formó al Basalto Cabras del Mioceno temprano y se caracterizó por mayor interacción con la corteza; y el quinto evento del Plioceno tardío-Cuaternario originó al Basalto Joyas y se caracterizó por ser intraplaca.

**Tristán-González et al. (2009a)** subdividieron al CVSLP a partir de la revisión estratigráfica del campo en cinco complejos volcánicos y se separó el Complejo Volcánico Santa María (CVSTM) que pertenece a la parte occidental del CVRSM. En este trabajo se obtuvieron edades radiométricas por el método K-Ar de las siguientes unidades: Andesita Salitrera con  $31.91 \pm 0.7$  Ma (roca total); Ignimbrita El Órgano con  $31.7 \pm 0.5$  Ma (roca total); Ignimbrita Santa María de  $32.5 \pm 0.8$  Ma (roca total),  $31.7 \pm 0.5$  (feldespato) y  $31.3 \pm 0.7$  Ma (roca total); Intrusivo Palo Verde de  $31.5 \pm 0.7$  Ma (roca total); Dacita Potrerillo con  $31.8 \pm 0.7$  Ma (roca total); Traquita Ojo Caliente de  $31.8 \pm 0.7$  Ma (roca total) y  $31.6 \pm 0.7$  Ma (roca entera); Riolita San Miguelito con  $32.7 \pm 1.0$  Ma (roca entera),  $31.3 \pm 0.7$  Ma (roca entera),  $30.7 \pm 0.7$  Ma (roca total) y  $30.4 \pm 0.5$  (feldespato K); Andesita Estanco en  $29.5 \pm 0.7$  Ma (roca total); y Basalto Cabras con  $29.5 \pm 0.7$  Ma (roca total).

**Aguillón-Robles et al. (2012)** estudiaron la geoquímica de elementos mayores y traza de las unidades volcánicas principales del CVRSLP y CVRSM para validar el método analítico de espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés). En estos trabajos se propuso que el vulcanismo de ambos campos se derivó por la fusión de la cima del manto y por metasomatismo generado por fluidos hidratados ricos en elementos traza de la base de la corteza ligado a pequeños procesos de cristalización fraccionada.

**Montoya-Castillo (2011)** estudió el modo de emplazamiento del vulcanismo del Oligoceno tardío representado por la Ignimbrita Panalillo Inferior en la zona poniente del CVRSM, asociando su emisión con el desarrollo de fallas normales y de los *grabens* de Arriates, Enramadas y Paso Blanco con orientación NW-SE que presentan indicadores cinemáticos de movimiento lateral, los cuales sirvieron como los conductos alimentadores.

**Aguillón-Robles et al. (2014)** estudiaron el vulcanismo máfico-intermedio del CVSLP y del norte del CVRSM con base a un estudio textural y geoquímico donde se detectaron cinco episodios volcánicos: el primero representado por las andesitas del Eoceno y Oligoceno temprano que representan la transición de un ambiente de subducción a uno de extensión intraplaca; el segundo episodio incluye a las andesitas basálticas de 29.5 a 28 Ma que representan vulcanismo bimodal y se asocian con el inicio de magmatismo intraplaca; el tercer episodio conformado por basaltos alcalinos y traquitas de 22 Ma que se originaron por contaminación cortical de la corteza y cristalización fraccionada y son propios de un ambiente intraplaca; el cuarto episodio incluye a los basaltos alcalinos de 12 Ma con composiciones derivadas del manto, interpretadas como un pico de extensión en un ambiente intraplaca; y el quinto episodio conformado por basaltos alcalinos intraplaca con edades de 5 a 0.6 Ma que contienen xenolitos del manto y de corteza inferior.

**Jaso-Lara (2015)** realizó el análisis estructural detallado del conjunto de fallas que afectan al Bloque Ojo Caliente-Santa María del Río. Por medio del estudio cinemático de los planos de fallas y sus respectivos *pitch* se determinaron dos sistemas de fallas con orientaciones NW-SE y ~E-W que afectan a las unidades Ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente. Estas fallas presentan componentes oblicuos izquierdos y en menor cantidad derechos, formando zonas de cizalla. Se determinó que el fallamiento converge al nororiente y que al suroriente se pudiera encontrar otra zona de convergencia, generando una zona interna interpretada como una antigua cuenca *pull-apart* que tuvo desplazamiento lateral izquierdo y que en su formación generó pequeñas cuencas que sirvieron como conductos para el emplazamiento de domos de la Traquita Ojo Caliente.

**Hernández-García (2015)** utilizó técnicas de percepción remota para estudiar la distribución de las Ignimbritas El Órgano y Santa María hacia la porción sur del CVRSM y los rasgos estructurales para definir su posible zona de emisión. Mediante el uso de imágenes *Landsat TM5* y a partir de puntos de control en campo se estableció que las ignimbritas se distribuyen hacia la porción sur del CVRSM con una posible área de 591.8 km<sup>2</sup>. Para el estudio estructural se utilizaron imágenes *ASTER DGEM* donde se obtuvieron los lineamientos principales y se identificaron dos

orientaciones: una con dirección NW-SE perteneciente al río Santa María y NE-SW para el río Bágres. Por último, se propuso que la fuente es una caldera con estilo de colapso caótico.

**Villegas-Grimaldo (2015)** estudió la geoquímica de los domos y flujos de lava de las unidades Traquita Ojo Caliente y Latita Portezuelo que afloran en el *graben* de Villa de Reyes en su porción norte y suroriente. En este trabajo se clasificó químicamente a la Traquita Ojo Caliente desde andesitas basálticas hasta riolitas y la Latita Portezuelo como dacitas a riolitas. Se identificó que los magmas derivan de la fusión parcial de la corteza inferior con procesos menores de cristalización fraccionada y fusión parcial de la corteza superior.

**Martínez-Torres (2016)** caracterizó mediante estudios de petrografía y geoquímica a la Dacita Potrerillo que aflora en el área de Salitrera. Se determinó que el miembro inferior es clasificado modalmente como andesita y el miembro superior como dacita. Sobre la geoquímica de esta unidad se propuso que el magma se generó en la base de la corteza inferior en un ambiente tectonomagmático intraplaca y que el proceso principal de diferenciación fue por cristalización fraccionada. Por último, se estimó que el emplazamiento comenzó con las lavas andesíticas del miembro inferior y posteriormente, en una diferenciación, las lavas dacíticas del miembro superior.

**Espinoza-López (2016)** estudió las características físicas y estructurales del domo Cerro El Original conformado por la Traquita Ojo Caliente, localizado en la inmediación norte de la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. Se identificó que la estructura se conforma por tres sub-bloques formados por domos exógenos y endógenos emplazados en fisuras NW-SE de forma elíptica y se clasificó modalmente estas rocas desde cuarzo-traquitas a riolitas.

**García-Pérez (2017)** estudió el modo de emplazamiento y la caracterización de los domos félsicos y la unidad Intrusivo Palo Verde que afloran en la porción oriental del CVRSM a partir de estudios de petrografía y geoquímica. Sobre la petrografía se clasificaron modalmente como riolitas. En la interpretación geoquímica se clasificaron como riolitas subalcalinas de magmas procedentes de la corteza superior que fueron afectados por asimilación-cristalización fraccionada. Se obtuvieron edades U-Pb en circones para el Intrusivo Palo Verde de  $32.42 \pm 0.49$  Ma, Riodacita del Carmen de  $30.91 \pm 0.60$  Ma y Riolita San Miguelito de  $31.65 \pm 0.60$  Ma y  $31.87 \pm 0.86$  Ma.

**Hernández-García (2018)** estudió los rasgos morfoestructurales de la porción sur del CVRSM para determinar una posible caldera de colapso a partir de técnicas de percepción remota de imágenes satelitales tipo *Radar Sentinel 1* y *DEM ALOS PASAR*. En este trabajo se postuló que el emplazamiento del paquete de ignimbritas El Órgano y Santa María fue por una caldera localizada

en la zona de San Antón, San Luis de la Paz, Gto. donde los espesores alcanzan hasta 800 m. A partir del análisis visual de las imágenes satelitales se realzaron rasgos morfológicos y se obtuvieron tres zonas morfotectónicas de la caldera: una zona central ocupada por el paquete voluminoso de ignimbritas en San Antón; un anillo de domos dacíticos a andesíticos considerados postcaldera que limitan al NW; y un anillo de domos riódacíticos precaldera que delimitan el borde semicircular de la caldera al NE y SE. A partir de estos resultados, se postuló la caldera de San Antón para explicar la fuente de emisión de las ignimbritas del CVRSM. También se detectó al centro del CVRSM una zona morfológica influenciada por la unidad Intrusivo Palo Verde.

**Botero-Santa et al. (2020)** estudiaron el efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales en el área de Santa María del Río, S.L.P. En este trabajo se determinaron los requisitos necesarios para la formación de fallas normales a partir de fracturas de enfriamiento con base al estudio de paleoesfuerzos por el método de diedros rectos. Se determinó que es necesario que la diferencia de esfuerzos para deslizar un plano de fractura sea menor que el necesario para formar una nueva falla y que las orientaciones favorables son perpendiculares al esfuerzo mínimo con inclinaciones entre 50° y 75°. Se obtuvieron edades U-Pb en circones para la Ignimbrita Santa María de  $30.9 \pm 0.28$  Ma y para la Traquita Ojo Caliente de  $30.20 \pm 0.75$  Ma.

**Zárate-Velázquez (2020)** estudió el *graben* de Enramadas que se localiza al poniente del CVRSM mediante el análisis estructural de los planos de falla de los hombros del *graben* y fallas aledañas, diques piroclásticos y fracturas. Se obtuvieron los paleoesfuerzos de las fallas principales mediante el estudio sistemático de las estrías contenidas en los planos de falla y se utilizó los métodos de Diedros Rectos, P y T y optimización rotacional con el *software Win-Tensor*. Se determinó extensión oblicua con dirección NE-SW para el *graben* de Enramadas y se propuso que fue formado por transpresión ligado a una componente lateral de las fallas Enramadas-El Arbolito, por lo que se clasificó la estructura como una cuenca *pull-apart* que partió de una cizalla pura.

**Díaz-Bravo et al. (2021)** obtuvieron edades isotópicas U-Pb en circones y apatitos de seis cuerpos plutónicos que afloran en la porción oriental de la Mesa Central designando a la unidad Intrusivo Palo Verde como un cuerpo hipoabisal. El trabajo consistió en estimar las tasas de enfriamiento y realizar un análisis espacial y estadístico de las edades para establecer episodios de magmatismo que originaron a estos plutones. Se obtuvieron dos grupos cuyas edades van del Cretácico Tardío-Paleoceno y Oligoceno. En este trabajo se obtuvo una edad isotópica U-Pb en circones de la unidad Intrusivo Palo Verde de  $32.4 \pm 0.2$  Ma y una composición modal monzogranítica.

A continuación, se mencionan los principales trabajos regionales:

**Velez-Scholvink (1990)** propuso modelos de fallas transcurrentes con orientación izquierda para México. En este trabajo se determinaron tres sistemas de fallas transcurrentes: Mojave-Sonora al norte del país, de edad pre-Jurásico y con orientación W-NW, San Miguel de Allende-Cuernavaca que se distribuye al centro del país, con orientación N-NW del Jurásico tardío al Mioceno, y Coatzacoalcos en la porción sur del país, con orientación SW-NE que fue posterior al Mioceno.

**Nieto-Samaniego et al. (1997)** analizaron los estilos de deformación cenozoica de la porción meridional de la Mesa Central y suroccidental de la SMO. Se determinó que la Mesa Central estuvo afectada por cinco fases de deformación desde el Eoceno al Pleistoceno y que la extensión cortical fue de 20% con orientación W-E. En este trabajo se determinó que la SMO presenta una deformación biaxial reflejada por *grabens* paralelos con orientación ~N-S, mientras que en la Mesa Central fue triaxial que formó arreglos romboédricos de *grabens* y que fue producto de la separación de la Sierra Madre Occidental y Oriental, así como también, por vulcanismo sincrónico.

**Nieto-Samaniego et al. (1999)** estudiaron la evolución de la SMO en su porción sur donde documentaron tres episodios de vulcanismo y extensión: Oligoceno medio, Mioceno temprano y Mioceno tardío. Estos episodios son contemporáneos a pulsos de extensión y divergencia de la dorsal Pacífico Oriental.

**Aranda-Gómez et al. (2000)** documentaron los principales eventos tectonomagmáticos que ocurrieron en la porción meridional de las provincias SMO y CyS asociando los eventos principales a un periodo de reorganización de las placas y a la apertura del Golfo de California. Se determinó que el fallamiento y vulcanismo fueron simultáneos, sucediendo en cuatro pulsos de actividad: 32-27 Ma, 24-20 Ma, 12-10 Ma y < 5 Ma. También se documentó que la migración del vulcanismo asociado a subducción y el fallamiento normal tuvo una dirección NE-SW y fueron reemplazados por vulcanismo alcalino intraplaca.

**Orozco-Esquivel et al. (2002)** estudiaron el origen de los magmas y sus procesos de diferenciación que originaron a los domos riolíticos del Oligoceno de la Mesa Central, dividiéndolos en dos secuencias acorde a su posición estratigráfica y su distribución con respecto al *graben* de Villa de Reyes: la secuencia inferior que aflora al oriente norte del *graben*, con composiciones que van de andesita a riolita; y la secuencia superior que domina el poniente y sur del *graben* y son de composición riolítica. En este trabajo se plantea que la secuencia inferior proviene de magmas derivados del manto que evolucionaron por cristalización fraccionada y por contribución de



material cortical. La secuencia superior se formó por varios grados de fusión parcial de rocas granulíticas del basamento por deshidratación ausente de fluidos.

**Nieto-Samaniego et al. (2005)** revisaron las características físicas y estructurales de la Mesa Central, donde se documentó la evolución geológica y los sistemas de fallas: Taxco-San Miguel de Allende que es el límite oriental, con fallas normales ~N-S que abarcan desde San Miguel de Allende, Gto. hasta Real de Catorce, S.L.P.; y el Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes con fallas normales NW-SE que se distribuyen desde San Luis de la Paz, Gto. hasta Tepehuanes, Dgo.

**Ferrari et al. (2005)** realizaron la síntesis de los episodios magmáticos y tectónicos de la SMO asociándolos a la subducción de la placa Farallón y la posterior apertura del Golfo de California. En este estudio se subdividió la estratigrafía general de la SMO en cinco conjuntos: el primero agrupa a rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; el segundo conjunto incluye a lavas andesíticas y en menor medida dacíticas y riolíticas del Complejo Volcánico Inferior; el tercer conjunto a las ignimbritas del Super Grupo Volcánico Superior; el cuarto grupo a SCORBA; y al conjunto basaltos alcalinos e ignimbritas del Mioceno tardío al Cuaternario.

**Tristán-González et al. (2009b)** documentaron un evento de transpresión-transtensión con movimiento lateral derecho en la porción central y nororiental de la Mesa Central que fue posterior al régimen compresivo de la orogenia Laramide y anterior a la tectónica extensional de CyS. Este evento duró desde el Paleoceno tardío-Eoceno temprano y actuó hasta el Oligoceno tardío generando bloques levantados que facilitaron el ascenso de plutones en el Eoceno temprano y cuencas *pull-apart* que fueron rellenadas por lavas silíceas a andesíticas.

**Aguillón-Robles et al. (2009)** realizaron estudios geoquímicos y obtuvieron edades K-Ar de domos de composiciones traquidacíticas a riolíticas que se localizan en la porción sur de la Mesa Central, distribuidos entre la ciudad metropolitana de Ags. y Ojuelos, Jal. Se determinó que los magmas félsicos se generaron por fusión parcial de la corteza continental inferior que fueron enriquecidos con elementos de campo magnético fuerte (*HSFE*) y de ion largo (*LILE*) por metasomatismo de la base de la corteza. Se propuso que los magmas son de ambiente intraplaca y que ascendieron facilitados por la extensión tectónica de CyS hacia la superficie, con poca interacción con la corteza y subordinada cristalización fraccionada en su camino.

**Torres-Hernández y Tristán-González (2015)** documentaron la influencia de un evento transpresivo que fue intermedio al evento compresivo de la orogenia Laramide y el evento extensional de Cuencas y Sierras en la porción sur de Mesa Central que generó estructuras

transpresivas con sentido izquierdo, congruentes a las estructuras regionales Falla San Luis Tepehuanes y la Falla de San Tiburcio que presentan la misma orientación.

**Torres-Sánchez *et al.* (2019)** estudiaron la petrogénesis de la secuencia volcánica del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito y la integraron en el Grupo basáltico y Grupo ignimbrita-riolita. Se determinó que el Grupo basáltico es derivado de la mezcla de magmas de composición máfica y félsica, mientras que el Grupo ignimbrita-riolita proviene por fusión parcial de la corteza continental superior. En ambos grupos, participó la contaminación cortical en su diferenciación y se concluyó que provienen de un ambiente extensional.

**Torres-Sánchez *et al.* (2020)** aportaron edades Ar-Ar e isótopos de Sr-Nd-Pb de las unidades volcánicas principales del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito. Los isótopos de Sr revelaron que los magmas máficos derivaron de una fuente heterogénea. A partir de la geoquímica de las unidades máficas se obtuvieron dos fuentes del magma: magmas generados por fusión debajo de un manto litosférico con procesos de asimilación-cristalización fraccionada de fundidos litosféricos en niveles someros. Para las rocas félsicas se propuso que provienen de la fusión parcial de rocas sedimentarias dentro de la parte media-superior de la corteza continental. Las edades meseta Ar-Ar son: Riolita San Miguelito de  $33.17 \pm 0.67$  Ma; Unidad Panalillo de  $31.05 \pm 0.37$  Ma,  $29.40 \pm 0.50$  Ma,  $28.65 \pm 0.35$  Ma y  $24.15 \pm 0.82$  Ma; y Basalto Cabras de  $22.21 \pm 0.29$  Ma.

**Del Pilar-Martínez *et al.* (2020)** presentaron un mapa actualizado escala 1:100,000 de las principales fallas originadas por deformación triaxial en la porción sur de la Mesa Central. En este estudio, determinaron que ocurrió una disconformidad angular en el cambio de un estilo de deformación que ocurrió a los 30 Ma, de un sistema de fallas con estilo en dominó y orientación NW-SE a un sistema ortogonal cercano a los 28 Ma que originó *grabens* con orientación NW-SE y NE-SW conjugados. Se obtuvieron edades U-Pb en circones para la Latita Portezuelo de  $30.53 \pm 0.24$  Ma e Ignimbrita Cantera de  $30.62 \pm 0.23$  Ma y  $30.14 \pm 0.6$  Ma.

**Jaimes-Viera *et al.* (2022)** caracterizaron dos paquetes voluminosos de ignimbritas riolíticas que nombraron como Ignimbritas Victoria I y II y a domos exógenos riolíticos que las sobreyacen, los cuales se extienden desde los municipios de San Luis de la Paz y Xichú en Gto. hasta la inmediación norte de la ciudad metropolitana de Qro. En este estudio se aportan evidencias estratigráficas, petrográficas y geoquímicas que correlacionan a las Ignimbritas Victoria I y II con las Ignimbritas El Órgano y Santa María que afloran en el CVRSM. Se obtuvieron 16 edades U-Pb en circones de las unidades: Ignimbrita El Órgano Inferior de  $32.94 \pm 0.22$  Ma,  $31.15 \pm 0.16$

Ma y  $30.63 \pm 0.21$  Ma; Ignimbrita El Órgano Superior de  $30.98 \pm 0.19$  Ma; Ignimbrita Santa María de  $31.31 \pm 0.21$  Ma; Ignimbrita Victoria I de  $31.65 \pm 0.17$  Ma,  $31.44 \pm 0.16$  Ma,  $31.42 \pm 0.13$  Ma,  $31.36 \pm 0.15$  Ma y  $30.57 \pm 0.14$  Ma; Ignimbrita Victoria II de  $31.34 \pm 0.29$  Ma y  $29.73 \pm 0.18$  Ma; Dacita Potrerillo Inferior de  $31.15 \pm 0.35$  Ma; y domos postignimbrita de  $31.93 \pm 0.20$  Ma,  $30.81 \pm 0.21$  Ma y  $28.02 \pm 0.19$  Ma.

### 1.6. Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción meridional del estado de San Luis Potosí, comprende los municipios de Santa María del Río, Tierra Nueva, Villa de Zaragoza, Ciudad Fernández, Rioverde y San Ciró de Acosta y abarca la porción norte del estado de Guanajuato que incluye a los municipios de San Diego de la Unión, San Luis de la Paz, Victoria y Xichú (Figura 1).

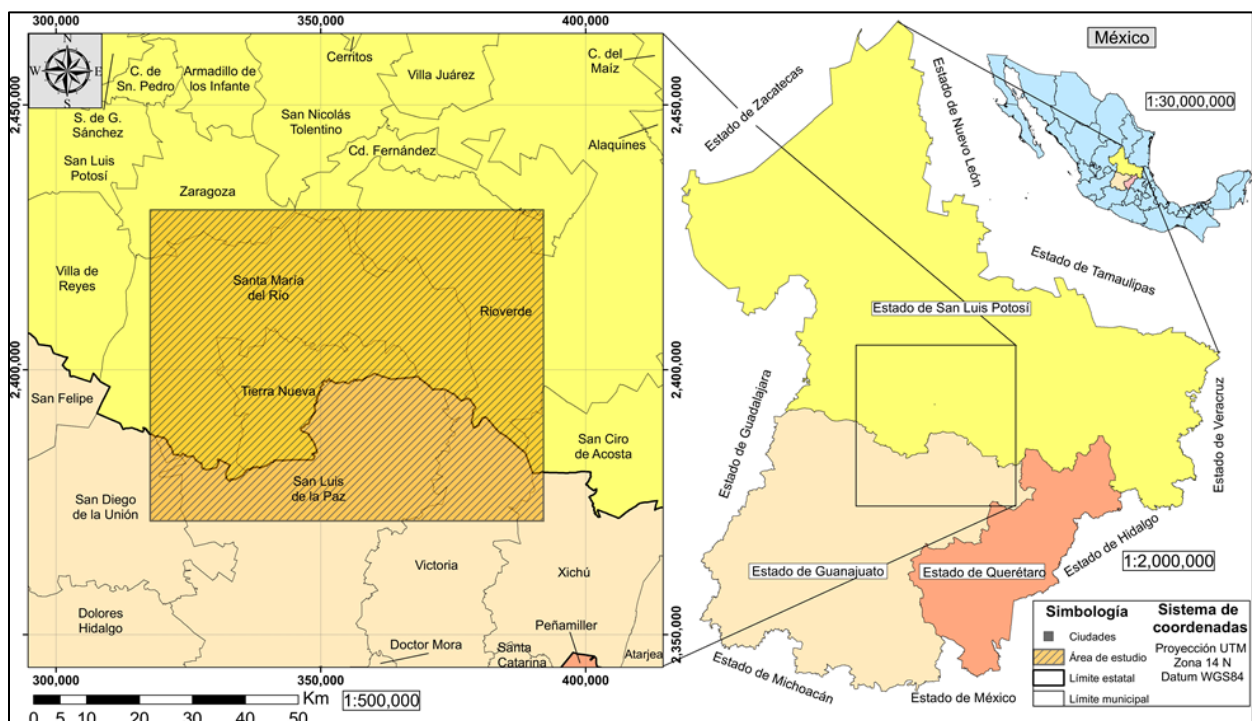


Figura 1.- Localización del área de estudio que abarca el área de color naranja y comprende los municipios de Zaragoza, Santa María del Río, Tierra Nueva, Cd. Fernández, Rioverde y San Ciró de Acosta en San Luis Potosí y San Diego de la Unión, San Luis de la Paz, Victoria y Xichú en Guanajuato

### 1.7. Vías de acceso

Las vías de acceso al área de estudio (Figura 2) son las siguientes:

- Partiendo de la ciudad metropolitana de San Luis Potosí y tomando la carretera federal No. 57 con dirección a la ciudad de Querétaro se ingresa a la porción centro-occidental.

- Desde la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. se toma la carretera rural hacia el poblado de San José de Albuquerque y continua por camino de terracería, cruzando por Vallecito de la Cruz hasta Cañada Grande, Rioverde para salir a la carretera Federal No. 70.
- Partiendo de la cabecera municipal de Villa de Zaragoza se toma la carretera rural Villa de Zaragoza-Salitrera con rumbo al poblado de Salitrera.

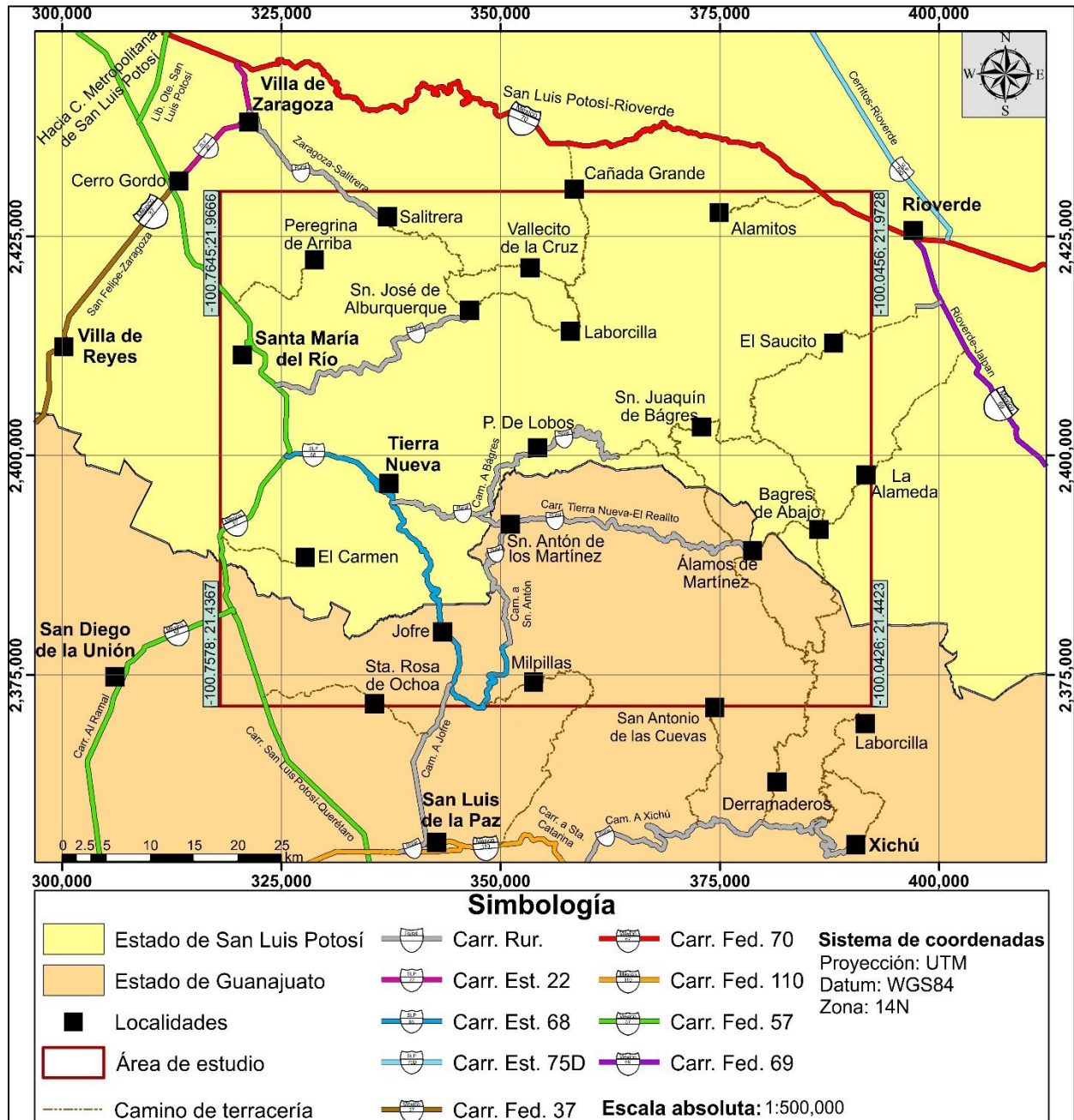


Figura 2.- Principales vías de acceso del área de estudio que se localiza en el recuadro rojo.

- Tomando la carretera federal No. 57 se toma la desviación hacia la carretera estatal No. 68 con dirección a la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P. Se puede tomar la carretera rural Tierra Nueva-El Realito que corta la porción centro-oriental del área de estudio.
- Saliendo de la cabecera municipal de San Luis de la Paz, Gto. con dirección al norte, se toma la carretera rural al poblado de Jofre y se continua por la carretera estatal No. 68 hacia Tierra Nueva, S.L.P.
- Desde la cabecera municipal de Rioverde se toma la carretera federal No. 69 con dirección a Jalpan, Qro. y se toma la desviación al poblado El Saucito, Rioverde, S.L.P. por un camino de terracería que continua al poblado de San Joaquín de Bágres, cruza Puerto de Lobos y conecta a partir de este poblado por carretera rural con Tierra Nueva, S.L.P.
- Partiendo de la cabecera municipal de Xichú, Gto. con dirección hacia San Luis de la Paz se toma la desviación al poblado de Derramaderos y continua por un camino de terracería hasta Álamos de Martínez, Gto.

### **1.8. Metodología**

El desarrollo del presente estudio se realizó en dos etapas principales: la primera corresponde al trabajo de campo; y la segunda etapa incluye el trabajo de gabinete y laboratorio. A continuación se describe la metodología para ambas etapas.

#### **Trabajo de campo:**

- Se realizaron caminamientos previamente programados donde se describieron los depósitos volcánicos y se tomaron datos de contactos geológicos y puntos de verificación geoposicionando la información con la ayuda de un GPS. También, se obtuvo la actitud estructural de las rocas y de planos de falla junto con su cinemática utilizando la brújula geológica.
- Se recolectaron muestras de roca representativas de los depósitos volcánicos, para la elaboración de láminas delgadas y análisis geoquímicos. Así mismo, en los afloramientos donde se encontró un mayor registro y control estratigráfico, se tomaron muestras para realizar la geocronología U-Pb en circones.

#### **Trabajo de gabinete:**

- Se recopiló la información y datos sobre petrografía, geoquímica y edades isotópicas de trabajos previos realizados en el área de estudio y se creó una base de datos.

- Se elaboró el mapa geológico-estructural utilizando el *software ArcMap* vers. 10.8, en donde se vaciaron los datos obtenidos en la etapa de campo, tal como contactos geológicos, puntos de verificación y datos estructurales.
- Se recopilaron y unificaron los mapas geológicos-estructurales realizados por el IGUASLP y por otros autores.
- Se realizaron estudios de fotointerpretación para delimitar contactos geológicos y fallas en la porción suroriental del área de estudio mediante el uso de fotografías aéreas en escala de grises y a escala vertical 1:50,000.

### **Trabajo de Laboratorio**

- **Petrografía**

Para el estudio petrográfico, se elaboraron 47 láminas delgadas cuya preparación se realizó en el Laboratorio de Laminación del IGUASLP. El proceso comenzó con el corte de testigos de roca de 4.5 cm de largo por 2.5 cm de ancho. Una de las caras del testigo fue desbastada utilizando abrasivos de carburo de silicio con diferente tamaño de grano (240, 400, 600, 1000). Después, se agregó resina epóxica para adherir un portaobjeto grado petrográfico previamente pulido con abrasivo 400 y se calentó en una parrilla a 30° C hasta secar la resina. Por último, con ayuda de la máquina cortadora se separó el portaobjetos del testigo de roca y se desbastó con abrasivos de grano fino (800 y 1000) hasta alcanzar un espesor de 0.03 mm (30 µm).

Para la descripción petrográfica se utilizó un microscopio petrográfico. El trabajo consistió en la clasificación mineralógica de las rocas a partir del cálculo porcentual de las fases modales por medio de tablas de estimación visual. Para designar el tipo de roca, se utilizó el diagrama de clasificación para rocas volcánicas propuesto por Streckeisen (1979) y por medio de los minerales accesorios se complementó el nombre, agregando las preposiciones -de cuando el mineral accesorio es mayor al 5% del volumen de la roca y -con cuando es menor que 5%. Por último, se realizó la descripción de las características texturales de las unidades volcánicas para llevar a cabo su agrupación en grupos volcánicos. Las descripciones petrográficas se encuentran en el Anexo A adjunto en el CD de la versión física.

Así mismo, se aprovechó la información petrográfica de las Hojas Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984), Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a); y Realito-Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989), y de las descripciones reportadas en los trabajos de Espinoza-López (2016), García-Pérez (2017), Rodríguez-Salas (2018), Díaz-Bravo *et al.* (2021) y Jaimes-Viera *et al.* (2022).

- **Geoquímica**

**Elementos mayores**

Los elementos mayores reportados en este estudio fueron obtenidos con la técnica de Espectrometría de Fluorescencia de rayos “X” (XRF, por sus siglas en inglés) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica e Isótopos (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Estos elementos fueron ajustados base anhidra y libre de volátiles con el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002).

**Elementos traza**

La preparación para el análisis geoquímico de elementos traza se llevó a cabo en el Laboratorio de Geoquímica del IGUASLP donde se analizaron 83 muestras reportadas en este estudio. Se utilizó el método analítico de digestión por placa que fue propuesta inicialmente por Almaguer-Rodríguez (2010). Sin embargo, el presente método ha sido actualizado por el Laboratorio de Geoquímica y se detalla en el presente estudio en el Anexo B.1 adjunto en el CD de la versión física de este trabajo. A continuación, se menciona la metodología sintetizada para elementos traza.

El proceso comenzó en campo, donde se recolectó la muestra más representativa y homogénea del afloramiento. Esta zona fue en menor medida, libre de intemperismo y alteración hidrotermal. La limpieza de la muestra se realizó sobre el afloramiento para evitar contaminación con otro tipo de roca y consistió en descostrar la porción superficial y fragmentar la muestra en esquirlas para posteriormente almacenarlas en bolsas esterilizadas.

En laboratorio se llevó a cabo la preparación y molienda de la muestra, cuyo objetivo fue homogeneizar y reducir el tamaño de grano de la roca a  $< 75 \mu\text{m}$ . Para este proceso se utilizó los equipos de trituradora de quijada y el pulverizador con juego de molienda de ágata ( $\text{SiO}_2$ ) del Laboratorio de Molienda del IGUASLP.

El proceso analítico para la obtención de elementos traza se realizó con la técnica de digestión por placa que tiene como objetivo romper las estructuras químicas de los minerales mediante el reflujó y evaporación de ácidos fuertes en estado ultrapuro (ultrex) a una temperatura de  $100^\circ \text{C}$  utilizando una placa de calentamiento.

La digestión de las muestras se realizó en viales PFA (perfluoroalcóxido) donde se agregó 0.1 g de la muestra pulverizada en los viales y se emplearon sistemáticamente los ácidos  $\text{HNO}_3$ , HF y HCl grado ultrex y calentando en una parrilla a una temperatura de  $100^\circ \text{C}$ .

Después de haberse realizado la digestión de la roca, se efectuó el aforo que consistió en agregar la muestra digerida a un tubo de fondo cónico y agregar agua destilada hasta agregar un volumen de 50 ml. Al finalizar el aforo, las muestras se analizaron con el ICP-MS del Laboratorio de Geoquímica del IGUASLP modelo *Thermo X, Series II* que se caracteriza por su alta precisión, bajos límites de detección hasta en partes por trillón (ppt) y su capacidad de detectar más de 60 elementos simultáneamente.

- **Geocronología U-Pb en circones**

La geocronología U-Pb en circones está basado en el decaimiento radioactivo del uranio (U) y plomo (Pb) y sus relaciones isotópicas (isotopo radiogénico/isotopo padre). La datación por este método U-Pb es utilizado para rocas de composiciones intermedias a félsicas, las cuales suelen presentar minerales accesorios ricos en estos elementos. Entre estos minerales se encuentra el circón ( $ZrSiO_4$ ) un mineral altamente denso ( $4.6 \text{ g/cm}^3$ ) y resistente al intemperismo que es el principal mineral para obtener la edad de cristalización de las rocas (Leisen *et al.*, 2015). Dos características hacen al circón distinguible para este tipo de análisis: el primero es su alta temperatura de cierre  $> 850^\circ \text{ C}$  que es la temperatura en la cual ya no pueden ingresar más elementos al sistema interno y cristaliza, haciendo difícil el acceso a elementos secundarios que puedan alterar el proceso natural del decaimiento radioactivo (Cherniak y Watson, 2001); el segundo es que el sistema cristalino puede contener cantidades moderadas de U y Th entre 10 a 10,000 ppm con una muy escasa proporción de Pb medido hasta en ppt por lo que no altera la concentración de Pb radiogénico (Gehrels *et al.*, 2008).

Entre las técnicas existentes para calcular las relaciones isotópicas del U y Pb, la más utilizada es empleando un ICP-MS con ablación láser (LA, por sus siglas en inglés) que permite remover el material de una región microscópica del circón (Nageswaran *et al.*, 2017) con la previa inspección visual de imágenes de catodoluminiscencia (CL) de los circones para ubicar la posición donde se realice la ablación. Esto permite que se realice con mayor precisión la obtención de una edad coherente ya que solo utiliza una porción puntual del circón, evitando que sea mezclado con zonaciones posibles (Leisen *et al.*, 2015).

Para obtener las edades isotópicas de cuatro muestras de domos de lava y de una ignimbrita, todas de composición félsica, se realizó la datación el sistema isotópico U-Pb en circones utilizando la técnica analítica ICP-MS-LA. A continuación se describe la metodología realizada.



El proceso inició en campo, donde se recolectaron muestras en los afloramientos más representativos y con mayor control estratigráfico. Sobre el afloramiento se fragmentó la roca y se almacenaron en bolsas esterilizadas.

El trabajo de laboratorio consistió en la trituración de la roca utilizando el equipo de triturada de quijada y se fraccionó la muestra con los tamices con abertura de 0.3 mm y 0.15 mm para separar por granulometrías la muestra triturada. Se utilizó la granulometría que atravesó el tamiz 0.15 mm. La separación de los minerales se realizó con una batea ranurada para separar los minerales acordes a su densidad. La fracción densa donde se encuentran los circones, se concentraron en una caja de Petri utilizando agua destilada. La separación de los circones se realizó con un microscopio binocular y con pinzas de punta fina diamagnéticas y los circones fueron depositados en un portaobjetos de vidrio con cinta de doble vista. Para cada muestra, se obtuvieron al menos 50 circones magmáticos y se encapsularon con resina epóxica.

Para obtener los valores isotópicos  $Pb^{207}/U^{235}$  y  $Pb^{206}/U^{238}$  de los circones, las muestras se analizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CEGEO) de la UNAM Campus Juriquilla, donde se utilizó la técnica ICP-MS-LA. Como paso previo, se realizó la CL de los circones donde se obtuvieron imágenes con mayor detalle y se definió la zona de ablación en el borde del circón para obtener la edad de cristalización (Leisen *et al.*, 2015).

Para el cálculo de las masas isotópicas fue a través de un ICP-MS con multicolector marca *Thermo*, modelo *Neptune Plus*. La ablación láser de Excímeros es de marca *ASI*, modelo *Resolution M050*. El láser utilizado es de argón flúor (ArF) con una longitud de onda de 193 nm y un diámetro de ablación de 30  $\mu$ m. La metodología analítica utilizada fue propuesta por Solari *et al.* (2009). Los valores obtenidos de cada relación isotópica fueron procesados con el software *IsoplotR* (Vermeesch, 2018) para obtener el cálculo de las edades y gráficos tipo Wetherill (1956).

## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Campo Volcánico Río Santa María (CVRSM; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) se emplazó en el límite de dos provincias paleogeográficas (Figura 3) denominadas Plataforma Valles-San Luis (PVSLP; Carrillo-Bravo, 1971) y Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982) que conforman un extenso y voluminoso paquete de sedimentos marinos del Mesozoico, depositados sobre un bloque cortical denominado Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

El bloque Oaxaquia se extiende sobre la franja oriental de México desde el estado de Tamaulipas hasta Oaxaca y se conforma por un basamento de rocas precámbricas de hasta 1247 Ma que son cubiertas por rocas paleozoicas de afinidad gondwaniana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). Sobre este bloque, durante el Triásico se emplazó en su margen occidental un amplio sistema de abanicos submarinos alimentados por sedimentos continentales fluvio-aluviales (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) que depositaron un paquete grueso de turbiditas descrito como *Potosí Fan* (Centeno-García, 2005). Este paquete es cubierto discordantemente por un extenso paquete de rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas a la formación de un arco volcánico continental que actuó durante el Jurásico temprano a medio descrito como Arco Nazas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2021). Posterior al vulcanismo, ocurrió en la región la formación de cuencas tipo *rifting* generadas por la apertura del Golfo de México donde se depositaron areniscas y conglomerados polimícticos hasta la base del Jurásico tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008) comenzando en la región la transgresión marina del Mesozoico.

Sobre esta configuración estratigráfica del Precámbrico al Jurásico tardío, en la porción central y nororiental de México se desarrollaron durante el Jurásico-Cretácico tardío las provincias paleogeográficas CMCM (Carrillo-Bravo, 1982) y PVSLP (Carrillo-Bravo, 1971).

La PVSLP fue asignada como provincia paleogeográfica por Carrillo-Bravo (1971) quien la definió como una plataforma carbonatada compuesta de rocas evaporíticas, sedimentos calcáreos y calcáreo-arcillosos que se desarrolló sobre la porción centro-oriental de México durante el Mesozoico, principalmente en el Cretácico medio. Esta plataforma se distribuye en la porción central y oriental del estado de San Luis Potosí, septentrional de Guanajuato y Querétaro, abarcando una superficie de más de 48,000 km<sup>2</sup>. Sobre la margen occidental de la PVSLP se desarrolló un cinturón sedimentario de transición con la CMCM compuesto por secuencias sedimentarias propias de un ambiente de talud. Esta secuencia es conformada por una mezcla de sedimentos reabajados procedentes de las partes altas y someras de la plataforma y transportados

a áreas profundas por procesos gravitacionales cuyos depósitos formaron flujos de escombros y turbiditas calcáreas debido a estos deslizamientos (López-Doncel, 2003). Al poniente de la PVSLP se encuentra la CMCM descrita por Carrillo-Bravo (1971, 1982) como una cuenca sedimentaria de gran magnitud que se extiende sobre la parte central de la República Mexicana, constituida por sedimentos marinos de plataforma del Jurásico superior y de aguas profundas del Cretácico, cuyo volumen supera los 455,000 km<sup>3</sup>. La CMCM comprende la parte occidental del estado de San Luis Potosí y nororiental de Guanajuato y se distribuye por debajo de la provincia fisiográfica Mesa Central. Tanto la PVSLP como la CMCM fueron afectadas por un sistema de plegamiento y fallamiento de edad Cretácico tardío-Paleógeno temprano (Carrillo-Bravo, 1982).

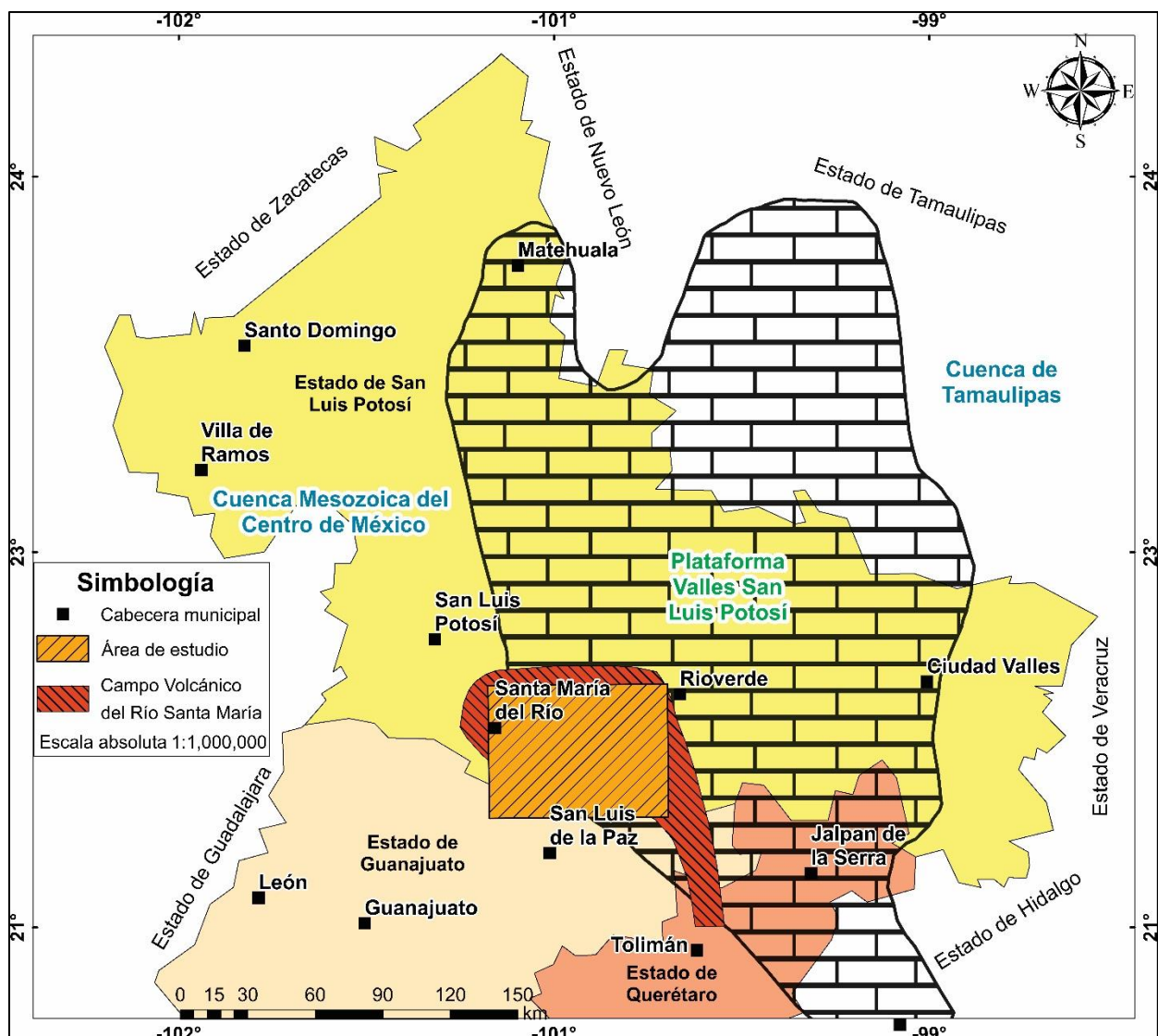


Figura 3.- Distribución de la Plataforma Valles-San Luis y Cuenca Mesozoica del Centro de México con respecto al Campo Volcánico Río Santa María (CVRM; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) y el área de estudio. Tomado y redibujado de Carrillo-Bravo, 1971 y Labarthe-Hernández *et al.* (1989).

Al final del Cretácico tardío y durante el Cenozoico, se emplazó en la franja occidental de México un arco volcánico continental asociado con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica denominado Sierra Madre Occidental (SMO; Swanson *et al.*, 1978 y Ferrari *et al.*, 2005). La SMO es descrita como una de las provincias volcánicas más grandes del mundo (Bryan *et al.*, 2008). En México, esta provincia se extiende desde el límite territorial con E.U.A. hasta el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) con orientación NW-SE. Esta provincia volcánica se compone predominantemente de paquetes de ignimbritas de composición riolítica y subordinados domos de lava (Ferrari *et al.*, 1999). El desarrollo de la SMO fue multiepisódico y sus picos de vulcanismo intenso se encuentran relacionados a la reorganización de límite de placas y la apertura del Golfo de California (Aranda-Gómez *et al.*, 2000 y Ferrari *et al.*, 2005).

La mayor actividad de vulcanismo en la SMO fue explosiva y está asociada a un evento caótico descrito como *Ignimbrite Flare-Up* (Ferrari *et al.*, 2002; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008) que es definido como un periodo de intensa actividad volcánica explosiva que produjo volúmenes enormes de paquetes de ignimbritas riolíticas en un periodo entre los 38 a 23 Ma. Este evento tuvo dos picos de gran intensidad en el Oligoceno (32 a 28 Ma) y en el Mioceno temprano (23.5 a 20 Ma; Ferrari *et al.*, 2002). El vulcanismo ignimbrítico migró de oriente a occidente (McDowell y McIntosh, 2012) en toda la provincia. Al conjunto de ignimbritas riolíticas de volumen grande y a los subordinados flujos de lava se les agrupó en el Super Grupo Volcánico Superior (McDowell y Keizer, 1977). Subyaciendo a este extenso y voluminoso paquete ignimbrítico aflora una secuencia plutónica-volcánica del Eoceno-Paleoceno definida como Super Grupo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977). Sobreyaciendo a las ignimbritas voluminosas se encuentra aislados flujos de lavas basálticas alcalinas del Mioceno asociadas a fallamiento normal (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) que fueron agrupadas en SCORBA (McDowell y Keizer, 1977).

La SMO se encuentra traslapada espacial y temporalmente con la provincia tectónica de CyS (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Figura 4). El fallamiento de CyS fue multiepisódico, cuyos picos de extensión corresponden a periodos de intenso vulcanismo (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

Se ha estimado que el volumen de ignimbritas de la SMO es de aproximadamente 400,000 km<sup>3</sup> (Aguirre-Díaz *et al.*, 2021). Inicialmente se postuló que el principal mecanismo de emplazamiento del vulcanismo de la SMO se asociaba a calderas. Swanson y McDowell (1984) estimaron que se necesitarían al menos 400 calderas del tamaño del Campo Volcánico de San Juan (con un área de

25,000 km<sup>2</sup>; Steven y Lipman, 1976), localizado en el estado de Colorado, E.U.A. Sin embargo, solo se han documentado menos de 14 calderas que se encuentran principalmente al noroeste y centro de la provincia (Swanson *et al.*, 2006).

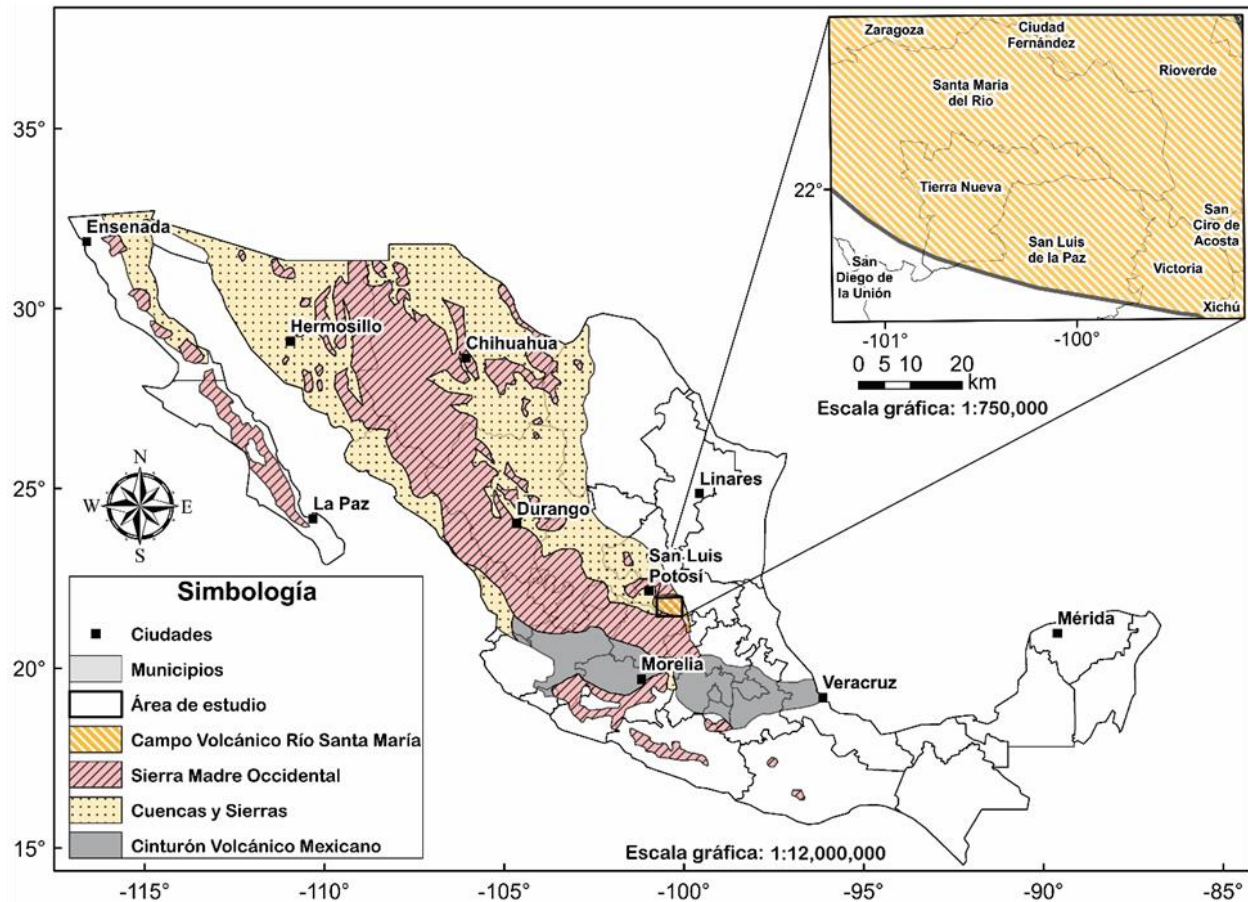


Figura 4.- Localización de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental (SMO) que está traslapada en espacio y tiempo con la provincia tectónica extensional de Cuencas y Sierras que actuó a modo de pulsos de extensión durante el Cenozoico. En la parte suroriental de la SMO se localiza el Campo Volcánico Río Santa María (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989). Tomado y editado de Aranda-Gómez *et al.* (2003).

En la parte sur de la SMO, Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) sugirieron un nuevo modo de emplazamiento relacionando a los flujos de ignimbritas con diques piroclásticos como su área fuente. La formación de estos diques piroclásticos son comúnmente acompañados con la extrusión de flujos de lava (Tristán-González, 2008 y Soto-Velazco, 2015). En esta región de la SMO, Aguirre-Díaz *et al.* (2008) propusieron un nuevo mecanismo de emisión para ignimbritas voluminosas denominándolas *graben*-calderas. Estas estructuras se forman cuando se hunde el piso del *graben* sobre una cámara magmática y se emplazan flujos ignimbriticos y domos exógenos sobre las fallas maestras, como son los casos de los *graben*-caldera del Distrito Minero de Guanajuato (Aguirre-Díaz *et al.*, 2013) y Bolaños (Aguirre-Díaz *et al.*, 2021).

En la parte meridional de la SMO se localizan una serie de campos volcánicos que conforman la cubierta volcánica de la provincia fisiográfica Mesa Central (MC; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Estos campos se distribuyen entre los estados de San Luis Potosí y Guanajuato y se emplazaron a modo de pulsos volcánicos desde el Eoceno al Mioceno, generando paquetes de ignimbritas que son subyacidas y sobreyacidas por flujos de lava y domos volcánicos (Nieto-Samaniego, 1990; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Quintero-Legorreta, 1992; Tristán-González *et al.*, 2009a).

En la parte sur de la MC, se localiza el Campo Volcánico de Guanajuato que incluye a la Sierra de Guanajuato (SG) y Sierra de Codornices con orientación NW-SE. Estas serranías presentan paquetes de ignimbritas y flujos de lava riolítica y andesítica (Quintero-Legorreta, 1992). Al suroriente de la SG se localiza el Distrito Minero de Guanajuato que conforma una secuencia de ignimbritas riolíticas a andesíticas y flujos de lava andesíticas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

En la zona central y septentrional de la MC, en la región centro del estado de San Luis Potosí se localiza el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) descrito por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) como una secuencia volcánica compuesta por una diversidad de rocas volcánicas (flujos de lava, brechas volcánicas, domos exógenos, ignimbritas, *maares*, entre otros) que se emplazaron desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario de forma sincrónica con el fallamiento normal de CyS. Este campo volcánico fue subdividido por Tristán-González *et al.* (2009a) en los complejos volcánicos: Sierra de San Miguelito, Aqualulco, Villa Hidalgo, Pinos y La Repartición.

Al oriente del CVSLP y separado por el *graben* de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986b) se localiza el CVRSM (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) que representa el extremo suroriental de la SMO. Este campo constituye una secuencia volcánica del Eoceno tardío-Mioceno que fue afectada por la tectónica extensional de CyS (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Tristán-González, 1986; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989).

El inicio del vulcanismo del CVRSM comenzó en el Eoceno tardío con la emisión fisural de flujos aislados de lava y la construcción de un estratovolcán de composición andesítica sobre sedimentos marinos deformados y clásticos continentales. En el Oligoceno temprano ocurrió el emplazamiento más voluminoso, compuesto de cadenas extensas de domos exógenos y endógenos de composición riodacítica, seguida de la emisión de paquetes de ignimbritas riolíticas asociadas a la formación de una posible caldera localizada en la parte sur del campo volcánico sobre la región de San Antón de los Martínez en San Luis de la Paz, Gto. (Tristán-González *et al.*, 2012 y Hernández-García, 2018). Estos depósitos piroclásticos por su posición estratigráfica y características petrográficas y

geoquímicas han sido correlacionadas con depósitos de ignimbritas que afloran en la porción sur del campo volcánico (Jaimes-Viera *et al.*, 2022). Sobreyaciendo a esta secuencia se emplazaron cadenas de domos exógenos y endógenos de composición dacítica con orientación NW-SE y sobre una estructura semicircular descrita como Arco de San Antón (Tristán-González, 1986a). Cortando a la secuencia volcánica se emplazaron diques y flujos de lava de composición andesítica a riolítica. En el Oligoceno tardío se emitieron flujos de ceniza riolítica a través de fallas normales asociados a un pulso de extensión de CyS. En el Mioceno, culminó el vulcanismo con la extrusión de lava basáltica de forma dispersa asociados a mecanismos fisurales.

Sobre el modo de emplazamiento del vulcanismo en la MC, se ha propuesto que es principalmente fisural, debido a que se ha reportado en los campos volcánicos de San Luis Potosí y Guanajuato que las estructuras volcánicas y sus centros de emisión guardan una estrecha relación con el fallamiento normal con rumbo NW-SE y NE-SW perteneciente a la tectónica de CyS que actuó a modo de pulsos de extensión desde el Eoceno al Mioceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986b; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Tristán-González *et al.*, 2009a).

En trabajos recientes, se han documentado que en los planos de fallas normales se encuentran indicadores cinemáticos con componente lateral u oblicua, así como también, zonas de cizalla que afectaron a las rocas volcánicas del CVSLP y del poniente del CVRSM, proponiéndose la presencia de cuencas transtensionales y fallas tipo *riedel* que generaron previamente los conductos por donde se emplazó el vulcanismo (Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2008; Montoya-Castillo, 2011; Xu *et al.*, 2012; Hernández-Quistián, 2014; Torres-Hernández y Tristán-González, 2015; Soto-Velazco, 2015; Jaso-Lara, 2015; Serna-Bafún, 2018; Zarate-Velázquez, 2020). Estas estructuras corresponden a un evento de Transtensión-Transpresión que actuó desde el Paleoceno tardío-Eoceno temprano y culminó en el Oligoceno tardío de forma multiepisódica, producto de una zona de cizalla lateral derecha que afectó la parte central y norte de la MC (Tristán-González *et al.*, 2009b).

### 3. MARCO TECTÓNICO

#### 3.1. Orogenia Laramide

Durante el Cretácico superior al Eoceno temprano ocurrió el último evento de deformación contractiva que afectó a todo el territorio mexicano con excepción de la región de Yucatán, resultado de una fase orogénica que actuó en todo el Sistema Cordillerano, desde el occidente de Alaska, E.U.A. hasta México, denominado como orogenia Laramide (Coney, 1978). Este evento de acortamiento se desarrolló por la subducción de la placa de Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Jurdy, 1984). El producto de esta fase orogénica en México es descrito como el Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

La deformación contractiva fue un sistema dinámico que migró con transporte tectónico ENE (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000) iniciando en el poniente ca. 105 Ma y culminando en el oriente ca. 55 Ma (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). La orogenia Laramide ocasionó deformación contractiva que generó pliegues y fallamiento inverso con rumbo preferente NW-SE, levantamiento, metamorfismo, colapso gravitacional y exhumación (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000 y Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). De manera regional, se desarrollaron diversas cadenas montañosas como los cinturones de pliegues y cabalgaduras de Chihuahua-Coahuila y las Sierras Madre Oriental y Madre del Sur (Chávez-Cabello *et al.*, 2009) las cuales constituyen el Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

El Orógeno Mexicano es subdividido en tres elementos morfoTECTÓNICOS (Fitz-Díaz *et al.*, 2017): la cuenca de transpaís (cuenca *hinterland*) que parte de la zona de sutura de la cuenca de Arperos hacia el occidente y comprende al Superterreno Guerrero; el CMPC que representa el frente de deformación; y un ensamble de cuencas frontales antepaís (cuencas *foreland*) plegadas e invertidas del Cretácico superior al Eoceno temprano.

La evolución sedimentaria y distribución de la paleogeografía tuvieron una influencia directa en el plegamiento regional (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Se reconocen dos estilos de deformación en el Orógeno Mexicano, el principal es de piel delgada (*Thin-Skined*) asociado al plegamiento y fallamiento de la cubierta sedimentaria, generado por zonas de despegue (*detachment*) y controlados principalmente por las evaporitas del Oxfordiano de la CMCM y del Cretácico inferior de la PVSLP (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). El evento posterior es descrito como piel gruesa (*Thick-Skined*) e involucra la reactivación de fallas y deformación de rocas de basamento que afectó



principalmente la parte NW de la Sierra Madre Oriental (SMOr) en los sectores de San Pedro del Gallo, Chih. y Cuenca de Sabinas, Coah. y N.L. (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000 y Chávez-Cabello *et al.*, 2009).

Es necesario mencionar que la orogenia Laramide en el poniente de E.U.A. fue un evento amagmático y se caracterizó por fallamiento de ángulo alto que involucró a rocas de basamento (Coney, 1976), mientras que en México el estilo de deformación es principalmente de cobertura y el magmatismo fue contemporáneo con la deformación compresiva (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). Por este motivo, Fitz-Díaz *et al.* (2017) proponen que debiera tratarse como un evento aparte del Sistema Cordillerano de América del Norte.

### **3.2. Evento transicional de Transpresión-Transtensión tectónica**

Velez-Scholvink (1990) fue el primero en documentar y recopilar evidencias de transpresión por efecto de movimientos laterales en México que sirvieron como base para proponer un modelo de transcurrancia con movimiento izquierdo, identificando tres sistemas de falla con su conjugado derecho. Estos sistemas generaron transpresión donde el levantamiento de algunos bloques fueron empujados, botándolos hacia arriba y desbordándose hacia ambos lados.

El sistema más importante es denominado Sistema San Miguel de Allende-Cuernavaca (SSMAC; Figura 5) que controló la sedimentación en México desde el Jurásico tardío al Oligoceno-Mioceno. Sobre la zona de falla se estableció una zona de cizalla donde se localizan sierras constituidas por rocas ígneas extrusivas y fosas tectónicas rellenas de clásticos continentales del Eoceno (Formación Cenicera: Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 y Formación Guanajuato, Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). Al suroriente del SSMAC se encuentran las Fallas Matehuala y Cerritos de tipo lateral derecho que desarrollaron pliegues *en-echelón* y transpresión (Velez-Scholvink, 1990). En la zona de cizalla de la SSMAC al suroriente de la ciudad metropolitana de San Luis Potosí presenta una intersección con orientación izquierda-derecha en la zona donde se localiza el CVRSM (Figura 5; Labarthe-Hernández *et al.*, 1989).

Tristán-González (2008a) postuló para el oriente de la MC un evento de transición tectónica que fue posterior al evento compresivo de la orogenia Laramide y anterior al evento extensional de Cuencas y Sierras, caracterizado por ser de transcurrancia con sentido derecho que denominó como Transpresión-Transtensión regional. Este evento actuó de manera multiepisódica desde el Paleoceno tardío-Eoceno temprano hasta el Oligoceno tardío y se asocia con el levantamiento de bloques corticales que son bordeados por fallas que exhiben su basamento Mesozoico y la

formación sincrónica de cuencas regionales tipo *pull-apart*, donde se instaló plutonismo y vulcanismo (Tristán-González, 2008a y Tristán-González *et al.*, 2009b).

Este evento de Transpresión-Transtensión que afectó a esta región de la MC ocurrió dentro de una franja de cizalla regional paralela al límite de la CMCM y PVSLP. El límite occidental está constituido por el SSMAC propuesto por Velez-Scholvink, 1990 (Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanaes; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y al oriente por una zona de cizalla que se generó entre los bloques corticales de la CMCM y PVSLP esto posterior al acortamiento Laramídico y que representa una zona de debilidad cortical (Tristán-González, 2008a).

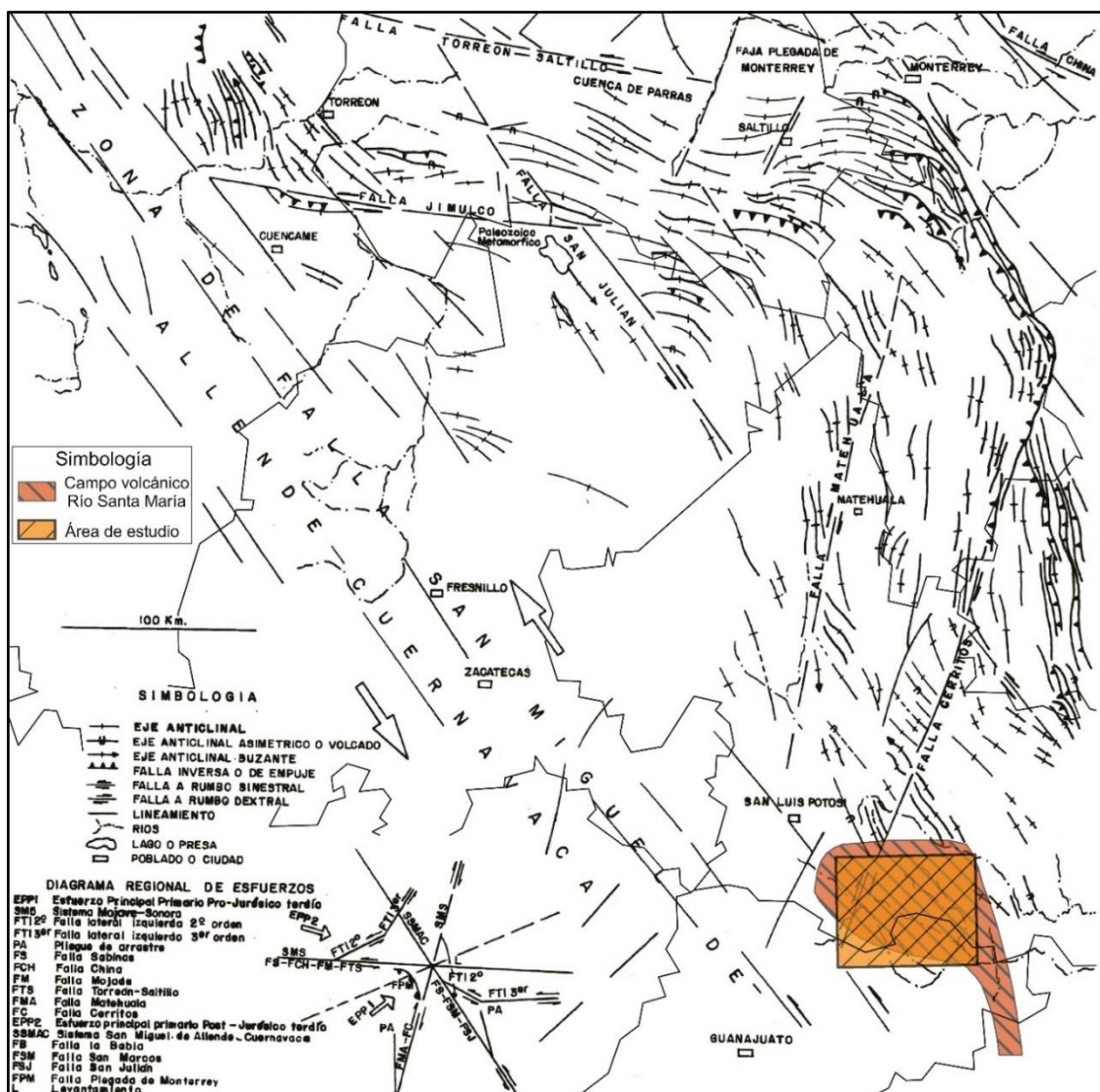


Figura 5.- Sistema San Miguel de Allende-Cuernavaca (Velez-Scholvink, 1990) que originó una zona de cizalla sobre la traza de la falla, en la cual se localiza al suroriente el Campo Volcánico Río Santa María (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) que a su vez es intersecada por la Falla Cerritos. Tomado y modificado de Velez-Scholvink (1990) y Labarthe-Hernández *et al.* (1989).

En la porción central y septentrional de la MC se han reconocido estructuras cuyo origen no podrían explicarse como producto de eventos puramente extensionales. Torres-Hernández y Tristán-González (2015) documentaron estructuras que involucran desde plegamiento en clásticos continentales del Eoceno, discretas estructuras de cuencas *pull-apart* y de flor positiva hasta serranías y cuencas grandes afectadas en su centro y bordes por fallas con indicadores cinemáticos de componente lateral (Tristán-González, 2008a y Tristán-González *et al.*, 2009b).

El modelo tectonomagmático propuesto por Tristán-González (2008a) para explicar la evolución del centro y oriente de la MC en el periodo de 55-25 Ma (Figura 6) es el siguiente:

- Después del fin del acortamiento laramídico en el Paleoceno temprano, ocurrió un periodo de relajación cortical que tomó lugar durante el Paleoceno.
- Durante este periodo, se desarrollaron sierras y fallas lítricas que fueron desarrolladas junto con varias cuencas y fallas laterales.
- En el Eoceno (58-45 Ma) se emplazaron varios plutones y lavas andesíticas en las fallas internas y marginales de los bloques levantados. En este tiempo se desarrollaron a lado de los bloques levantados cuencas *pull-apart* que fueron rellenas por clásticos continentales.
- En el Oligoceno (32-30 Ma) ocurrió el mayor evento volcánico voluminoso efusivo y explosivo. El vulcanismo se emplazó dentro de las cuencas y fue simultáneo con la reactivación de fallas antiguas relacionadas al inicio del desarrollo de las cuencas donde el emplazamiento de flujos de lava formó cadenas de domos NNW paralelas a las orientaciones principales de las cuencas.
- Entre los 28-26 Ma ocurrió un pico de extensión de CyS y formó fallas y *grabens* con rumbo NW-SE por reactivación de fallas de transtensión y el inicio de desarrollo de un sistema de fallas normales que bascularon la secuencia de bloques al NE. A los 26-25 M, se emitieron flujos de ignimbritas a través de esas fallas que rellenaron *grabens* y semi-*grabens*.

En el CVSLP y poniente del CVRSM se han documentado evidencias de este evento de transtensión que dejó huella en los planos de fallas normales evidenciando una leve actividad post-fallas normales, revelada por la presencia de indicadores cinemáticos con componente oblicuo y lateral, reflejando zonas de cizalla con formación de fracturas *riedel* que afectaron a las rocas volcánicas. Lo anterior sugiere que el evento de transtensión siguió actuando y facilitando el vulcanismo tardío en estos campos volcánicos (*grabens* del Juachín, Bledos, Enramadas, entre

otros; Tristán-González, 2008a; Montoya-Castillo, 2011; Xu *et al.*, 2012; Hernández-Quistián, 2014; Torres-Hernández y Tristán-González, 2015; Soto-Velazco, 2015; Jaso-Lara, 2015; Serna-Bafún, 2018; Zarate-Velázquez, 2020).

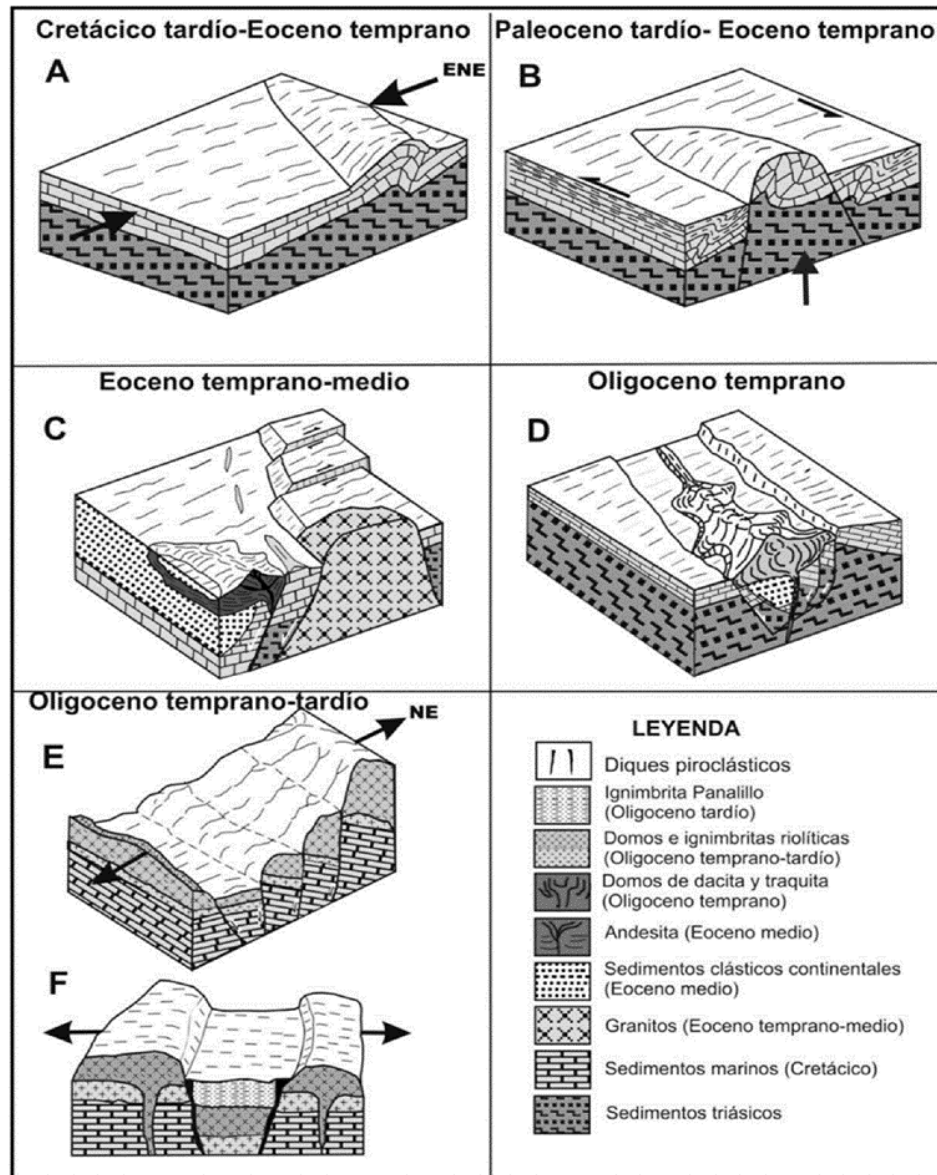


Figura 6.- Modelo de evolución tectonomagmática propuesto por Tristán-González (2008a) para explicar la evolución del centro y oriente de la Mesa Central. Tomado de Tristán-González (2008a).

### 3.3. Tectónica extensional de Cuencas y Sierras

Durante el Cenozoico ocurrió en la porción occidental del Sistema Cordillerano de Norteamérica deformación extensional asociada a la provincia tectónica extensional de CyS (Stewart, 1978). Esta provincia se caracteriza por un amplio sistema de montañas falladas y basculadas que son separadas por cuencas aluviales formadas por fallamiento normal con orientación predominante

NW-SE y subordinadamente NE-SW y N-S. La extensión del fallamiento abarca más de 1,500 km y recorre desde el occidente de Canadá hasta México. En toda la provincia el fallamiento siguió viejos patrones geológicos de estructuras preexistentes con rumbo preferente NW-SE, tal como ocurrió en México con las estructuras de acortamiento del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017) o las zonas de cizalla de componente lateral que generó transtensión-transpresión en el nororiente de México y que fue sincrónico con el fallamiento normal en el Oligoceno tardío (Tristán-González *et al.*, 2009b). Se han propuesto dos modelos de fallamiento que explican la formación de bloques fallados para la provincia de CyS a partir de los patrones estructurales de la provincia de la Gran Cuenca en Nevada, E.U.A. (Stewart, 1978): el primero se asocia con la rotación de bloques grandes por fallas lítricas que bascularon con diferentes grados a estos bloques; y el segundo en el que relacionan a un sistema de bloques que descienden (*grabens*) para formar valles y bloques que relativamente ascienden (*horst*) para formar montañas. En ambos modelos, el basculamiento es explicado por rotación ocurrida por deslizamientos gravitacionales y por diferencias de masas. La provincia de CyS en su porción norte se desarrolló sobre una corteza delgada que presenta levantamiento regional, una anomalía superior del manto y elevado flujo de calor (Stewart, 1978).

Inicialmente se consideraba que el límite meridional de la provincia CyS era la porción sur de E.U.A. Sin embargo, Henry y Aranda-Gómez (1992) recopilaron evidencias de extensión que son similares en tiempo y estilo de deformación de CyS en México, señalando que continuaba al menos hasta por debajo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; Figura 7). En México, CyS es subdividida en dos porciones (Henry y Aranda-Gómez, 1992): la región del Golfo de California y la región comprendida entre el núcleo sin extender de la SMO y el límite occidental de la SMOR. En la parte meridional de CyS los picos de fallamiento normal coinciden con picos de incremento en la divergencia entre las placas de Farallón y Pacífico y/o a periodos de reorganización de placas (Henry y Aranda-Gómez, 1992 y Aranda-Gómez *et al.*, 2000). El fallamiento normal y el vulcanismo fueron simultáneos, desplazándose de NE a SW en la región y fueron reemplazados por vulcanismo alcalino y periodos de extensión de menor magnitud, en al menos cuatro pulsos de actividad: 32-27 Ma, 24-20 Ma, 12-10 Ma y <5 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

El primer registro de extensión en México está impreso en la Formación Guanajuato del Eoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), el primero NW-SE que basculó al miembro inferior y el segundo NE-SW que basculó al superior alrededor de los 49 Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

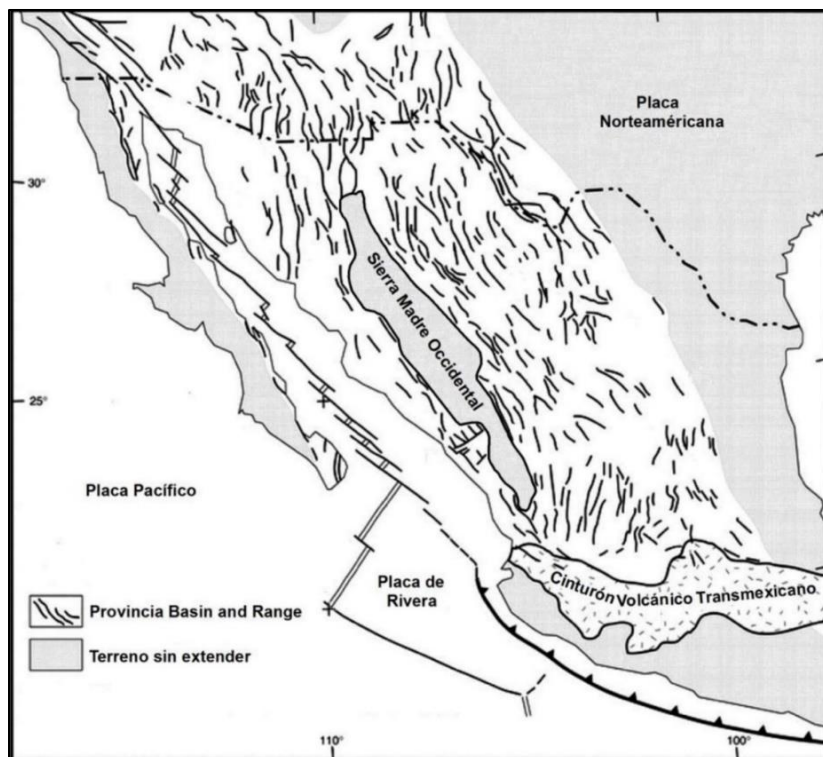


Figura 7.- Distribución de la provincia extensional de Cuencas y Sierras en su porción meridional que afectó el centro y norponiente de México con excepción del núcleo sin extender de la Sierra Madre Occidental (Tomado y modificado de Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

El siguiente pulso de extensión tuvo orientación E-NE a los 30 Ma cuando ocurrió la invasión de la dorsal Pacífico Oriental sobre la trinchera de Norteamérica (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Este evento quedó registrado por la formación de vetas mineralizadas con rumbo N-NW entre los 32 a 28 Ma en los distritos mineros de Santa Bárbara, Dgo. y Guanajuato, Gto. (Henry y Aranda-Gómez, 1992). En San Luis Potosí el sistema de fallas NW-SE que basculó la secuencia volcánica de la Sierra de San Miguelito fue contemporáneo con un pulso de vulcanismo que generó la emisión de la Riolita Panalillo (28 Ma; Torres-Hernández, 2009).

A los 29 a 20 Ma en el norte de México comenzó la emisión de basaltos SCORBA representando la transición del vulcanismo asociado a subducción a tipo intraplaca (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Entre los 12 a 10 Ma inició la formación del Golfo de California que es el resultado del movimiento oblicuo entre las placas Pacífico y Norteamérica. Este periodo coincide con vulcanismo toleítico al poniente de la SMO y alcalino al oriente (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

El último pulso de extensión está impreso en el *graben* de Río Chico-Otinapa en Dgo. que desplazó a los basaltos alcalinos alrededor de los 2.5 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2000) y en la formación de conos cineríticos y *maares* en el CVSLP de edad Cuaternario (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

### **3.3.1. Extensión en la Mesa Central**

En el centro de México se encuentra la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) que se localiza en lo que se consideró como la extensión meridional de CyS (Henry y Aranda-Gómez, 1992). La MC es una altiplanicie bordeada por las provincias fisiográficas SMO al poniente y SMOr al norte y oriente, mientras que al sur es limitada por el CVM. La MC presenta una corteza delgada, donde a profundidad se localiza una zona de fusión parcial del 20% donde se encuentran cuerpos mantélicos parcialmente fundidos que produjeron levantamiento y calentamiento de la parte media y superior de la corteza (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El espesor cortical de la MC es de 33 km en comparación con los espesores de la SMO y SMOr de 41 km y 37 km, respectivamente, por lo que la MC está limitada por dos bloques más gruesos y deprimidos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La deformación extensional en la MC tuvo lugar en una corteza fuertemente anisotrópica (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). La cantidad de extensión en la MC fue de 20% con dirección E-W y muestra un estilo de deformación triaxial, sugerido por un patrón de arreglo ortorrómbico que involucra a tres conjuntos de falla: el *graben* de Villa de Reyes con rumbo N10°E; el sistema de fallas NW-SE que contiene al semi-*graben* de Bledos; y el sistema de fallas con rumbo N-S. La deformación triaxial fue producto de la separación de los bloques corticales de la SMO y SMOr y por el vulcanismo sincrónico con la extensión (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). El estilo de deformación de la MC es diferente a la SMO y la parte norte de CyS donde se generó deformación biaxial que desarrolló *grabens* con orientación N10°E (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997).

La extensión en la MC inició a los 49 Ma con el depósito de la Formación Guanajuato en *grabens* con rumbo NW-SE y NNE-SSW (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). En el Oligoceno se generaron sistemas de fallas normales con orientación NW-SE anterior al emplazamiento de domos riolíticos de 32 a 30 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) y sistemas de fallas normales NE-SW y N-S (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). En el Mioceno temprano se depositaron piroclásticos que fueron afectados por fallamiento normal (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020) y un posterior evento que afectó a los basaltos del Mioceno en el sur de la MC (Alanis-Álvarez *et al.*, 2002).

La MC está segmentada a la mitad por el Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT, Figura 8; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) que conforma un lineamiento regional compuesto por fallas normales NW-SE que parten desde San Luis de la Paz, Gto. hasta Tepehuanes, Dgo. El SFSLT descansa sobre la traza de una zona de cizalla con movimiento lateral (SSMAC, Velez-Scholvink,



1990) que actuó entre el Jurásico temprano al Mioceno y contribuyó al levantamiento de bloques y formación de cuencas al norte y oriente de la MC (Tristán-González *et al.*, 2009b).

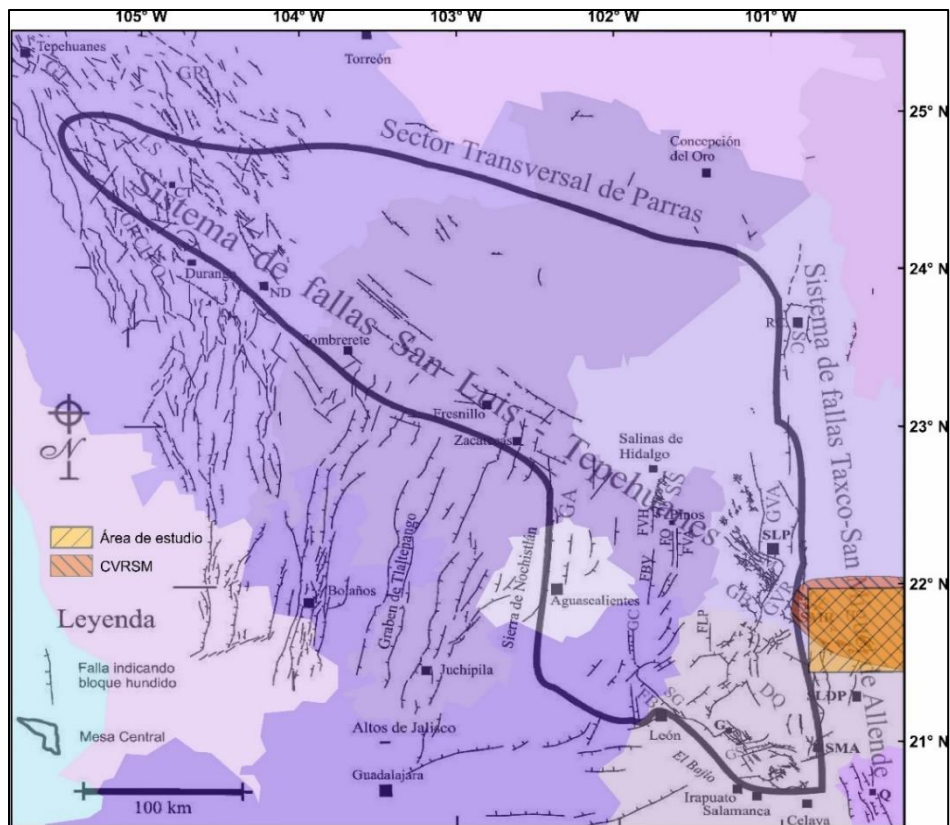


Figura 8.- Localización de la Mesa Central y los sistemas de fallas principales. GT: *graben* de Tepehuanes, GR: *graben* de Rodeo; LS: Laguna de Santiaguillo, GRCH-O: *graben* Río Chico-Otinapa, GA: *graben* de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: *graben* el Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: *graben* la Saucedá, GB: *graben* de Bledos, GVR: *graben* Villa de Reyes, GVA: *graben* de Villa de Arista, GE: *graben* de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, SS: Sierra de Salinas, RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro (Tomado y modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El SFSLT comienza en San Luis de la Paz, Gto. y Santa María del Río, S.L.P. donde presenta fallas normales NW-SE e inclinación al SW. Hacia el norponiente, se encuentra la Sierra de San Miguelito al sur de la ciudad de S.L.P. donde se localizan fallas normales con rumbo NW-SE que generó basculamiento al NE por fallamiento lístrico (Hernández-Quistián, 2014). Prosiguiendo al norponiente, el SFSLT limita el norte del *graben* de Aguascalientes de rumbo N-S. Sobre la traza del SFSLT en Fresnillo y Sombrerete, Zac. presenta fallas NW-SE que alojan vetas mineralizadas, cortadas por fallas normales N-S y NW-SE. Al norponiente de Sombrerete, Zac. se encuentran cuencas aluviales de rumbo NW-SE que terminan con el *graben* de Tepehuanes, Dgo.



El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA, Figura 9; Alanis-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) representa un conjunto de fallas N-S con inclinación al W que limita al oriente de la MC con la SMO. El segmento norte del SFTSMA parte desde San Miguel de Allende, Gto. hasta Real de Catorce, S.L.P. el cual representa una zona de debilidad cortical que separa a la CMCM con la PVS LP (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y es considerada como una zona de cizalla lateral con movimiento derecho (Tristán-González *et al.*, 2009b).

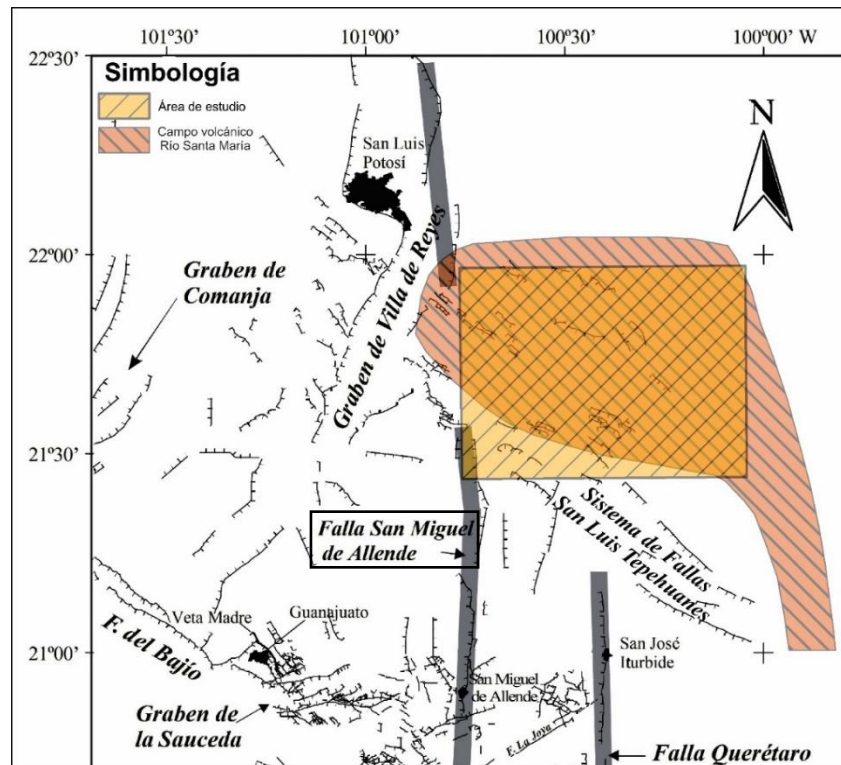


Figura 9.- Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende que limita a la Mesa Central con la Sierra Madre Oriental a través de un sistema de fallas N-S. Tomado y modificado de Labarthe-Hernández *et al.* (1989) y Alanis-Álvarez *et al.* (2002).

#### **4. ESTRATIGRAFÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO RÍO SANTA MARÍA.**

El CVRSM presenta una gran diversidad en nombres formacionales que se han aplicado a rocas volcánicas que afloran discontinuamente pero que presentan una posición estratigráfica y litología similar, debido a que la cartografía geológica inicial se realizó en tiempos diferentes. Así mismo, se ha detectado que la estratigrafía de ciertas unidades volcánicas no corresponden con lo observable en campo como se había reportado inicialmente. Uno de los objetivos del presente estudio es redefinir la secuencia estratigráfica de la parte septentrional y central del CVRSM a partir de la información cartográfica obtenida en trabajos previos y actualizada con trabajo de campo realizada en este estudio y apoyándose con trabajos de petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb en circones que permitan integrar las unidades principales en grupos a partir de su afinidad con respecto a su posición estratigráfica y su origen magmático. A partir de estos elementos, se integraron las unidades volcánicas principales en cinco grupos volcánicos:

- Grupo Andesitas Basales que agrupa al paquete de lavas andesíticas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano que fueron emitidas por fuentes fisurales de manera aislada sobre sedimentos marinos y continentales al norponiente y centro del campo volcánico.
- Grupo El Carmen-Palo Verde que engloba a las grandes cadenas de domos exógenos y endógenos de composición riódacítica a riolítica y cuya edad U-Pb varía entre los  $32.81 \pm 0.17$  Ma (presente estudio) a  $30.91 \pm 0.17$  Ma (García-Pérez, 2017).
- Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María que integra a los paquetes de ignimbritas riolíticas que se distribuyen en todo el campo volcánico y cuya edad U-Pb varía entre los  $32.94 \pm 0.22$  Ma (Jaimes-Viera *et al.*, 2022) a  $30.9 \pm 0.17$  Ma (Botero-Santa *et al.*, 2020).
- Grupo Ojo Caliente-Potrerrillo que integra a los domos exógenos y endógenos de composición dacítica que sobreyacen a los grupos anteriores y con una edad U-Pb entre los  $32.24 \pm 0.24$  Ma (presente trabajo) y  $30.81 \pm 0.21$  Ma (Botero-Santa *et al.*, 2020).
- Grupo Domos riolíticos que agrupan a domos exógenos y flujos de lava riolítica con una edad U-Pb de  $31.87 \pm 0.8$  Ma (García-Pérez, 2017) que afloran de forma dispersa en el centro y surponiente del campo volcánico.

En este estudio se separó la unidad informal basalto Mesa de Jesús que aflora en la localidad del mismo nombre en San Luis de la Paz, Gto. que puede ser contemporáneo con el evento Cabras. Esto se definirá hasta tener una edad radiométrica. En la Figura 10 se muestra la columna estratigráfica regional del CVRSM y a continuación se mencionan las unidades que la conforman

respetando la nomenclatura original para no perder detalle estratigráfico original en la cartografía geológico-estructural del presente estudio.

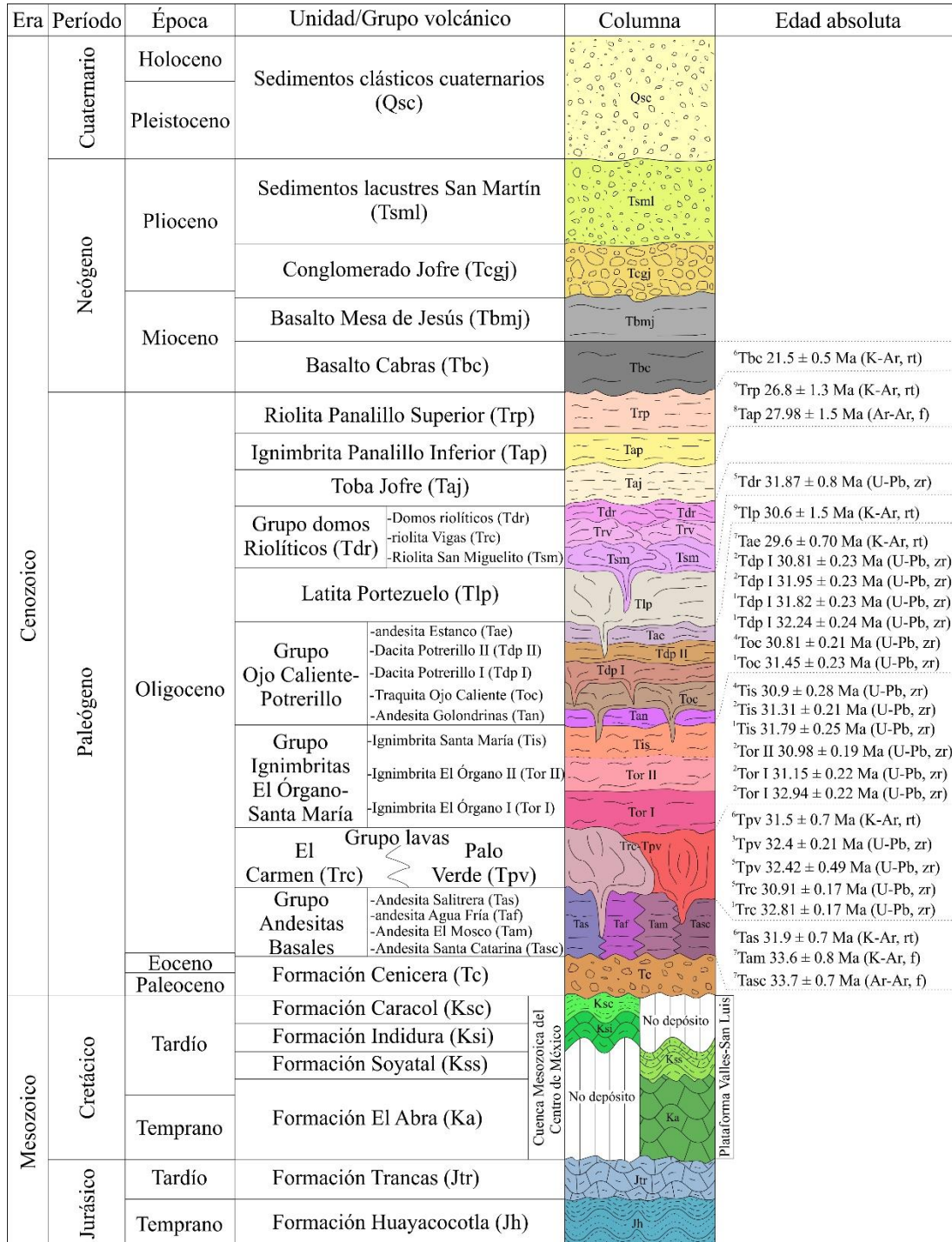


Figura 10.- Columna estratigráfica del Campo Volcánico Río Santa María y edades isotópicas reportadas. Método U-Pb en circones (zr): <sup>1</sup>presente trabajo, <sup>2</sup>Jaimés-Viera *et al.* (2022), <sup>3</sup>Díaz-Bravo *et al.* (2021), <sup>4</sup>Botero-Santa *et al.* (2020) y <sup>5</sup>García-Pérez (2017). Método K-Ar en roca total (rt): <sup>6</sup>Tristán-González *et al.* (2009a), <sup>7</sup>Martínez-Esparza (2004), <sup>9</sup>Labarthe-Hernández *et al.* (1982); y en feldespatos (f): <sup>7</sup>Martínez-Esparza (2004). Método Ar-Ar en feldespatos (f): <sup>7</sup>Martínez-Esparza (2004) y <sup>8</sup>Torres-Hernández (2009).

#### **4.1. Secuencia Mesozoica**

##### **Formación Huayacocotla (Jh, Sinemuriano-Pliensbaquiano)**

Imlay *et al.* (1948) denominaron como Formación Huayacocotla a una secuencia de capas de lutita, limolita fina y bandeada y arenisca estratificada que afloran en la porción central del Anticlinorio Huayacocotla, localizado en el municipio de Molango al norte de Hgo. Ochoa-Camarillo *et al.* (1998) la subdividieron en tres miembros: el inferior, que consiste de conglomerado, arenisca y limolita de ambiente de depósito de abanico aluvial; el intermedio, conformado por capas de arenisca, limolita y lutita con *amonites arietes* y *arienoceras* de ambiente de costa; y el superior, formado por capas de arenisca, limolita y conglomerado con plantas fósiles *phlebopteris* de ambiente de abanico aluvial.

Aflora al nororiente del área de estudio en una pequeña ventana localizada sobre el camino que parte del poblado San José de las Flores al Alamito, San Ciró de Acosta, S.L.P.

Se conforma por una intercalación de estratos de lutita físil y arenisca de tonalidades verdosas y blancas, dispuestas en capas delgadas que intemperizan en color amarillo.

Subyace discordantemente a la Formación El Abra.

Arena-Islas *et al.* (2009) reportaron *amonoides paltechioceras tardecrescens*, *rothpletzi* y *harbledownense* en Tenango, Hidalgo, considerados fósiles índice del Sinemuriano Superior-Pliensbaquiano por Erben (1956). En el área de estudio no se hallaron fósiles.

##### **Formación Las Trancas (Jtr, Kimeridgiano-Titoniano)**

Fue descrita originalmente por Segerstrom (1961) como Formación Las Trancas para designar a un paquete de lutitas y limolitas calcáreas de color gris oscuro, intercaladas con capas de grauvaca, caliza arcillosa y pedernal que afloran en las inmediaciones del poblado Las Trancas cercano al km 217 de la carretera No. 85, México-Laredo, Hgo.

Aflora en la porción meridional del área de estudio, en las cercanías del poblado Vergel de Bernalejo en el municipio de San Luis de la Paz, Gto.

Se compone de una secuencia de capas calcáreo-arcillosa que presenta en su parte inferior de una caliza de color gris dispuesta en capas delgadas, intercaladas con estratos delgados de limolita de tonalidades rojizas. Hacia la cima predomina una alternancia en capas delgadas de lutita y arenisca físil de color amarillo ocre y estratos de calizas arcillosas en capas muy delgadas de color gris oscuro. La cima se compone de una caliza carbonosa de color negro, intercalada con capas delgadas de lutita de color gris verdoso.

Subyace discordante a las calizas El Abra y está rodeada y cubierta por rocas volcánicas.

Seegerstrom (1961) en la localidad tipo de Las Trancas recolectó *amonites spiticeras*, *paradontoceras* y *protancyloceras* de edad Titoniano Superior. Martínez-Hernández (1979, en Tristán-González, 1986a) encontró cercano al poblado Higuierillas *supplantites sp.* del Kimeridgiano-Titoniano. En el área de estudio no se encontraron fósiles.

### **Formación El Abra (Ka, Albiano-Cenomaniano)**

Carrillo-Bravo (1971) la denominó como Formación El Abra para designar a los bancos de caliza que afloran en la Faja de Oro y la PVSLP y la subdividió en tres litofacies: facies prearrecifal Formación Tamabra, facies arrecifal Taninul y facies postarrecifal El Abra. En la cartografía inicial de la porción oriental de la Sierra Madre Oriental se aplicó el término Formación El Doctor, basado en los trabajos de Wilson *et al.* (1955) quienes utilizaron este nombre para referirse a los bancos de caliza arrecifal de edad Cretácico de la localidad El Doctor en el estado de Hidalgo. Posteriormente, se identificó que la Formación El Abra se distribuye por todo el PVSLP, por lo que Carrasco (1970) sugirió abandonar el término Formación El Doctor para describir a la caliza que aflora en la altiplano mexicano (PVSLP).

En el área de estudio aflora al norponiente en la zona de Villa de Zaragoza, S.L.P. Al oriente se distribuye hacia la zona de Rioverde, S.L.P. y al suroriente aflora en la zona de Xichú, Gto.

Se compone de bancos de caliza criptocristalina de color gris claro a oscuro y de aspecto generalmente masivo. La caliza se presenta en capas medianas, con fractura concoide y ocasionalmente con nódulos de pedernal de color café oscuro. Hacia el nororiente del área de estudio, la caliza presenta dolomitización de color gris, con bandas abundantes de pedernal y que al golpear con el martillo generan un olor “fétido” por la abundante microfauna.

La Formación El Abra sobreyace discordantemente a las Formaciones Huayacocotla y Trancas. Subyace discordantemente a la Formación Soyatal y a la mayoría de las rocas volcánicas, las cuales también llegan a cubrirla. Fue levantada y dejada como colgantes por los domos endógenos de la unidad denominada “Intrusivo Palo Verde” la cual llega a recrystalizarla en su totalidad, generando endoskarns de cuspidina y mármoles (Burt *et al.*, 1991).

Carrillo-Bravo (1971) recolectó fósiles de *toucasias*, *monopleura*, *caprínidos*, *acteonella sp.* y *neringa sp.* por lo que le asignó una edad Albiano-Cenomaniano. Labarthe-Hernández *et al.* (1989) detectaron fauna de rudistas *toucasia sp.* y *miliólidos*. En la zona de El Realito, en el municipio de San Luis de la Paz, Gto. presenta fósiles de rudistas y gasterópodos.

La Formación El Abra se correlaciona con las calizas de talud de la Formación Tamabra y las calizas de cuenca de la Formación Cuesta del Cura (López-Doncel, 2003).

### **Formación Soyatal (Kss, Turoniano)**

Fue descrita inicialmente por White (1948) para referirse a un paquete de calizas y lutitas calcáreas que aumentan a lutitas que afloran en el campo minero Soyatal, ubicado al nororiente de Zimapán, Hgo. Wilson *et al.* (1955) la nombraron Formación Soyatal.

En el área de estudio aflora al norte en la zona de Villa de Zaragoza, S.L.P. y al suroriente en las cercanías del poblado San Isidro de Palmas, Victoria, Gto.

Se compone de una secuencia de lutita físil de color amarillo ocre, dispuesta en capas delgadas e intercalada con lutitas argilizadas que suelen presentar lentes de caliza. Ocasionalmente se presenta como capas delgadas de caliza arcillosa y carbonosa de color gris oscuro, con nódulos de pedernal de color negro, intercalada con limolitas lajeadas de color café rojizo en estratos delgados.

Sobreyace discordantemente a la Formación El Abra y subyace discordantemente a la Formación Cenicera, Andesita Salitrera y Riodacita del Carmen.

Seegerstrom (1961) encontró fósiles de *Inoceramus Labiatus* de edad Turoniano a 24 km al nororiente de Ixmiquilpan, Hgo. En el área de estudio no se encontraron fósiles.

Se correlaciona la Formación Agua Nueva, la parte inferior de la Formación San Felipe de la PVSLP y la Formación Indidura de la CMCM.

### **Formación Indidura (Ksi, Cenomaniano-Turoniano)**

Fue definida por Kelly (1936) para designar a las capas de lutita y calizas arcillosas que afloran en el flanco oriental del cerro Indidura en Delicias, Coah.

Aflora en una ventana pequeña al norponiente del área de estudio, en la base occidental del cerro El Original ubicado en la inmediación norte del municipio de Santa María del Río, S.L.P.

En esta ventana, Jasso-Lara (2015) la subdividió en tres porciones: la inferior, que consiste de estratos de caliza de color gris que intemperizan a rojo con abundante arcilla de tonalidad rojiza; la intermedia, conformada por un banco de caliza intercalada con caliza arcillosa; y el superior, compuesto de estratos de caliza de color gris verdoso a rojo claro que están silicificadas y alteradas por el depósito de la Ignimbrita Santa María.

La Formación Indidura subyace discordantemente a la Ignimbrita Santa María.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) encontraron fósiles *inoceramus Labiatus sp.* de edad Turoniano en el área de Peñón Blanco, Zac.

Se correlaciona lateralmente con la Formación Soyatal de la PVSLP. Sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Cuesta del Cura y subyace concordante y transicionalmente a la Formación Caracol, ambas pertenecientes a la CMCM.

#### **Formación Caracol (Ksc, Turoniano-Maastrichtiano)**

Fue definida por Imlay (1936) para describir a un paquete de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura y que afloran en el Arroyo del Caracol, en la parte oriental de la Sierra de Parras, Coah.

Aflora en el área estudio sobre el Arroyo de la Carbonera, ubicado al suroriente del poblado El Tule al poniente de la población de Tierra Nueva, S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1983) la describieron como una secuencia de capas de delgadas de arenisca de grano fino, que suele intercalarse con lutitas fósiles de color gris verdoso que intemperizan a una tonalidad amarillenta.

Enciso de La Vega (1963) en los afloramientos de la Hoja Nazas, Dgo. le asignó una edad Turoniano superior-Coniaciano. En el área de estudio no se encontraron fósiles.

La Formación Caracol descansa concordante y transicionalmente sobre la Formación Indidura y es equivalente a las Formaciones Tamasopo y San Felipe de la PVSLP.

#### **4.2. Secuencia Cenozoica**

##### **Formación Cenicera (Tc, Paleoceno-Eoceno)**

Fue descrita inicialmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) en la Hoja San Luis Potosí y nombrada como Formación Cenicera por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) tomando como localidad tipo el Arroyo de la Cenicera que se localiza a cinco km al oriente de Villa de Reyes, S.L.P.

En el área de estudio aflora en el Arroyo La Carbonera a 1.5 km al surponiente del poblado El Tule, Tierra Nueva, S.L.P. y aflora a 300 m al sur del poblado Álamos de Martínez, Victoria, Gto. También suele aparecer como colgantes sobre los domos de la Riodacita del Carmen al oriente y suroriente de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P.

Se compone de un depósito mal clasificado y poco consolidado de fragmentos angulosos de arenisca y lutita de color verde oscuro a café rojizo, embebidos en una matriz arcillosa de color café, dispuesta en estratos de 10 a 25 cm. En algunos sitios es común que en su cima esté compuesta de fragmentos subangulosos de caliza de color blanco crema, embebidos en una matriz arcillosa de color café verdoso.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) obtuvieron un espesor total de 160 m en el Arroyo La Cenicera. Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva obtuvo un espesor de 50 m en un colgante sobre el domo Riodacita del Carmen del cerro El Varal.

La Formación Cenicera sobreyace discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico. Subyace discordante a la Riodacita del Carmen y al Grupo de Andesitas Basales y suele aparecer como colgantes sobre los domos de la Riodacita del Carmen e “Intrusivo Palo Verde”.

En el área de estudio no se han localizado fósiles, pero Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) en la Hoja San Luis en una muestra procedente del cerro Chiquihuitillo reportaron *Clasopollis sp.* y *M. Triatriopollanites sp.* que son de edad Paleoceno-Eoceno.

### **4.3. Secuencia volcánica Cenozoica**

#### **4.3.1. Grupo Andesitas Basales**

El inicio del vulcanismo en el norte del CVRSM comenzó con la emisión de flujos de lava de composición andesítica y la construcción de un estratovolcán de composición andesítica a dacítica, que se emplazaron a través de fuentes fisurales y de manera discontinua sobre la porción central y septentrional del campo volcánico.

Este evento volcánico andesítico basal se puede correlacionar con el Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Clabaugh, 1977) y con la parte superior de la Andesita Casita Blanca que aflora al norte del CVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

Los flujos de lava andesíticos afloran como ventanas dispersas en el norte del CVRSM, en la cartografía original a estos afloramientos se les dio el nombre local donde afloran y presentan una posición estratigráfica similar, debido a que sobreyacen discordantemente a los sedimentos marinos de las Formaciones El Abra y Soyatal y a los clásticos continentales de la Formación Cenicera. Se encuentran cubiertas por flujos de lava e ignimbritas de composición félsica.

A partir de estas características similares que comparten estos afloramientos, se han agrupado como andesitas basales. Su descripción está basada de acuerdo como fueron descritas en sus localidades originales y en este trabajo se les nombrará como Andesitas basales, pero conservando su nombre original para no perder el detalle cartográfico:

A. Andesita Salitrera (Oligoceno temprano) que aflora al norte de la Carta Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) en las inmediaciones del poblado Salitrera en el municipio de Villa de Zaragoza, S.L.P.



B. Andesita Agua Fría (Oligoceno temprano) localizada en la Carta El Realito (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) donde aflora en las inmediaciones de las localidades de Agua Fría y nororiente de la localidad Álamos de Martínez, San Luis de la Paz, Gto.

C. Andesita Santa Catarina y Andesita El Mosco que conforman la base del Volcán de Atotonilco (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano) de las Hojas Salitrera y Santa Catarina (Labarthe-Hernández *et al.*, 1999) que afloran en las inmediaciones de las localidades Atotonilco y El Mosco y se extienden hacia el Valle de Santa Catarina, S.L.P.

Las Andesitas Basales se componen de la Andesita Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) que se trata de un flujo de lava andesítica de color negro a café oscuro que intemperiza a café rojizo, compuesto de 20% de fenocristales de minerales ferromagnesianos oxidados embebidos en una matriz afanítica desvitrificada. Se presenta en capas de 20 cm a 40 cm, fuertemente diaclasada y que suele contener xenolitos con bordes de reacción, probablemente de una roca ultramáfica. La roca suele estar alterada y cortada por vetillas de calcita de color blanco.

Labarthe-Hernández *et al.* (1984) obtuvieron un espesor de 40 m en el área de la mina La Consentida y de 60 m en la margen norte del Arroyo El Ranchito que se localiza al norponiente del poblado La Salitrera en el municipio de Villa de Zaragoza, S.L.P.

En el área de estudio sobreyace discordantemente a los sedimentos marinos de las Formaciones El Abra y Soyatal y subyace discordantemente a la Riodacita del Carmen, las Ignimbritas El Órgano y Santa María y el miembro inferior de la Dacita Potrerillo.

Ruíz (1980) obtuvo una edad por el método K-Ar en plagioclasa de  $30.58 \pm 0.43$  Ma en el distrito minero Las Cuevas (hoy Orbia) en Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.

Otra de las unidades pertenecientes a este grupo corresponde a los afloramientos que se encuentran al suroriente de la Carta El Realito en las inmediaciones de las localidades Agua Fría y al nororiente de Álamos de Martínez, Gto, y fue nombrada como Andesita Agua Fría por Labarthe-Hernández *et al.* (1989) como una lava andesítica de color café grisáceo a gris rojizo y verdoso, de textura porfirítica y pilotaxítica que presenta 15% de fenocristales de plagioclasas y ferromagnesianos, embebidos en una matriz vítrea. Contiene abundantes amigadas de calcedonia y calcita, presenta bandeamiento de óxidos de fierro y se halla cortada por vetillas.

Sobreyace discordantemente a las calizas de la Formación El Abra y a los sedimentos arcillosos de la Formación Soyatal. Subyace discordantemente a la Riodacita del Carmen.

Labarthe-Hernández *et al.* (1989) le asignaron una edad equivalente a la Andesita Salitrera que tiene una edad K-Ar de  $31.9 \pm 0.7$  Ma, obtenida por Ruíz (1980) en el distrito minero la Salitrera en el municipio de Villa de Zaragoza, S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1984) mencionaron otros afloramientos de andesita correspondientes a este grupo basal nombrándola como la porción basal de la Serie Atotonilco y la describieron como Andesita Inferior (Tva1). Posteriormente, Labarthe-Hernández *et al.* (1999) las subdividieron en dos lavas andesíticas, la primera que aflora cercano al poblado El Mosco, es de color gris claro con textura porfirítica compuesta de 14% de fenocristales. La segunda lava es de color gris verdoso con 5% de fenocristales en matriz desvitrificada.

Para facilitar su comprensión en el mapa geológico, se agrupó la secuencia volcánica andesítica del estratovolcán de Atotonilco en Andesita Inferior (Tva).

Sus afloramientos principales se encuentran en la porción norte del Volcán de Atotonilco, al sur del poblado de Santa Catarina, S.L.P.

Sánchez-Pérez (1998) describió a esta secuencia de andesitas basales en dos miembros:

Andesita basal: se conforma de dos lavas andesíticas: la primera es la unidad andesita Santa Catarina (Tasc) que es de color gris verdoso con 5% de fenocristales de plagioclasa en matriz vítrea; y la segunda es la Andesita El Mosco (Tam), es de color gris claro con textura porfirítica compuesta de 10% a 15% de fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos.

Derrames dacíticos: lavas dacíticas de color gris a morado claro, con textura porfirítica compuesta de 16% de fenocristales de cuarzo, plagioclasas y opacos en matriz vítrea.

Labarthe-Hernández *et al.* (1984) reportaron un espesor de 500 m para toda la porción central del estratovolcán de Atotonilco.

Martínez-Esparza (2004) obtuvo una edad Ar-Ar en roca total de  $33.7 \pm 0.7$  Ma para la andesita Santa Catarina y para la Andesita El Mosco dos edades K-Ar en feldespato y una en roca total de  $31.9 \pm 0.7$  Ma y  $33.6 \pm 0.8$  Ma, respectivamente. Las edades reportadas oscilan entre los  $33.7 \pm 0.7$  Ma Ar-Ar (Martínez-Esparza, 2004) y los  $30.58 \pm 0.43$  Ma (K-Ar en roca total; Ruíz, 1980).

#### **4.3.2. Grupo El Carmen-Palo Verde**

De acuerdo con la posición estratigráfica observada entre estas dos unidades en el oriente y occidente del CVRSM, estos domos se encuentran subyaciendo al grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María, estas unidades corresponden en diferentes sitios a la base de la secuencia félsica de este campo volcánico.

Sin embargo, en el occidente del CVRSM se ha observado que los domos de la Riodacita del Carmen de la zona de Tierra Nueva son la base de la secuencia y hacia el oriente pasan a formar parte de los domos gigantes de lo que en trabajos anteriores de cartografía se nombró como “Intrusivo Palo Verde”, clasificándolos inicialmente como una roca intrusiva solo por sus características texturales en estudios petrográficos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984), pero en el avance de la cartografía se ha observado que se trata de domos endógenos y exógenos que inclusive los endógenos fueron capaces de elevar en su cima cuerpos de rocas mesozoicas de la Formación El Abra y sedimentos continentales de Paleógeno Temprano (Tristán-González, 1986a) y en la porción oriental predominan los domos exógenos donde generaron coladas de lava extensas.

En el presente trabajo se obtuvo una edad U-Pb en la porción oriental del campo volcánico, cercano a la localidad La Alameda en el municipio de San Ciro de Acosta, S.L.P. La Riodacita del Carmen dio una edad de  $32.81 \pm 0.17$  Ma. Esta edad es muy semejante con la edad U-Pb obtenida para los domos Palo Verde de  $32.42 \pm 0.49$  Ma en el centro del campo volcánico (García-Pérez, 2017) y de  $32.4 \pm 0.2$  Ma (Díaz-Bravo *et al.*, 2021) para el norte del campo. De acuerdo a su edades, estudios petrográficos, geoquímicos y relaciones estratigráficas se considera en este trabajo como parte de un mismo evento.

Para su descripción se describirán con en el nombre original con el fin de no modificar el mapa geológico.

### **Riodacita del Carmen (Trc)**

Fue nombrada informalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1983) como Riodacita del Carmen en la Hoja Melchor para designar a una serie de domos y flujos de lava ricos en fenocristales de plagioclasa, sanidino y cuarzo escaso que subyacen a la Ignimbrita Santa María, teniendo como localidad tipo los cerros que afloran en las inmediaciones del poblado El Carmen, al surponiente de Tierra Nueva. Tristán-González (1986a) subdividió a esta unidad en dos miembros: el miembro inferior compuesto de una lava café rosáceo, porfirítica, con 15% de fenocristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y biotita, embebidos en matriz microcristalina de composición félsica. Este miembro es conocido localmente como “Sangre de Pichón” y se caracteriza por presentar un diaclasamiento vertical muy desarrollado y una fuerte oxidación. Se caracteriza por formar pliegues de flujo y presentar zonas de brechas. Es común encontrar en este miembro xenolitos de rocas metamórficas. Se le considera la *facies* externa de la unidad denominada Intrusivo Palo Verde; el miembro superior se compone de una lava café grisáceo, porfirítica, con fenocristales de

sanidino, cuarzo, plagioclasa y óxidos de hierro diseminado, embebidos en una matriz microcristalina. Presenta gran cantidad de pliegues de flujo y vetas rellenas de cuarzo.

Labarthe-Hernández *et al.* (1983) al surponiente de la Hoja Melchor separaron la base de la Riodacita del Carmen y la nombraron como toba Remadero. Esta base consiste de una secuencia de piroclásticos de color blanco verdoso a rosa crema, compuesto de fenocristales de cuarzo y sanidino y abundante pómez que se hallan envueltos en una matriz de ceniza parcialmente soldada y que se vuelve sin soldar hacia la cima. Llega a presentar hasta 34 m al poniente del Cerro El Quiote, Tierra Nueva, S.L.P. Esta erupción se puede considerar como previa a la salida de la lava. Aflora en la región de Tierra Nueva, Río Bágres, El Realito y Álamos de Martínez, Gto.

La base de los domos generalmente se presenta como una oleada piroclástica que se considera el inicio de este evento volcánico previo a la emisión de la lava de color amarillo crema a gris verdoso, de forma lenticular, desvitrificada y localmente vítrea. Subyace a un vidrio de color negro desvitrificado, compuesto de 20 a 30 % de fenocristales de plagioclasa ahumada y sanidino frecuentemente alterados de color café.

En ocasiones la base de los domos presentan una autobrecha de color café rojizo que se compone de fragmentos subangulares de lava, con tamaños menores a los 5 cm, envueltos en una matriz criptocristalina. Los fragmentos de lava son de color café oscuro, con fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y biotita de color negro, embebidos en una matriz criptocristalina desvitrificada.

La lava desvitrificada que conforma a los domos se compone de una roca con colores que varían del café rojizo, morado, rosa y gris claros que al intemperizarse generan tonalidades rojizas y grisáceas a la roca. Presenta entre 25 a 40% de fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo escaso que aumenta conforme se vuelve riolítica y como minerales accesorios biotita oxidada y óxidos de hierro de color negro, embebidos en una matriz microcristalina. La lava suele presentar xenolitos de una lava de color gris oscuro afanítica, sin bordes de reacción y de composición probablemente andesítica. Estos domos forman cadenas amplias que se distribuyen en gran extensión, presentan abundante desarrollo de foliaciones y pliegues de flujo. En la cima de estos domos es común que presenten estructura columnar. Suelen hallarse de manera aislada colgantes de clásticos continentales de la Formación Cenicera. En algunas zonas se encuentra oxidada por alteración hidrotermal y llega a presentar pirita diseminada.

Algunos domos de la parte surponiente y central del área de estudio son de menor extensión, con morfologías abruptas y se caracterizan por presentar diaclasamiento vertical muy fuerte y un color rojo oscuro intenso. A esta roca se le conoce localmente como “Sangre de Pichón” (Figura 11.A). La lava de estos domos es de color rojo oscuro a café rojizo que presenta bandeamiento de color gris crema. Se componen de 30% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino escaso y biotita de color negro a café cuando se halla oxidada, embebidos en una matriz microcristalina. El bandeamiento es paralelo al diaclasamiento y se caracteriza por ser mayor cuanto más fino e intenso es el diaclasamiento. La coloración rojiza es producto de una fase pneumatolítica posterior que alteró a los domos y que afectó mayormente a las zonas más diaclasadas (Figura 11.B).

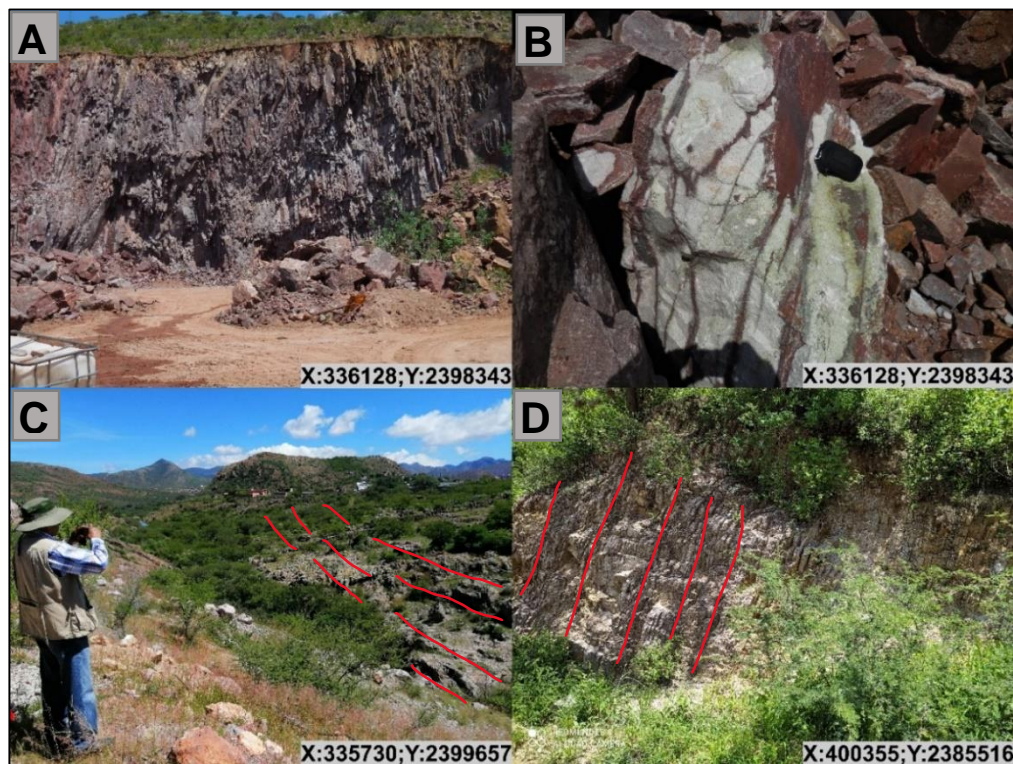


Figura 11.- Características físicas de la unidad Riodacita del Carmen. A) se presenta como domos endógenos que se caracterizan por fuerte lajeamiento e intensa oxidación. A esta roca se le conoce localmente como “Sangre de Pichón” B) Detalle de fracturamiento y ascenso de fluidos pneumatolíticos que oxidaron la roca. C) A lo largo de sus conductos se formaron cadenas de domos endógenos como el que se aprecia al fondo de la fotografía. D) Fuerte diaclasamiento de los domos en el área de San Cirro de Acosta, S.L.P.

Suelen hallarse diques de lava que forman domos, compuestos de bandas de vidrio y lava desvitrificada con esferulitas y de orientación NW-SE. Comúnmente presentan fallas normales NW-SE y exhiben una gran cantidad de cavidades con rellenos de minerales aciculares de color negro, ambos por alteración de fase vapor.

Estos diques terminan en domos que presentan estructura columnar (Figura 18.C). En la parte oriental del campo los domos llegan a presentar un fuerte diaclasamiento vertical (Figura 18.D).

Labarthe-Hernández *et al.* (1983) estimaron un espesor de 500 m al surponiente del poblado El Carmen, Tierra Nueva, S.L.P. donde aflora la base de esta unidad hasta la Ignimbrita Santa María que la cubre. Tristán-González (1986a) le estimó al miembro superior un espesor de 278 m en un pozo perforado en Tierra Nueva, S.L.P.

Sobreyace discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico, sedimentos continentales del Paleógeno y a la andesita Agua Fría en la zona de Álamos de Martínez, Victoria, Gto. Subyace discordante a las Ignimbritas El Órgano y Santa María, teniendo un contacto abrupto y frecuentemente estando en contacto con un vitrófido negro de 1 a 3 m de espesor y el contacto con la Dacita Potrerillo es un vidrio negro lenticular de hasta 50 cm que en ocasiones se observa un piroclástico de color blanco, delgado que subyace al vidrio y con la Traquita Ojo Caliente teniendo por contacto piroclásticos de color blanco bien estratificados y un vidrio con vesículas rellenas de calcedonia. Es cubierta por ambos miembros de la Riolita Panalillo. Al surponiente del área de Tierra Nueva se encontraron remanentes de clásticos continentales terciarios en la cima de uno de los domos.

García-Pérez (2017) obtuvo una edad por el método U-Pb en circones de  $30.91 \pm 0.60$  Ma en una muestra colectada (DTN-300) en la localidad Los Charcos en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P. En este estudio se obtuvo una edad U-Pb en circones de  $32.81 \pm 0.17$  Ma para una muestra (SA-118) colectada sobre el Arroyo Las Tortugas, en la localidad La Atarjea en el límite oriente del CVRSM en el municipio de San Ciro de Acosta, S.L.P.

### **Intrusivo Palo Verde (Tpv)**

Fue nombrado informalmente como Intrusivo Palo Verde por Labarthe-Hernández *et al.* (1984) en la Hoja Salitrera, tomando como nombre el poblado de Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P. donde se describió como una roca de color gris a café claro, inequigranular, con 20% de fenocristales de ortoclasa, plagioclasa, cuarzo y ferromagnesianos como mineral accesorio. La matriz es microcristalina de cuarzo y feldespato con diseminados de biotita, hornblenda, minerales opacos y fluorita esporádica. Tristán-González (1986a) separó esta unidad en tres *facies* según el cambio de mineralogía: la *facies* central, se halla frecuentemente cloritizada, con abundantes xenolitos metamórficos y es cortada por diques finos de la misma composición; la *facies* intermedia, es la transición con la Riodacita del Carmen, siendo una roca porfirítica con 30 a 40%



de fenocristales de sanidino, plagioclasa y cuarzo, embebidos en matriz microcristalina; y la *facies* externa, conformada por la lava de la unidad Riodacita del Carmen.

Aflora principalmente en el centro, occidente y norte del CVRSM en los municipios de Santa María del Río y Tierra Nueva y en el límite entre los estados de S.L.P. y Gto.

El Intrusivo Palo Verde se encuentra generalmente como una roca de color café oscuro que intemperiza a color amarillo mostaza de forma zonada (Figura 12.A). Se compone de 40% de fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo embebidos en matriz desvitrificada. Los cristales son de forma subhedral a euhedral. Las plagioclasas se hallan zonadas y se presenta textura glomerocristalina. Contiene abundantes xenolitos con bordes de reacción de rocas metamórficas de grano fino parcialmente bandeadas que pudieran corresponder a metareniscas (Figura 12.B).

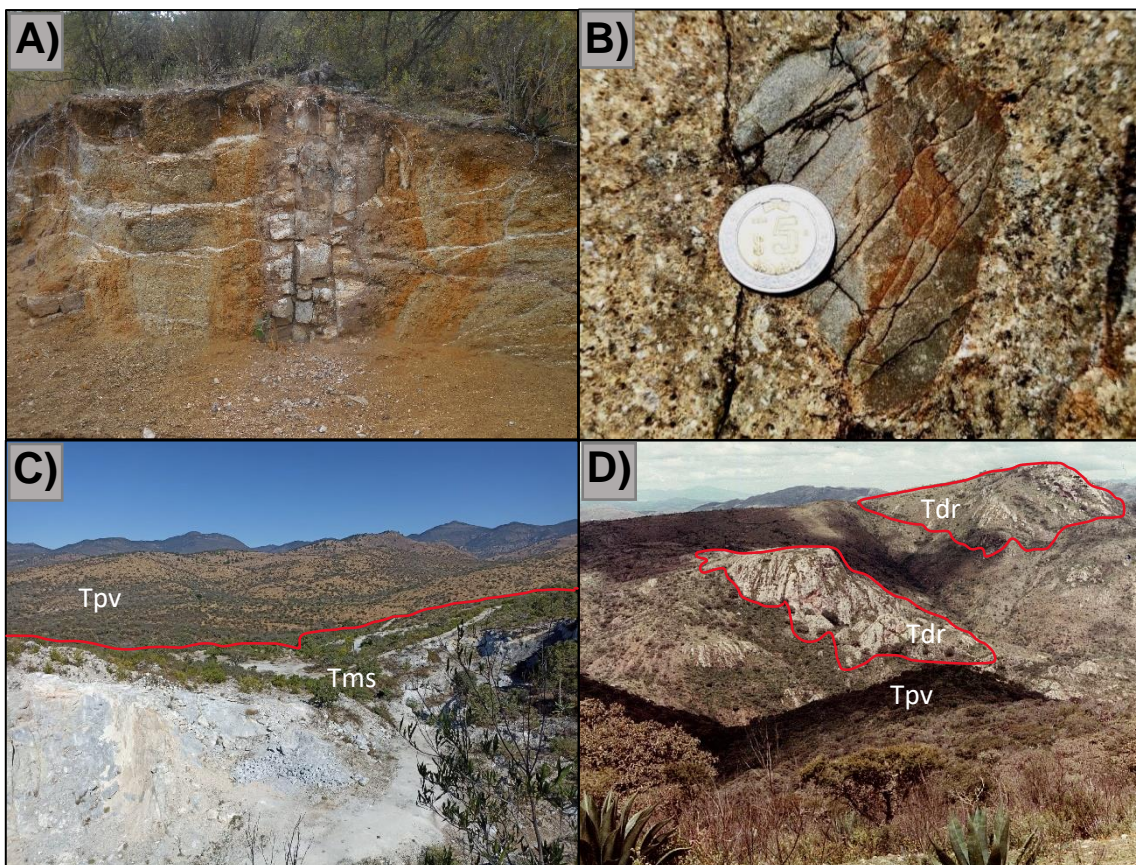


Figura 12.- Características generales de la unidad Intrusivo Palo Verde. A) intemperismo concéntrico. B) fragmentos de xenolitos metamórficos de grano fino con bordes de reacción. C) Vista panorámica de un banco de material de un colgante de caliza recristaliza (Tms) sobre los domos del Intrusivo Palo Verde (Tpv). D) Domos riolíticos (Tdr) emplazados sobre la unidad Intrusivo Palo Verde (Tpv) en la zona del poblado de Lobos, Tierra Nueva, S.L.P.

Los domos endógenos de esta unidad suelen contener colgantes de caliza recristalizada de la Formación El Abra (Figura 12.C) que fueron levantados y metamorfoseados por contacto hallándose principalmente como endoskarns de cuspidina y mármoles (Burt *et al.*, 1991). Los afloramientos son aislados y de menor tamaño para ser cartografiables (Tms en la cartografía del presente estudio), siendo el más grande el que se localiza en las inmediaciones del poblado Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P. y otros menores al poniente del poblado Lobos en el oriente del municipio de Tierra Nueva, S.L.P. Se encuentran alojados en las *facies* intermedia y externa del Intrusivo Palo Verde propuesto por Tristán-González (1986a).

Esta unidad se emplazó como una serie de domos endógenos en el centro y oriente del CVRSM y exógenos en el oriente del campo volcánico.

El Intrusivo Palo Verde sobreyace a la Formación El Abra y subyace a las Ignimbritas El Órgano y Santa María y Dacita Potrerillo. Es cortada por la unidad Domos riolíticos (Figura 12.D) que probablemente correspondan al último pulso más diferenciado del Grupo El Carmen-Palo Verde.

#### **4.3.3. Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María**

Una de las preguntas más frecuentes que se hacen con respecto a las ignimbritas voluminosas del CVRSM es que si fueron emitidas por una misma fuente o proceden de varios conductos, ya sea a través de calderas de colapso o por fisuras. La cartografía que se encuentra hasta el momento muestra que son ignimbritas voluminosas de composición riolítica y con soldamiento fuerte. En la mayoría de los afloramientos sus características litológicas son muy semejantes, al igual que su edad y su geoquímica. Un criterio que se ha manejado para separarlas es su posición estratigráfica con respecto al resto de la secuencia de lavas que las subyacen y sobreyacen. Sin embargo, gran parte de sus afloramientos se encuentran cubiertos por el resto de la secuencia volcánica en todo el campo y al no aflorar continuamente es difícil su correlación. En la cartografía geológica, las ignimbritas que afloran al norponiente y poniente del campo volcánico se les nombró como Ignimbrita Santa María y a las que afloran al nororiente y sur del campo como Ignimbrita El Órgano. De acuerdo a su posición estratigráfica en el CVRSM se les conoce como ignimbritas basales, en gran parte descansando sobre sedimentos marinos del Mesozoico, clásticos continentales del Eoceno, sobre el Grupo de Andesitas Basales, y en algunos casos, sobre las lavas riodacíticas en el poniente y oriente del campo volcánico. La descripción litológica de este grupo de ignimbritas en este trabajo se describen respetando su nomenclatura original con el fin de facilitar su identificación en el mapa geológico.



**Ignimbrita El Órgano (Tor I y Tor II)**

Fue descrita originalmente como Ignimbrita El Órgano por Labarthe-Hernández *et al.* (1984) tomando el nombre del Cerro del Órgano, localizado al nororiente de mina Las Cuevas (hoy Orbia) en el poblado Salitrera, en el municipio de Villa de Zaragoza, S.L.P. Tristán-González (1986a) subdividió a esta unidad en dos miembros (Tor I y Tor II) que se hallan separados por un vitrófido lenticular y dos horizontes de brecha intercalados con flujos de ceniza sin soldar que afloran al oriente de la Carta Tierra Nueva.

Las ignimbritas El Órgano afloran ampliamente en la porción norte del CVRSM y en la parte central del campo en la localidad de San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto. donde se presenta la mayor área de afloramientos y donde se aprecian con detalle los dos miembros.

**Ignimbrita El Órgano Inferior (Tor I)**

La base de la Ignimbrita El Órgano I es una secuencia de oleadas piroclásticas que afloran discontinuamente sobre el CVRSM, teniendo su mejor exposición y distribución hacia la porción central y meridional del área de estudio. Este depósito se le ha descrito como Toba Álamos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) en la Hoja El Realito y se describe como un paquete de oleadas piroclásticas de color café rojizo, gris claro y amarillo crema, dispuestos en capas delgadas y onduladas menores a 40 cm. Este depósito se compone de líticos de vitrófido y líticos rojizos, así como fenocristales de cuarzo y sanidino que están envueltos en una matriz de ceniza desvitrificada. En el área de la presa El Realito su cima está soldada y presenta aspecto bandeado (Figura 13.A). Subyaciendo a las oleadas piroclásticas se encuentra un vitrófido basal de color negro que llega a medir hasta 2 m de espesor. Este vitrófido es de forma lenticular y presenta escasos fenocristales (10%) de sanidino, plagioclasa y cuarzo, así como *fiammes* lenticulares de color negro, embebidos en la matriz vítrea.

Sobreyaciendo al vitrófido, se localiza una capa de ignimbrita muy alterada a arcillas que cambia transicionalmente hacia la ignimbrita desvitrificada. Esta ignimbrita se dispone en capas menores a 20 cm y presenta una variedad de colores que varían desde el morado, gris, rosa y café rojizo. Cuando se intemperiza adquiere colores café, gris oscuro y amarillo ocre. Se compone entre 25 a 40% de fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y escasos líticos oxidados, que están embebidos en una matriz de ceniza desvitrificada.

El contenido de líticos es abundante en la porción inferior y se vuelven escasos hacia la cima. Contiene abundante pómez de color gris claro a amarillo ocre, de forma lenticular y muy alargada

en sus extremos (de 3 a 7 cm de largo) que suele darle un aspecto “rayado” a la roca (Figura 13.B). Cuando está muy soldada presenta *fiammes* de color gris rosáceo a blanco crema y con forma lenticular. El grado de soldamiento aumenta desde la base de la ignimbrita hacia su cima y llega a encontrarse densamente soldada, hasta exhibir pliegues por reomorfismo en la roca (Figura 13.C). La cima de esta ignimbrita presenta estructura columnar bien desarrollada (Figura 13.D), con una foliación horizontal desarrollada que le da un aspecto en “escalones”. En ciertos afloramientos, también es común que su cima se encuentre brechosa y con abundantes cavidades.

En algunos afloramientos la ignimbrita se halla alterada por oxidación y fase vapor que removió la pómez y endureció la matriz, dándole un tono blanquecino a rojizo a la roca. Comúnmente la ignimbrita intemperiza formando “terrones” de roca suelta.

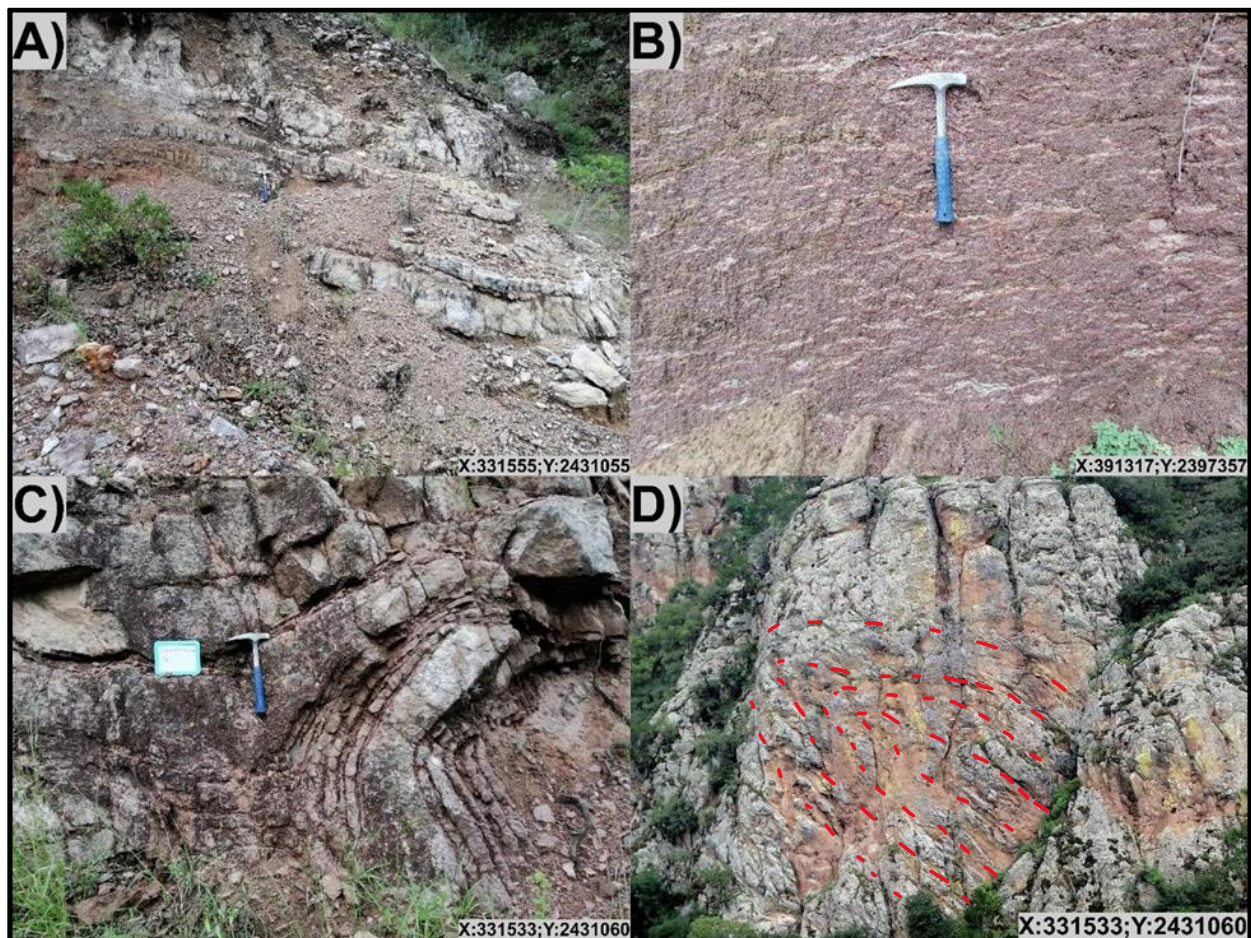


Figura 13.- Características generales de la Ignimbrita El Órgano Inferior. A) base de la ignimbrita compuesto de oleadas piroclásticas de color blanco y dispuesto en capas menores a 40 cm (Toba Álamos). B) ignimbrita con abundantes *fiammes* que le dan el aspecto “rayado” a la roca. C) Gran desarrollo de pliegues por reomorfismo durante el flujo de la ignimbrita. D) Afloramiento de la ignimbrita con espesor de 200 m, estructura columnar y pliegues de reomorfismo. Presenta un espesor de 200 m, localizado a 2 km al poniente de mina Las Cuevas, en Villa de Zaragoza, S.L.P.



### Ignimbrita El Órgano Superior (Tor II)

La base de la Ignimbrita El Órgano Superior consiste de un vitrófido de color negro de hasta 10 m de espesor que sobreyace a la Ignimbrita El Órgano Inferior (Figura 14.A). El vitrófido es rico en fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. Presenta *fiammes* de color negro. Sobreyaciendo al vitrófido basal, se encuentra una zona de ignimbrita alterada, de color café a rosa, muy enriquecida en líticos, principalmente de lava dacítica cristalina de color gris.



Figura 14.- Aspecto general de la Ignimbrita El Órgano Superior. A) Sobreyace al miembro inferior mediante un vitrófido de hasta 10 m de espesor en el área de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto. B) Ignimbrita muy soldada, rica en fenocristales de cuarzo y sanidino y con pómez colapsada de forma planar que le da un aspecto “rayado”. C) Cima de la ignimbrita que comúnmente exhibe estructura columnar bien desarrollada al nororiente de San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.

La ignimbrita desvitrificada presenta colores café rojizo, morado claro, rosa oscuro y café claro, que al intemperizarse adquiere colores café oscuro a gris oscuro. La roca se compone entre 30 a 50% de fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita “sana” a oxidada, embebidos en

una matriz de ceniza desvitrificada; los cristales se hallan fracturados y la mayoría se encuentran rotos. Presenta abundantes fiammes de color blanco a gris rosáceo, de forma lenticular y ricas en fenocristales de cuarzo y sanidino (Figura 14.B). Presenta pocos líticos de lava color gris oscuro de composición dacítica. El grado de soldamiento es mayor que en el miembro inferior, presentándose muy soldada hasta densamente soldada. Presenta estructura columnar en la cima (Figura 14.C), aunque también suele hallarse masiva. Cuando se altera la ignimbrita, forma “terrones” deleznable y presenta exfoliación esferoidal generando “bolas” cuando se erosiona. Los espesores obtenidos para la Ignimbrita El Órgano se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1.- Espesores reportados para la Ignimbrita El Órgano (Tor) y sus miembros inferior (Tor I) y superior (Tor II).

Autor	Unidad	Método	Espesor	Localidad
Grasel (1979)	Tor	Sección medida	120 m	Norte del arroyo La Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.
			150 m	El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P.
			170 m	Estanco, Villa de Zaragoza, S.L.P.
Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1984)	Tor	Espesor estimado	120 m	Cerro El Órgano, Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.
	Tor		100 m	El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P.
Tristán-González (1986)	Tor I	Espesor estimado	120 m	Perfil geológico C-C' Hoja Tierra Nueva
	Tor II		120 m	Cerro El Pinito, San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.
Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1989)	Tor	Espesor estimado	250 m	Norponiente de la Sierra El Camarón, Santa María del Río, S.L.P.
García-Pérez (2017)	Tor I	Espesor estimado	140 m	Rancho Viejo, Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P.
	Tor		420 m	Intersección Río Santa María y Río El Desmonte, Lobos, San Luis de la Paz Gto.
Hernández-García (2018)	Tor	Espesor estimado	400 m	Vergel de Bemalejo, San Luis de la Paz, Gto.
	Tor		800 m	San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.
Este estudio	Tor	Curvas de nivel	240 m	El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P.
	Tor		220 m	A 2 km al oriente de Mina Las Cuevas, Villa de Zaragoza, S.L.P.
	Tor		160 m	La Alameda, San Cirio de Acosta, S.L.P.
	Tor II		140 m	Oriente de Vergel de Bemalejo, San Luis de la Paz, Gto.
	Tor		600 m	Adjuntas de Arriba, San Luis de la Paz, Gto.

La Ignimbrita El Órgano sobreyace discordantemente a los sedimentos marinos de las Formaciones Trancas, El Abra y Soyatal, a los clásticos continentales de la Formación Cenicera y a las rocas volcánicas Andesita Salitrera, andesita Agua Fría de la Hoja El Realito y Riodacita del Carmen, teniendo como contacto una secuencia de oleadas piroclásticas de color blanco y/o un vitrófido de color negro. Subyace a la Ignimbrita Santa María. Subyace discordantemente a ambos miembros de la Dacita Potrerillo, Andesita Estanco y Domos Riolícticos, teniendo en su contacto tobas de color blanco que cambian a un vidrio de color negro.

La Ignimbrita El Órgano presenta una edad entre los  $32.94 \pm 0.22$  Ma (edad U-Pb en circones; Jaimes-Viera *et al.*, 2022) para la parte oriental del campo volcánico y los  $28.03 \pm 0.31$  Ma (edad K-Ar en roca entera; Ruíz, 1980) para la zona norte.

Tabla 2.- Edades reportadas por el método K-Ar y U-Pb de la Ignimbrita El Órgano.

Muestra	UTM X	UTM Y	Autor	Método	Fracción	Unidad	Edad	Localidad
CS01	-	-	Ruíz (1980)	K-Ar	Roca entera	Tor	28.03 ± 0.31 Ma	Mina La Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.
X648 N. 180	-	-			Roca entera	Tor	29.1 ± 0.32 Ma	Mina La Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.
CS02	-	-			Roca entera	Tor	29.12 ± 0.32 Ma	Mina La Consentida, Villa de Zaragoza, S.L.P.
B	336835	2427371	Ruíz <i>et al.</i> (1980)	K-Ar	Feldespatos + cuarzo	Tor	29.1 ± 0.3 Ma	Mina Las Cuevas, Villa de Zaragoza, S.L.P.
B	336835	2427371			Roca entera	Tor	30.2 ± 0.3 Ma	Mina Las Cuevas, Villa de Zaragoza, S.L.P.
DFP-B	336835	2427371	Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1982)	K-Ar	Feldespatos potásico	Tor	31.9 ± 0.7 Ma	7 km al oriente de Mina Las Cuevas, Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.
TG-1	347050	2430420	Tristán-González <i>et al.</i> (2009)	K-Ar	Roca entera	Tor	31.7 ± 0.5 Ma	Atotonilco, Ciudad Fernández, S.L.P.
CSA9-1	366137	2391516	Jaimes-Viera <i>et al.</i> (2022)	U-Pb	Circón	Tor I	30.63 ± 0.21 Ma	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.
CSA7-7	359031	2383227		U-Pb	Circón	Tor I	31.15 ± 0.16 Ma	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.
CSA7-8	359039	2383246		U-Pb	Circón	Tor II	30.98 ± 0.19 Ma	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.
SA-105	391891	2398031		U-Pb	Circón	Tor	32.94 ± 0.22 Ma	La Alameda, San Cirio de Acosta, S.L.P.

Edades reportadas por el método K-Ar y U-Pb: **Tor**, Ignimbrita El Órgano; **Tor I**, Ignimbrita El Órgano Inferior; **Tor II**, Ignimbrita El Órgano Superior. Las corrientes se muestran en UTM Z 14 N. con datum WGS84.

### Ignimbrita Santa María (Tis)

La Ignimbrita Santa María fue descrita inicialmente en la Hoja Santa María del Río (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980) y elevada formalmente como unidad por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). La Ignimbrita Santa María aflora al poniente del área de estudio, en las serranías aledañas a la cabecera municipal de Santa María del Río donde se encuentra su localidad tipo. También aflora en los cerros próximos a las localidades Presa de Dolores, Fracción Uno, Temascalillo, El Palmarito, oriente de Labor del Río en el municipio de Santa María del Río, S.L.P. La base de la ignimbrita se compone de una secuencia de oleadas piroclásticas con disposición tabular a ondulada que aflora de forma discontinua y lenticular donde se aprecian como capas delgadas menores a 50 cm, con abundantes líticos y fenocristales de cuarzo, envueltos en una matriz de ceniza compacta. Llega a presentar un espesor de 33 m.

Sobreyaciendo a estas oleadas piroclásticas, se encuentra un vitrófido de color negro, de forma tabular y lenticular, que presenta 35% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa y sanidino, con formas subhedrales y embebidos en una matriz vítrea sana (Figura 15.A). Sobreyaciendo al vitrófido, se encuentra una capa de 4 m de espesor donde cambia de manera transicional el vitrófido hacia la ignimbrita desvitrificada. La parte inferior de la ignimbrita desvitrificada se encuentra muy soldada, con 45% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita oxidada y *fiammes* de color gris, embebidos en una matriz de ceniza alterada y desvitrificada.

La ignimbrita desvitrificada presenta colores gris claro a café rosáceo que intemperiza a color gris y café oscuro. Presenta entre 30% a 45% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita



oxidada; con formas subhedrales, la mayoría de los cristales se hallan rotos y fracturados, embebidos en una matriz de ceniza desvitrificada. El contenido de líticos es escaso. La pómez presenta colores blanco, gris claro y rosa crema, con alto contenido en fenocristales de cuarzo, sanidino y óxidos de hierro. Generalmente, la pómez se encuentra colapsada y cuando se erosiona deja cavidades lenticulares en la roca. El grado de soldamiento de la ignimbrita es generalmente alto. En campo, se observa comúnmente el desarrollo de columnas en la cima y la ignimbrita se dispone en capas menores a 60 cm (Figura 15.B).

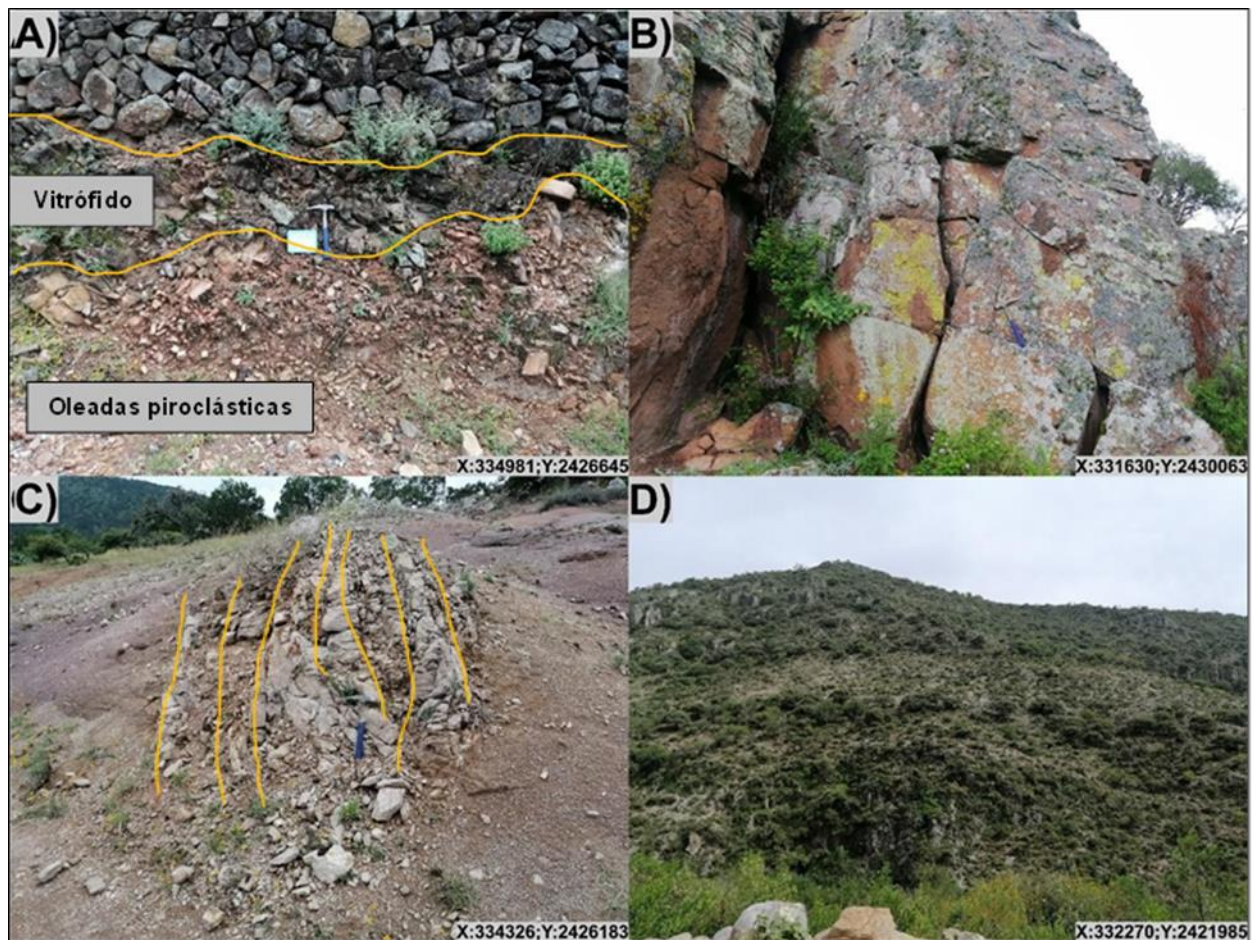


Figura 15.- Características generales de la Ignimbrita Santa María. A) Base de la ignimbrita compuesto por oleadas piroclásticas dispuestos en capas delgadas que subyacen a un vitrófido de color negro lenticular. B) Cima de la Ignimbrita con estructura columnar, apreciándose su basculamiento. C) Dique piroclástico con orientación NW-SE de la Ignimbrita Santa María que corta a la Ignimbrita El Órgano. D) Vista panorámica de la ignimbrita al oriente de Peregrina de Arriba, Santa María del Río, con un espesor de 368 m.

El intemperismo se presenta como disyunción esferoidal. Se ha detectado un dique piroclástico de esta unidad que corta a la Ignimbrita El Órgano al norponiente del área de estudio, al surponiente del poblado La Salitrera (Figura 15.C). El dique presenta una orientación NW-SE, dispuesto en

diaclasas menores a 50 cm y con foliación vertical. Se compone de una ignimbrita de soldamiento alto, de color café claro que intemperiza a gris claro. Contiene 45% de fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita, embebidos en una matriz de ceniza desvitrificada. Presenta pómez muy colapsada de color rosa crema, rica en fenocristales de cuarzo, sanidino y biotita.

Los espesores reportados para la Ignimbrita Santa María se presentan en la Tabla 3. En este estudio se estimó a partir de curvas de nivel un espesor de 368 m en las proximidades del poblado El Ranchito (Figura 15.D), en el municipio de Santa María del Río, S.L.P.

Tabla 3.- Espesores reportados para la unidad Ignimbrita Santa María.

Autor	Unidad	Método	Espesor	Localidad
Grasel (1979)	Tis	Espesor estimado	120 m	Norte de Rancho de En Medio, Villa de Zaragoza, S.L.P.
Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1982)	Tis	Sección medida	60 m	Arroyo La Cenicera, Villa de Reyes
		Pozo perforado	81 m	Cañada de Yáñez, Santa María del Río
		Pozo perforado	130 m	Cañada de Yáñez, Santa María del Río
Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1983)	Tis	Espesor estimado	300 m	Ranchería del Cemito, Tierra Nueva, S.L.P.
Labarthe-Hernández <i>et al.</i> (1984)	Tis	Espesor estimado	80 m	Camino Ranchito de Juárez-La Cuesta, Villa de Zaragoza, S.L.P.
	Tis	Espesor estimado	200 m	Camino Villa de Zaragoza-Salitrera, S.L.P.
	Tis	Espesor estimado	200 m	Arroyo de El Salto al norte de Estanco, Villa de Zaragoza, S.L.P.
	Tis	Espesor estimado	300 m	Río Santa María-Mesa Salispuedes (Sin aflorar su base), Santa María del Río, S.L.P.
Tristán-González (1986)	Tis	Espesor estimado	180 m	Poniente de la Carta Tierra Nueva
Jasso-Lara (2015)	Tis	Espesor estimado	130 m	Cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P.
<b>Este estudio</b>	<b>Tis</b>	<b>Curvas de nivel</b>	<b>368 m</b>	<b>Camino de Peregrina de Arriba-El Ranchito, Santa María del Río, S.L.P.</b>

Sobreyace discordante a las formaciones cretácicas Soyatal, Indidura y Caracol y a las unidades cenozoicas: Formación Cenicera, Andesita Salitrera y al Grupo El Carmen-Palo Verde; teniendo como contacto generalmente oleadas piroclásticas y un vitrófido lenticular de color negro. Subyace de forma discordante a la andesita Estanco, Traquita Ojo Caliente, Dacita Potrerillo, Latita Portezuelo, toba Pinos y es cortada por diques piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior.

Las edades reportadas para la Ignimbrita Santa María se muestran en la Tabla 4. En este estudio se obtuvo una edad de  $31.79 \pm 0.25$  Ma por el método U-Pb en circones de la muestra SA121-1 colectada al norte del poblado Estanco, en el municipio de Villa de Zaragoza, S.L.P.

Tabla 4.- Edades isotópicas reportadas para la unidad Ignimbrita Santa María en el CVRSM.

Muestra	UTM X	UTM Y	Autor	Método	Fracción	Unidad	Edad	Localidad
SLP01-44	320713	2412551			Roca entera		$31.3 \pm 0.7$ Ma	Cerro El Original, Santa María del Río, S.L.P.
SLP99-05	347076	2430388	Tristán-González <i>et al.</i> (2009)	K-Ar	Feldespatos	Tis	$31.7 \pm 0.5$ Ma	Suroriente de Atotonilco, Rioverde, S.L.P.
SLP01-20	320713	2412551			Roca entera		$32.5 \pm 0.8$ Ma	Cerro de San Pedro, S.L.P.
Bot-1	320814	2412398	Botero-Santa <i>et al.</i> (2020)	U-Pb	Circoncón	Tis	$30.9 \pm 0.28$ Ma	Cerro El Original, Santa María del Río, S.L.P.
SA-80A	318840	2415388	Jaimes-Viera <i>et al.</i> (2021)	U-Pb	Circoncón	Tis	$31.31 \pm 0.21$ Ma	Sur de Ojo Caliente, Santa María del Río, S.L.P.
SA121-1	331630	2430063	<b>Este estudio</b>	U-Pb	Circoncón	Tis	$31.79 \pm 0.25$ Ma	Norte de Estanco, Villa de Zaragoza, S.L.P.

Las coordenadas se presentan en UTM Zona 14 con datum WGS84

#### **4.3.4. Grupo Ojo Caliente-Potreriillo**

Dentro del norte y centro del CVRSM se encuentran una serie de rocas de composición dacítica que forman cadenas de domos que se emplazaron a través de conductos fisurales con una orientación NW, que en la porción norponiente de campo se emplazaron a través de múltiples diques formándose cadenas de domos exógenos y endógenos a lo largo de ellos, en la porción occidental del CVRSM afloran en una franja de unos 35 km de largo por unos 20 km de ancho, desde el límite suroriente del *graben* de Villa de Reyes, S.L.P. hasta las inmediaciones de la población de Tierra Nueva, S.L.P., a estas lavas que formaron cadenas de domos fueron nombrados como Traquita Ojo Caliente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Tristán-González, 1986a). En la porción más occidental del CVRSM, al poniente de Santa María del Río, S.L.P. esta unidad llega a presentar cuatro unidades separadas por vidrios donde se observó una variación mineralógica siendo más dacítica en las unidades inferiores que se vuelven más riolíticas en las unidades superiores (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, Aguillón-Robles *et al.*, 2004, Medina-Romero, 2008). La franja comprendida entre la localidad de la Salitrera al norte del CVRSM hasta el cauce del Río Santa María en el sur, se le nombro en la cartografía inicial como Dacita Potrerillo compuesta principalmente por dos unidades de flujo (Dacita Potrerillo I y II) y que serían equivalentes a las unidades superiores de la Traquita Ojo Caliente que afloran en el occidente del campo, estos paquetes de rocas de composición dacítica se extienden hasta la porción nororiental del campo donde descansan sobre la Ignimbrita el Órgano y las rocas carbonatadas de la Formación El Abra; en la localidad del Vallecito de La Cruz-Cañada de San Juan en la zona nororiente del campo, se encuentra una secuencia que se inicia con una andesita continuando con dacitas (cinco flujos separados por vidrio) y hacia la cima paquetes de andesitas, dando el nombre a esta secuencia de dacitas y andesitas como Serie Potrerillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). En la porción oriental de campo a la altura de El Realito, San Luis de la Paz y Álamos de Martínez, Victoria, Gto. y toda la franja que limita el oriente del CVRSM que se continua hasta la altura de la carretera San Luis de La Paz-Xichú, estas lavas forman la base de la secuencia volcánica del campo donde se emplazaron formando domos exógenos que originaron derrames extensos. Otra secuencia de estos domos se localiza entre el Río Santa María, Álamos de Martínez y El Vergel que se están considerando como domos periféricos de una estructura semicircular descrita como Arco de San Antón (Tristán-González, 1986a) perteneciente a una posible caldera de colapso que originó los



flujos de Ignimbritas El Órgano (Tristán-González, 1986a; Tristán-González *et al.*, 2012), en esta zona se pueden apreciar cuando menos dos paquetes de dacita y en su parte superior culminan con una lava andesítica.

Una característica sobresaliente es la presencia de andesitas tanto en su base como intercaladas, el caso de las andesitas basales se encuentra la unidad Andesita Golondrinas que afloran en el poniente del campo, en las Hojas Melchor y Tierra Nueva (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983; Tristán-González, 1986a) y la que aflora en la base de la serie Potrerillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) en algunas localidades con derrames andesíticos se intercalan o se encuentran en la cima de la Traquita Ojo Caliente donde se les dio el nombre de Andesita Agua Fría en la carta minera Santa María (Aguillón-Robles *et al.*, 2004) y andesita Estanco en la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). Por lo general la emisión de estas dacitas y andesitas se iniciaron con horizontes de oleadas piroclásticas de poco espesor.

Como se puede apreciar estas dacitas forman quizá el mayor volumen de rocas del norte y centro del CVRSM que en la mayor parte formaron domos exógenos y algunos casos se pueden apreciar los diques por donde se emplazaron, es muy común que su morfología se presente en forma de mesetas.

Para la descripción de este grupo se seguirá respetando los nombres originales para fines estratigráficos, puesto que son unidades que se han cartografiado como unidades individuales. En este trabajo se presentan nuevas descripciones de campo, estudios petrográficos, geoquímicos y fechamientos U-Pb.

### **Andesita Golondrinas (Tan)**

Esta andesita forma la base del Grupo Ojo Caliente-Potrerillo, fue descrita informalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1983) en la Hoja Melchor para definir un derrame de lava andesítica que sobreyace a la Ignimbrita Santa María y subyace a la Traquita Ojo Caliente. Fue descrita en las Cartas Melchor y Tierra Nueva (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983 y Tristán-González, 1986a) como una roca de color negro a café oscuro, afanítica, con aislados fenocristales de plagioclasa, biotita y óxidos de hierro, embebidos en una matriz vítrea. En su base contiene abundantes vesículas elongadas con dirección al flujo que suelen estar rellenas de calcedonia.

Aflora al surponiente del área de estudio, relleno de depresiones en las cercanías de los poblados La Cañada, El Carmen, suroriente de la Presa de Dolores y en afloramientos dispersos al suroriente de las localidades Villela y El Tule en Tierra Nueva, S.L.P.

Se trata de un derrame de lava de composición andesítica, de color negro a gris verdoso que intemperiza a café rojizo y dispuesto en lajas menores a 30 cm. Presenta 5% de fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita oxidada; esporádicos glomerocristales de plagioclasa y óxidos de hierro, embebidos en una matriz desvitrificada. Suele hallarse oxidada y con diaclasamiento vertical.

Labarthe-Hernández *et al.* (1983) midieron un espesor de 20 m en un cerro al oriente del poblado Villela que aumenta hasta 60 m hacia el norte en la parte alta del Arroyo El Muerto, al norte de El Quiote, Tierra Nueva. Tristán-González (1986a) estimó un espesor de 40 m en el cerro de la Cruz al surponiente del poblado El Durazno, Tierra Nueva, S.L.P.

Sobreyace discordantemente a la Riodacita del Carmen e Ignimbrita Santa María. Subyace a las unidades Traquita Ojo Caliente y Riolita San Miguelito hallándose en el contacto brechada. También subyace a la Toba El Quiote y Basalto Cabras, siendo el contacto una toba lenticular de color verde claro.

### **Traquita Ojo Caliente (Toc)**

Fue descrita inicialmente por Grasel (1979) como “*Brown unit*” en la cartografía geológica del distrito minero La Salitrera. Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) la nombraron informalmente Traquita Ojo Caliente, tomando como localidad tipo el poblado de Ojo Caliente y sección tipo al norte de la cabecera municipal de San María del Río. Posteriormente, Labarthe-Hernández *et al.* (1982) la nombraron formalmente con el mismo nombre y la describieron de la siguiente manera: derrame lávico, de color gris claro a café grisáceo, de textura microporfirítica, con 5% de fenocristales de sanidino euhedral, aisladas plagioclasas, clinopiroxeno alterados a serpentina y óxidos de hierro, embebidos en una matriz desvitrificada con bandeamiento de flujo. Labarthe-Hernández *et al.* (1983) reportaron en la Hoja Melchor que esta unidad está dividida por una toba de color blanco que denominaron Toba Tule (Ttu) que se compone de flujos de ceniza de color rosa, blanco y amarillo sin soldar a soldada hacia la cima, compuesta de 15% de fenocristales de cuarzo y sanidino y esporádicos líticos, envueltos en una matriz de ceniza desvitrificada. La Toba Tule llega a presentar un espesor de 100 m.

Aflora al norponiente del área de estudio. Se distribuye en los poblados Cañada de Yáñez, El Palmarito, La Cardona, Fracción de Hacienda Vieja y en las serranías aledañas a la cabecera municipal de Santa María del Río. También aflora en el poblado El Carmen, Tierra Nueva, S.L.P.

La base de la Traquita Ojo Caliente es una oleada piroclástica de color blanco crema, dispuesta en capas delgadas que aflora discontinuamente. Sobreyaciendo a este depósito, se encuentra un vidrio de color negro que subyace a la lava desvitrificada. Estas lavas se emplazaron a través de diques de diferentes dimensiones con orientación preferencial NW-SE desarrollándose a lo largo de sus conductos domos endógenos y exógenos que desarrollaron extensas coladas de lava donde se aprecian con estructura columnar. Los flujos de lava de esta unidad se pueden separar en dos paquetes en la zona de Santa María del Río, S.L.P.:

Flujo inferior: es una lava porfirítica de color gris rojizo, con 25 a 30% de fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y ferromagnesianos de formas subhedrales (Figura 16.A). La matriz está desvitrificada, contiene textura fluidal y bandas de esferulitas y óxidos que envuelven a los fenocristales. Presenta en sus zonas fuente brechas con arreglo caótico, una estructura masiva con foliaciones volcánicas verticales y alteración por fase vapor (Espinoza-López, 2016) y en los lóbulos de las coladas se halla con estructura columnar que fueron basculadas al NE por efecto de fallas normales con orientación NW-SE. Es cortada por fallas normales y diques piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior.

Flujo superior: se conforma en su base por un vidrio alterado de color negro y de forma lenticular. La lava es de color café rojizo, microporfirítica, con 10 a 15% de fenocristales de sanidino, plagioclasa, biotita oxidada y ferromagnesianos oxidados; son de formas subhedrales y forman glomero-cristales, embebidos en una matriz desvitrificada y oxidada (Figura 16.B). Presenta escasos líticos angulosos de color amarillo ocre. Contiene microcavidades elongadas a la dirección del flujo rellenas de cuarzo y feldespatos alcalinos, con bordes oxidados. La lava presenta textura fluidal, se halla diaclasada verticalmente y basculada al NE. Es cortada comúnmente por fallas normales y laterales de orientación NW-SE, así como también, por diques piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior.

Estos flujos de lava llegan a ser cortados por diques de lava basáltica con orientación NW-SE. La lava es de color negro, porfirítico, con 15% de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, piroxeno y ferromagnesianos oxidados, embebidos en una matriz vítrea.

Esta unidad se emplazó comúnmente a través de diques de lava que desarrollaron a lo largo de ellos domos endógenos con orientación NW-SE con foliación vertical (Figura 16.C) y que llegaron a levantar la secuencia volcánica antigua (Ignimbrita Santa María) en la parte norte del campo volcánico. Los márgenes de los diques son vidrios de color negro. La parte interna es una lava

desvitrificada de color café rojizo, con foliación vertical en capas menores de 15 cm de ancho. Contiene fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y óxidos de hierro, embebidos en una matriz desvitrificada y fluidal (textura traquítica, bandeamiento de cristales de sanidino). Presenta glomero-cristales y xenolitos angulosos de color amarillo ocre sin bordes de reacción. Los diques de lava se emplazaron multiepisódicamente en zonas de cizalla que actuaron posterior a su emplazamiento, formando brechas y en estructuras sigmoidales de los diques.

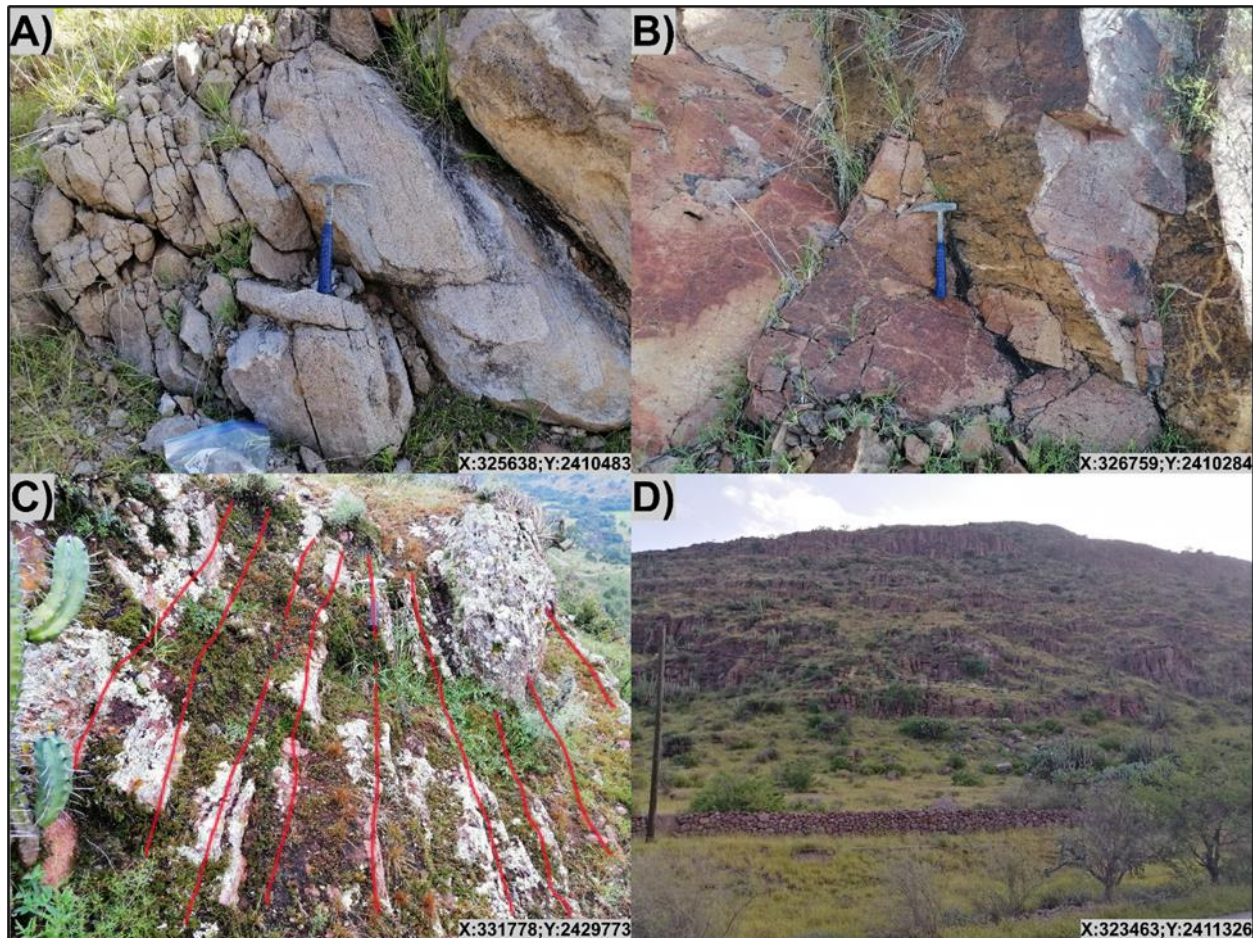


Figura 16.- Características generales de la unidad Traquita Ojo Caliente. A) Flujo inferior compuesto por una lava dacítica con foliación de flujo bien desarrollado. B) Flujo superior compuesto por una lava dacítica a andesítica de color café rojizo que presenta bandeamiento y textura de flujo traquítico (bandas de sanidino y plagioclasa y esferulitas paralelas al flujo de lava). C) Detalle de la porción interna de un dique de lava con foliación vertical en capas delgadas menores a 15 cm delimitadas en líneas de color rojo. Estos diques conforman los bordes de un domo endógeno que se emplazó en zonas de debilidad anteriormente formadas, principalmente en zonas de cizalla y que levantaron la secuencia (Ignimbrita Santa María). Llegan a medir hasta 40 m de espesor. D) Aspecto general de la Traquita Ojo Caliente que desarrolla estructura columnar.

Presenta los siguientes espesores: en este estudio se obtuvo un espesor medido a partir de curvas de nivel de 181 m en la localidad Fracción Sánchez (Figura 16.D). Labarthe-Hernández *et al.*

(1984) reportaron un espesor de 200 m en el poblado de Agua Zarca al sur de Estanco del Carmen en Villa de Zaragoza, S.L.P.; en Peregrina de Abajo 120 m; en el cerro Colorado 140 m; y en la mesa Salsipuedes 160 m. Labarthe-Hernández *et al.* (1983) obtuvieron un espesor de 200 m en la parte central norte de la Hoja Melchor. Tristán-González (1986a) reportó un espesor de 220 m al norte de la comunidad Salsipuedes. Medina-Romero (2008) le estimó 250 m cercano a la localidad El Tepozán y de 100 m al norte de la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P.

Sobreyace discordante a la Formación Indidura en el área de Santa María del Río, Riodacita del Carmen, Ignimbrita Santa María teniendo en su base una oleada piroclástica de color amarillo crema y un vidrio de color negro. Subyace a la Dacita Potrerillo y de forma discordante a la Andesita Golondrinas, Latita Portezuelo, andesita Estanco y Basalto Cabras. La Traquita Ojo Caliente es cortada y cubierta por diques piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior.

Medina-Romero (2008) y Tristán-González *et al.* (2009a) obtuvieron las siguientes edades por el método K-Ar: de  $31.8 \pm 0.7$  Ma (roca total) en la localidad Ojo Caliente;  $32.7 \pm 0.8$  Ma (feldespato alcalino) en la localidad de Santa María del Río;  $33.4 \pm 0.8$  Ma (roca total) en la presa La Yerbabuena;  $31.8 \pm 0.8$  Ma (roca total) en el poblado El Soyate;  $31.6 \pm 0.8$  Ma (roca total) en la carretera federal No. 57 al norte de la localidad Ojo Caliente; y  $32.2 \pm 0.8$  Ma (roca total) El Capulín, Rioverde, S.L.P. Botero-Santa *et al.* (2020) obtuvieron una edad U-Pb en circones de  $30.2 \pm 0.75$  Ma cercano al cerro El Original en la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. En este estudio, se obtuvo una edad U-Pb en circones de  $31.45 \pm 0.24$  Ma en la muestra SA120-2 colectada en el poblado Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P.

### **Dacita Potrerillo (Tdp)**

Fue descrita inicialmente por Grasel (1979) en la cartografía geológica del distrito minero La Salitrera como “*Purple unit*”. Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.* (1984) en la Hoja Salitrera la definieron informalmente como Dacita Potrerillo, tomando como localidad tipo el poblado Potrerillo, ubicado en el camino Salitrera-San José de Albuquerque. Fue subdividida en dos miembros (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984 y Tristán-González, 1986a): el miembro inferior (Tdp I) que es predominantemente de composición dacítica, consiste de una secuencia de al menos cinco flujos de lava porfirítica de color café rojizo, con 10 a 15% de fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa, que están separados por capas de vitrófido y vidrio. Presenta abundantes pliegues de flujo y esferulitas de color café oscuro y rojizo; y el miembro superior (Tdp II) que es de composición andesítica con intercalaciones de flujos dacíticos hacia su base y flujos basálticos en

su cima. Consiste de una lava porfirítica de color gris a café oscuro, con 5 a 15% de fenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz desvitrificada.

Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva reportó que la parte media del miembro superior contiene un paquete de flujos de ceniza fina y brechas en su base que se intercalan con dos derrames de lava andesítica lenticulares, que denominó Toba Jofre (Taj). Esta secuencia inicia con una brecha compactada, con fragmentos subredondeados de la Riodacita del Carmen; los flujos de ceniza son de color blanco, rosa crema y café ocre, dispuestos en capas menores a 10 cm, con abundantes líticos y pómez sin colapsar y algunas capas de material brechoso con matriz de ceniza fina (co-ignimbrita). Este paquete es cortado por diques de brecha. Su espesor aumenta hacia el poniente de la Carta Tierra Nueva, alcanzando hasta 80 m cercano al poblado de Jofre, San Luis de la Paz, Gto. La Toba Jofre presenta un mecanismo de emisión similar a la Ignimbrita Panalillo Inferior que aflora en los *grabens* de Enramadas y Santa Rosa localizados al poniente del campo volcánico, por lo que pudiera corresponder al mismo evento de emplazamiento.

El miembro inferior se localiza en la parte norte y centro del área de estudio y presenta una forma semicircular que constituye el “Arco de San Antón” propuesto por Tristán-González (1986a) quien le consideró como su zona fuente. Al centro del área de estudio, constituye la cima de la Sierra El Camarón, Santa María del Río, S.L.P. En la porción norte del área de estudio, aflora en los siguientes poblados: Labor del Río, Las Torrecitas, La Laborcilla, Milpa Grande, Arroyo Grande, Cañada Grande, Santa María del Río; La Yesca, Tortugas de Abajo y Vallecito de la Cruz. Hacia el oriente, aflora cercano a los poblados La Alameda, Puerto de Chapalitas y al poniente de la localidad El Aguacate, en el municipio de Rio Verde, S.L.P. El miembro superior aflora al sur de la estructura denominada “arco de San Antón” y corona a un cerro al norte del poblado Nogales que se encuentran al surponiente de la presa El Realito en San Luis de la Paz, Gto.

### **Dacita Potrerillo Inferior (Tdp I)**

La base comienza con una secuencia de oleadas piroclásticas de color gris, morado y amarillo claro, con estratificación delgada, compuesto de líticos y fenocristales de cuarzo y sanidino, envueltos en una matriz de ceniza desvitrificada. Este depósito aflora discontinuamente, en capas menores a 10 cm y con espesores de 1 a 10 m (Figura 17.A), teniendo mayor espesor en las inmediaciones de San Antón ubicado en el municipio de San Luis de la Paz, Gto. Sobreyaciendo a las oleadas piroclásticas, se localiza un vidrio de color negro, de forma lenticular y rico en fenocristales de plagioclasa ahumada que presenta espesores de 1 a 4 m.



La Dacita Potrerillo Inferior se conforma por una secuencia de lavas con composiciones dacítica a andesítica, dispuesto en capas menores a 30 cm (Figura 17.B). La lava es de color rosa a café oscuro que intemperiza a colores morado oscuro y café rojizo. Contiene entre 15 a 20% de fenocristales de plagioclasa, ferromagnesianos oxidados, hornblenda, poco sanidino, biotita oxidada y escaso cuarzo; con cristales subhedrales y embebidos en una matriz desvitrificada. Presenta abundantes pliegues y bandeamiento de flujo. En algunos afloramientos presenta esferulitas de color café rojizo y tamaño menor a 10 cm.

Presenta lajeamiento vertical, subhorizontal y en la cima tiene estructura columnar (Figura 17.C). Llega a presentar en las partes topográficamente altas de sus zonas fuente colgantes de caliza de la Formación El Abra (Figura 17.D) producto del levantamiento de los domos de este miembro.

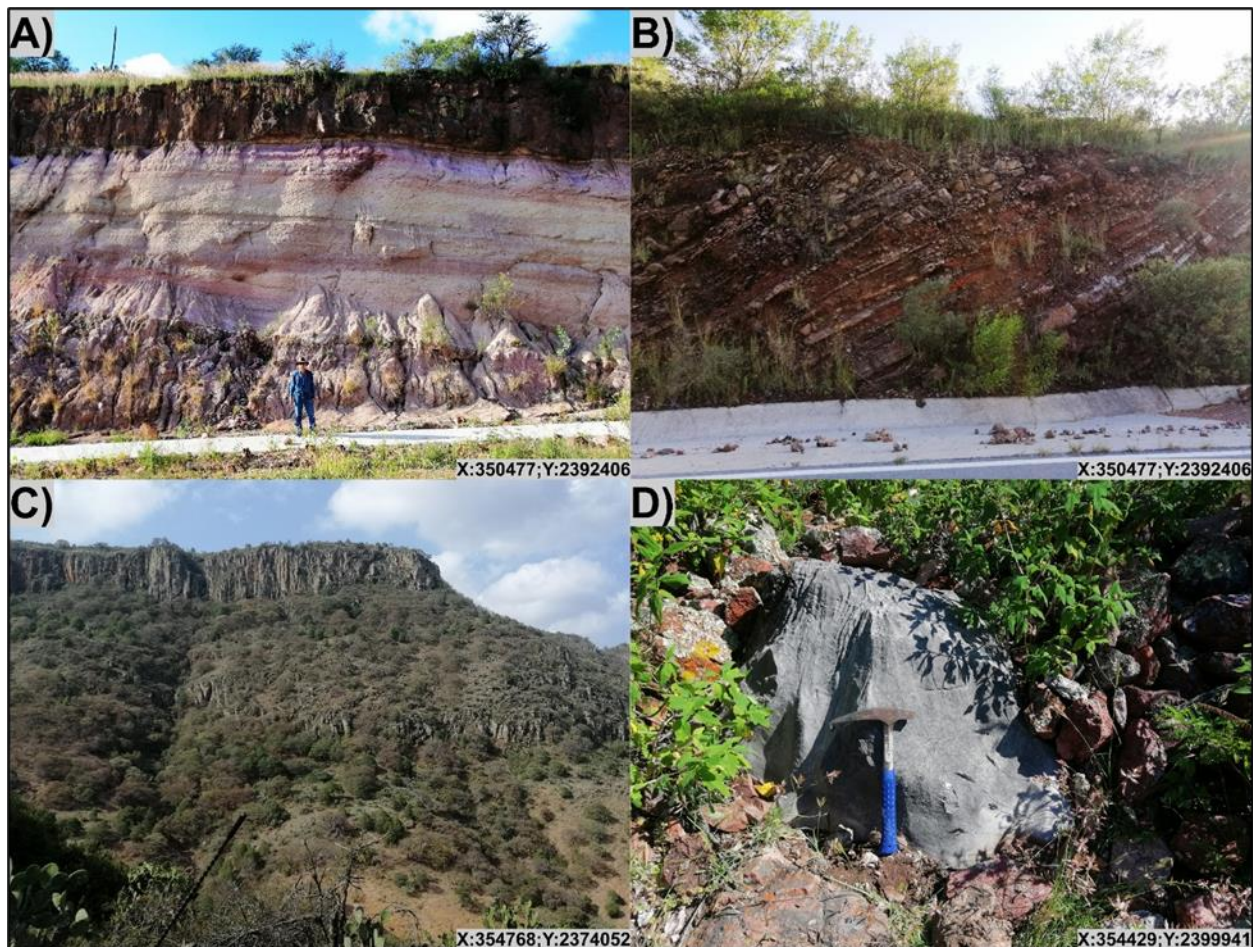


Figura 17.- Características generales de la Dacita Potrerillo Inferior. A) oleadas piroclásticas de la Ignimbrita El Órgano que subyacen a la Dacita Potrerillo Inferior. B) Paquete de lava dacítica a andesítica compuesto por una alternancia de flujos de lava y vidrio. C) Vista panorámica de los domos exógenos de este miembro, se observan al menos dos pulsos cuyas cimas presentan estructura columnar. D) Colgante de caliza masiva sobre un dique de lava del miembro inferior al sur del poblado de Lobos en la periferia del arco de San Antón, San Luis de la Paz, Gto.

Este miembro desarrolla domos y lóbulos. La base de estos domos suelen ser brechas de desintegración basal o autobrechas compuestas de fragmentos de lava dacítica envueltos en matriz de obsidiana con fracturamiento en forma de “celdas” por efecto del flujo de una lava semisólida. En un domo se observó bandeamiento en *boudinage* de lava de color blanca rica en fenocristales de cuarzo y lava rosa con abundante plagioclasa, siendo probablemente el reflejo de un proceso de *mingling* de dos magmas.

Hacia la porción norponiente y septentrional del área de estudio, afloran diques de lava vítrea del miembro inferior, con alto contenido en fenocristales de plagioclasa ahumada, con formas sigmoidales y foliación de flujo semihorizontal. Estos diques fueron principalmente emplazados en fallas con componente lateral con orientación NW-SE y llegan a presentar estrías normales. La zona vítrea se compone de una obsidiana negra rica en fenocristales de plagioclasa y cuarzo de color café por efecto de la oxidación, con abundantes pliegues de flujo y columnas verticales bien desarrolladas.

### **Dacita Potrerillo Superior (Tdp II)**

Forma mesas compuestas por una acumulación de flujos de lava andesítica que se vuelven hacia la cima de composición basáltica. Se compone de una lava de composición andesítica de color gris oscuro a amarillo, compuesta entre 3 a 10% de fenocristales de plagioclasa, hornblenda y ocasionalmente feldespatos alcalinos y biotita; los cristales son subhedrales y se hallan embebidos en una matriz desvitrificada. Presenta bandeamiento y foliación horizontal.

Los espesores reportados en la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) son: al poniente de Potrerillo 760 m; al oriente de Torrecitas de 220 m; al norte de Milpa Grande de 120 m; para el miembro superior andesítico alcanza 440 m al norte de Torrecitas y 260 m al norte del Arroyo de San Juan Pedro, sin estar cubiertas por otra unidad. En la Hoja Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a) el miembro inferior tiene un espesor de 350 m en el Río Santa María y al oriente de Armadillo 80 m y para el miembro superior de 300 m al poniente de Barbechos. La Toba Jofre alcanza hasta los 80 m al occidente de la carta. Labarthe-Hernández *et al.* (1989) midieron espesores de 150 m en Mesas de San Isidro; 180 m en la parte alta de la Sierra del Camarón; y 300 m en Puerto de la Minita. En la porción suroriental de la Mesa Las Flores el miembro inferior se halla con un espesor de 250 m (García-Pérez, 2017).

La Dacita Potrerillo Inferior sobreyace discordantemente a la Formación Trancas, Formación El Abra, Andesita Salitrera, Serie Volcánica Atotonilco, Riodacita del Carmen, Ignimbritas El



Órgano y Santa María; teniendo como contacto una oleada piroclástica de color amarillo crema, lenticular y delgada que pasa a un vidrio de color negro. La Dacita Potrerillo Superior sobreyace discordantemente a la Serie Volcánica Atotonilco, Riodacita del Carmen, Ignimbritas El Órgano y Santa María y se interdigita con la Toba Jofre (Tristán-González, 1986a) al oriente de la localidad Jofre, San Luis de la Paz, Gto. La Dacita Potrerillo subyace discordantemente a los vidrios basales de la Traquita Ojo Caliente, Rioluta San Miguelito y Andesita Estanco. Es cortada por los domos endógenos del Intrusivo Palo Verde. Subyace a los flujos de lava basáltica del basalto Mesa de Jesús, en la localidad del mismo nombre, en el municipio de San Luis de la Paz, Gto.

Jaimes-Viera *et al.* (2022) obtuvo una edad U-Pb en circones de una muestra del miembro inferior colectada al oriente del poblado San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto. de  $31.15 \pm 0.35$  Ma y  $30.81 \pm 0.21$  Ma para una muestra en la localidad La Gavia Chica, Victoria, Gto. En este estudio se obtuvieron dos edades por el método U-Pb en circones de  $32.24 \pm 0.24$  Ma para la muestra SA122-9 colectada al poniente de la localidad San Antón de los Martínez y  $31.82 \pm 0.23$  Ma para la muestra SA120-0 obtenida en el poblado Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. Hacia la porción norponiente y septentrional del área de estudio, afloran diques de lava vítrea de la Dacita Potrerillo Inferior, con alto contenido en fenocristales de plagioclasa ahumada, con formas sigmoidales y foliación de flujo semihorizontal. Estos diques fueron principalmente emplazados en fallas con componente lateral con orientación NW-SE y llegan a presentar estrías normales. La zona vítrea se compone de una obsidiana negra rica en fenocristales de plagioclasa y cuarzo de color café por efecto de la oxidación, con abundantes pliegues de flujo y columnas verticales bien desarrolladas.

### **Andesita Estanco (Tae)**

Fue descrita por primera vez como “Andesita 3” por Grasel (1979) en la cartografía geológica del distrito minero La Salitrera. Posteriormente, fue nombrada informalmente como andesita Estanco por Labarthe-Hernández *et al.* (1984) en la Hoja Salitrera, para designar a una secuencia de flujos de lava andesítica intercalada con lavas basálticas que se posicionan estratigráficamente entre la Ignimbrita Santa María o bien Traquita Ojo Caliente por debajo de la Latita Portezuelo. Su mejor exposición es al sur del poblado Estanco, Villa de Zaragoza, S.L.P. Al oriente de la Hoja Santa María del Río Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) la nombraron como Andesita-Basalto y fue descrita como “una secuencia de flujos de lava andesítica de color negro verdoso que se vuelve basáltica en la cima”.

Aguillón-Robles *et al.* (2004) en la Carta minera Santa María del Río (F14-C14) y Medina-Romero (2008) la denominaron informalmente como andesita Agua Fría. Por sus características litológicas y posición estratigráfica se trata de la misma unidad que la andesita Estanco y se sugiere conservar el nombre de andesita Estanco (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) debido a que en su localidad tipo aflora toda la secuencia y se evita confundirla con la andesita Agua Fría (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) que subyace a la Riodacita del Carmen en la Hoja El Realito.

Aflora al norponiente del área de estudio, en las inmediaciones de los poblados Lourdes, Torrecitas y La Huerta en el municipio de Santa María del Río y Estanco, en Villa de Zaragoza, S.L.P.

Se compone de flujos de lava andesítica, de color gris y café oscuro, con aislados fenocristales de plagioclasa y esporádico olivino, embebidos en una matriz microlítica de vidrio, plagioclasa y ferromagnesianos oxidados. La lava basáltica es de color negro, muy vesiculada y contiene 10% de fenocristales de plagioclasa y esporádico olivino, embebidos en una matriz vítrea.

El espesor es variable debido a que se emplazó en fuentes pequeñas y dispersas (Tristán-González, 1986). Labarthe-Hernández *et al.* (1984) estimaron un espesor de 150 m al sur del poblado Estanco, al poniente del poblado Agua Zarca de 140 m y al norte del camino Villa de Zaragoza-Las Cuevas de 10 m. Grasel (1979) obtuvo un espesor de 300 m en las inmediaciones del poblado Estanco, Villa de Zaragoza.

Sobreyace discordantemente a la Ignimbrita Santa María, Dacita Potrerillo Superior y Traquita Ojo Caliente, siendo el contacto un vidrio negro de 4 m de espesor (Tristán-González, 1986a) o una toba de color blanco de 0.5 m de espesor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). Es cubierta discordantemente por un piroclástico sin soldar de 10 m de espesor de la Latita Portezuelo.

Martínez-Esparza (2004) obtuvo por el método K-Ar dos edades en roca total: una edad de  $29.64 \pm 0.70$  Ma para una muestra localizada al sur Llano de Guadalupe, Villa de Zaragoza, S.L.P. y otra de  $28.89 \pm 0.68$  Ma en el afloramiento cercano al poblado Reyna, sobre el camino Villa de Zaragoza-La Salitrera, S.L.P.

### **Latita Portezuelo (Tlp)**

Fue descrita inicialmente como Latita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) en la Hoja San Luis Potosí. Posteriormente, fue definida por Grasel (1979) como “*Blue unit*” en la cartografía geológica del distrito minero La Salitrera. Labarthe-Hernández *et al.* (1982) la nombraron formalmente como Latita Portezuelo proponiendo como localidad tipo los cerros

cercanos al oriente de la localidad Portezuelo y como sección tipo los afloramientos del km. 21 de la carretera estatal No. 63 San Luis Potosí-Charcas.

Aflora al norponiente del área de estudio, conformando las serranías que se hallan aledañas a las localidades Texas y Coahuila, norte de Ojo Caliente y norponiente de El Palmarito, en el municipio de Santa María del Río, S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1984) la describieron como coladas de lava de color café grisáceo, con textura holocristalina, inequigranular y porfirítica. Presenta entre 10% a 15% de fenocristales de sanidino, plagioclasa y cuarzo y óxidos de fierro, zircón y apatito como minerales accesorios; los cristales se hallan de formas euhedrales, embebidos en una matriz afanítica con textura traquítica a pilotaxítica.

Esta unidad se adelgaza hacia el oriente y suroriente y presenta un espesor de 340 m en la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).

Sobreyace a la Ignimbrita Santa María y andesita Estanco. Se halla cubierta al poniente de la localidad El Salto, Villa de Zaragoza, S.L.P. por una lava andesítica que puede corresponder al Basalto Cabras.

Tiene una edad K-Ar en roca total de  $30.6 \pm 1.5$  Ma de una muestra obtenida en su localidad tipo Portezuelo, San Luis Potosí, S.L.P. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

#### **4.3.5. Grupo Domos Riolíticos**

En la porción central y suroccidental del área de estudio afloran de manera aislada cadenas de domos exógenos aglutinados y diques de lava riolítica de gran extensión que se emplazaron fisuralmente con una orientación general NW-SE y NE-SW para un dique que bordea la porción norponiente de un posible borde de caldera que fue denominado como arco de “San Antón” por Tristán-González (1986a), localizado al suroriente de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P. Inicialmente, estos domos riolíticos fueron descritos tomando como nombre Riolita San Miguelito en la cartografía de las Hojas Melchor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983), Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) y Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a), debido a que presentan una composición mineralógica y posición estratigráfica similar que los domos exógenos pertenecientes a la misma unidad volcánica que afloran en el CVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Tristán-González (1986a) separó la unidad riolita Vigas que aflora en las cercanías de las localidades Vigas y San Rafael en Tierra Nueva, S.L.P. García-Pérez (2017) realizó estudios de petrografía y geoquímica de gran parte de los domos riolíticos y diques de la Hoja Tierra Nueva y

obtuvo como resultados que son de composición riolítica, cuyo contenido modal de cuarzo aumenta de oriente a poniente y obtuvo dos edades isotópicas por el método U-Pb: la primera de  $31.65 \pm 0.60$  Ma para una muestra colectada al norte del poblado Lobos en Tierra Nueva y la segunda de  $31.87 \pm 0.86$  Ma de una muestra colectada al oriente de Piedras Coloradas, Tierra Nueva, S.L.P. Estos domos volcánicos y diques se encuentran generalmente coronando las partes altas de los cerros y principalmente sobreyaciendo a los domos exógenos de la unidad Riodacita del Carmen que presenta una edad de  $30.91 \pm 0.60$  Ma (García-Pérez, 2017) y los domos endógenos de la unidad Intrusivo Palo Verde que tiene una edad de  $32.4 \pm 0.2$  Ma (Díaz-Bravo *et al.*, 2021) en la porción central del área de estudio, por lo que es probable que estos domos riolíticos puedan ser la última fase más diferenciada del evento volcánico El Carmen-Palo Verde. En el presente trabajo se agruparon en el Grupo Domos Riolíticos (Tdr) las siguientes unidades:

- A) Riolita San Miguelito de la Hoja Melchor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983).
- B) Domo riolítico de la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).
- C) Riolita San Miguelito de la Hoja Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a)
- D) riolita Vigas de la Hoja Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a).

Para facilitar su ubicación en el mapa geológico se agruparon en domos riolíticos (Tdr) a los diques y domos riolíticos y a la unidad riolita Vigas que afloran en las Hojas Salitrera y Tierra Nueva y se respetó el nombre de Riolita San Miguelito (Tsm) para las grandes cadenas de domos exógenos que afloran en la porción más suroccidental del área de estudio, en la región suroriente de la Hoja Melchor.

### **Riolita San Miguelito (Tsm)**

Fue descrita inicialmente como Riolita San Miguelito en la Hoja San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978). Posteriormente, fue designada formalmente tomando el mismo nombre por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) teniendo como localidad tipo el cerro inmediatamente al sur de la ciudad metropolitana de San Luis Potosí (hoy Centro de Convenciones) y sección tipo la Barranca del Cerro Alto al norte del poblado Calderón, Villa de Reyes, S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1983) en la Hoja Melchor denominaron como Riolita San Miguelito a las grandes cadenas de domos exógenos de composición riolítica que afloran en las localidades de La Jaula, Vergel de Guadalupe y San Antonio al norponiente del municipio de San Luis de la Paz, Gto.

La base de los domos riolíticos de la Hoja Melchor se componen de una secuencia piroclástica lenticular que se halla en su base sin soldar, de color gris crema a rosa, con pómez sin colapsar y escasos líticos que cambian transicionalmente hacia la cima a una roca parcialmente soldada de color morado grisáceo con pómez parcialmente soldada y abundantes líticos de tonalidades rojizas y grises. El espesor varía entre los 6 m a 15 m debido a que se emplazó sobre una topografía irregular. A estos piroclásticos se les denominó informalmente como toba Pinos (Ttp) y toba El Quiote (Ttq) en la Hoja Melchor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983) cuando se trata de piroclásticos de color rosa sin soldar que se vuelve muy soldado en la porción superior, con abundante pómez colapsada y 25% de fenocristales de cuarzo y sanidino embebidos en una matriz desvitrificada que llega a medir hasta 20 m de espesor y que subyace al vidrio de los domos riolíticos. En la zona fuente presenta brechas y vidrio con foliación vertical y abundante alteración por fase vapor.

La lava desvitrificada se compone de una roca de composición riolítica, de color gris claro que presenta 20% de fenocristales de sanidino, cuarzo, biotita y óxidos de hierro diseminados en una matriz muy fluidal (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983). Esta lava formó domos aglutinados y cuellos volcánicos que coronan las partes altas de los cerros. Estas rocas pertenecen al grupo de domos La Jaula descrito por Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva.

### **Domos riolíticos (Tdr)**

Labarthe-Hernández *et al.* (1984) en la Hoja Salitrera detectaron un dique de hasta 1 km de largo que describieron como domo riolítico San Jorge y una serie de flujos de lava riolítica que nombraron Domos riolíticos (Tdr) y la asignaron dentro de la Riolita San Miguelito por sus características litológicas y posición estratigráfica.

En la porción central del área de estudio, aflora como domos y diques de lava riolítica que se encuentran al sur de la localidad de San José de Albuquerque, Santa María del Río, al nororiente de la cabecera municipal de Tierra Nueva y en las cercanías a los poblados El Tigre, Lobos y El Divisadero en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P.

Se trata de una serie de domos aglutinados que presentan varias fuentes. Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva los dividió en tres grupos: La Jaula (zona surponiente) que pertenece a los domos volcánicos de la Riolita San Miguelito de la Hoja Melchor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983); El Tigre (zona central) que se trata de una cadena de domos de diferentes dimensiones y cuellos volcánicos aislados que se hallan alineados. Algunos de estos domos tuvieron una fase inicial explosiva, como el domo Viejo (Tristán-González, 1986a) cuya base es una ignimbrita

soldada de color café rojizo, con 20% de fenocristales de sanidino, plagioclasa y cuarzo y pómez colapsada envueltos en una matriz de ceniza desvitrificada; Cañada del Fraile (zona nororiente) conformado por el domo El Divisadero y otro domo de menor tamaño que afloran en el poblado El Divisadero, al surponiente de Buenavista y suroriente de Palmas de Reina (Figura 18.A), en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P. Se caracteriza por contener abundantes pliegues de flujo y estructura columnar. Fue cortado por diques del Basalto Cabras (Tristán-González, 1986a); domos Rancho Viejo que se localizan entre los poblados de Palo Verde y Rancho Viejo, Santa María del Río S.L.P. La lava es de color gris claro, porfirítica, compuesta de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa, embebidos en una matriz vítrea a microcristalina (García-Pérez, 2017); y Dique de Lobos que se trata de un dique de lava de composición riolítica de 11 km de largo que aflora en la porción central del área de estudio, con orientación NE-SW y foliación vertical muy desarrollada (Figura 18.B). La lava es de color blanco crema, compuesta de 35 a 40% de fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita de color negro, embebidas en una matriz desvitrificada.

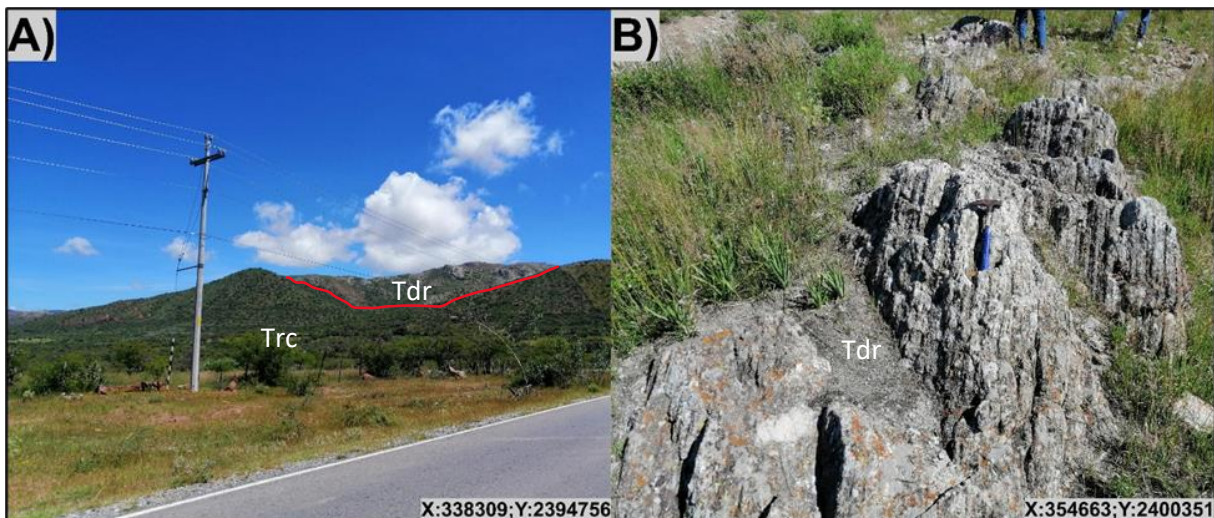


Figura 18.- A) Domo de lava riolítico (Tdr) de color gris que se emplazó entre los domos de la Riodacita del Carmen (Trc) y los colgantes de la Formación Cenicera al norponiente de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P. B) Dique de Lobos al oriente del municipio de Tierra Nueva, S.L.P. presenta una orientación NW-SE y se caracteriza por una marcada foliación vertical.

### **riolita Vigas (Trv)**

Fue descrita como riolita Vigas por Tristán-González (1986a) para separar un flujo de lava de composición riolítica que sobreyace a la Formación Cenicera y a los domos de la Riodacita del Carmen. Esta unidad es semejante por su posición estratigráfica a la Riolita San Miguelito, pero es diferente en composición mineralógica y química (Tristán-González, 1986a).

Aflora al surponiente del área de estudio en tres localidades: coronando al cerro El Varal al sur del poblado Vigas, a 1.5 km al suroriente del poblado Cañadita de San Juan y en la margen nororiente de la Fosa del Jofre, en Tierra Nueva, S.L.P. (Tristán-González, 1986a).

Tristán-González (1986a) la describió como una roca holocristalina, porfirítica, con fenocristales de sanidino con bordes de reacción con textura micrográfica, embebidos en una matriz de sanidino y cuarzo. Es frecuente la presencia de pliegues de flujo.

Tiene un espesor de 100 m en el cerro El Varal, Tierra Nueva, S.L.P. (Tristán-González, 1986a).

Sobreyace de forma lenticular a la Formación Cenicera que fueron levantados por los domos endógenos del Intrusivo Palo Verde. También descansa sobre la Riodacita del Carmen.

Los espesores del Grupo Domos Riolíuticos (Tdr) son variables por su naturaleza cómica. Sin embargo, Labarthe-Hernández *et al.* (1983) obtuvieron un espesor de 500 m en la Hoja Melchor y Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva estimó un espesor de  $\pm 400$  m.

El Grupo de Domos Riolíuticos cortan a la Formación Cenicera, Riodacita del Carmen, Ignimbritas El Órgano y Santa María, Andesita Golondrinas y a las tobas Pinos y Quiote en la Hoja Melchor. Corta a la Dacita Potrerillo Inferior e Intrusivo Palo Verde a manera de domos y un dique de gran longitud al oriente del poblado de Lobos, Tierra Nueva, S.L.P. Subyace la Riolita Panalillo.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) determinaron una edad K-Ar en roca entera de  $30.0 \pm 1.5$  Ma en la localidad tipo de la Riolita San Miguelito. Tristán-González *et al.* (2009a) en el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito, obtuvieron cuatro edades por el método K-Ar de:  $30.4 \pm 0.5$  Ma en feldespatos; y en roca total de  $30.7 \pm 0.7$  Ma,  $31.3 \pm 0.7$  Ma y  $32.7 \pm 1.0$  Ma. García-Pérez (2017) obtuvo en la parte central del campo volcánico dos edades por el método U-Pb en circones de  $31.65 \pm 0.60$  Ma en La Ordeñita, al norte del poblado Lobos y de  $31.87 \pm 0.86$  Ma en el cerro Piedras Coloradas, en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P.

### **Riolita Panalillo (Tap; Trp)**

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) la nombraron informalmente como Riolita Panalillo en la Hoja San Luis Potosí. Después, Labarthe-Hernández *et al.* (1982) la definieron formalmente con el mismo nombre y la dividieron en dos miembros (Tap y Trp). Su localidad tipo se localiza al poniente del poblado Panalillo, ubicado al oriente de la ciudad metropolitana de San Luis Potosí. Esta unidad se consideró como vulcanismo bimodal por Labarthe-Hernández y De la Huerta-Cobos (1998) por presentar entre ambos miembros un flujo de lava andesita basáltica de la unidad Basalto La Placa.



El miembro inferior aflora como flujos de ceniza sin soldar y diques piroclásticos al sur de la localidad Santo Domingo y Fracción Uno; en los poblados Ojo Caliente, Rancho de En medio y Peregrina de Arriba, Cañada de Yáñez, Santa María del Río, S.L.P. El miembro superior aflora cercano a las localidades Coahuila, Texas y La Jaula, Santa María del Río, S.L.P.

### **Miembro inferior (Tap)**

Se compone de flujos de ceniza de color blanco crema a amarillo, compuesto de escasos fenocristales de cuarzo y sanidino, envueltos en una matriz de ceniza desvitrificada. Presenta abundante pómez sin colapsar y líticos de color café oscuro. Los flujos se disponen en capas menores a 40 cm y están basculados al NE.

Es frecuente observar diques piroclásticos que cortan con una orientación NE-SW a la Ignimbrita Santa María y NW-SE a la Traquita Ojo Caliente (Figura 19). Estos diques se conforman por una ignimbrita sin soldar de color amarillo crema a rosa claro, con escasos fenocristales de cuarzo y sanidino, envueltos en una matriz fina de ceniza. Las capas son verticales y con espesores menores a 15 cm. El ancho de estos diques varía desde los 10 cm hasta los 40 m de ancho y fueron emplazados en fallas y los contactos entre las unidades anteriormente mencionadas.



Figura 19.- Dique piroclástico del miembro inferior de la Riolita Panalillo (Tap). Presentan una orientación NW-SE cuando corta a la Traquita Ojo Caliente.

### **Miembro superior (Trp)**

La base de este miembro es un vitrófido de color negro y lenticular. La ignimbrita es de color café rojizo y contiene de 5 a 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino y esquirlas de vidrio, envueltos en una matriz de ceniza parcialmente desvitrificada con textura eutaxítica. Presenta diaclasamiento



horizontal. La cima se conforma de una ignimbrita de color gris rojizo a rosáceo, porfirítica, que contiene 15% de fenocristales de cuarzo y sanidino envueltos en una matriz desvitrificada. Es rica en líticos y presenta abundantes cavidades rellenas de calcedonia.

Este miembro se caracteriza por formar mesas planas que coronan a otras unidades.

El espesor de esta unidad es variable ya que en su emplazamiento rellenó depresiones. Labarthe-Hernández *et al.* (1983) en la Carta Melchor reportaron los siguientes espesores: en un pozo perforado en Santo Domingo llegó a cortar 120 m del miembro inferior; en el Arroyo La Tecolota presenta 190 m sin aflorar su base. El miembro superior tiene 40 m en la Mesa Las Jaras y en un pozo cortado por la C.F.E. un espesor de 40 m.

El miembro inferior sobryace discordantemente a la Riodacita del Carmen, Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo Caliente y Riolita San Miguelito. El miembro superior sobryace al miembro inferior, Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito. Es cortada por diques de andesita en la Hoja Melchor. La separación entre ambos miembros suele ser un derrame de andesita basáltica del Basalto La Placa que no aflora en el área de estudio.

Torres-Hernández (2009) determinó una edad por el método Ar-Ar en sanidino de  $27.98 \pm 0.5$  Ma para el miembro inferior de un dique piroclástico de la localidad El Juachín del Complejo Sierra San Miguelito (Tristán-González *et al.*, 2009a). Labarthe-Hernández *et al.* (1982) obtuvieron una edad K-Ar en roca total de  $26.8 \pm 1.3$  Ma para el miembro superior en su localidad tipo.

### **Basalto Cabras (Tbc)**

Fue descrita originalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) en la Hoja San Francisco y fue nombrada formalmente como Basalto Cabras por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), considerando su localidad tipo al norponiente del poblado Cabras sobre el camino San Francisco-Bledos, en el municipio de Villa de Reyes, S.L.P.

Aflora como flujos de lava y diques al surponiente del área de estudio, en las cercanías El Carmen, Santa Anita y la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982) la describieron como una roca basáltica de color negro, microporfirítica, compuesta de plagioclasa y olivino, embebidos en una matriz microlítica y pilotaxítica de plagioclasa y piroxeno. Esta unidad aflora como flujos de lava esporádico, apareciendo como una lava andesítica de color café rojizo, con 5% de fenocristales de plagioclasa embebidos en matriz afanítica en la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).

Sobreyace a la Riodacita del Carmen, Traquita Ojo Caliente y toba Quiote y corta a la Andesita Golondrinas, Intrusivo Palo Verde y Riolita San Miguelito. No está cubierta por otra unidad.

Torres-Aguilera (2005) obtuvo dos edades por el método K-Ar en roca total de  $20.07 \pm 0.48$  Ma y  $20.60 \pm 0.48$  Ma, en el semigraben de Bledos, Villa de Reyes, S.L.P. Martínez-Esparza (2004) reportó una edad K-Ar en roca total de  $21.6 \pm 0.5$  Ma y Tristán-González et al. (2009a) una edad de  $21.5 \pm 0.5$  Ma en roca total por el mismo método, en Santa Ana, Pinos, Zac.

### **basalto Mesa de Jesús (Tbmj)**

En este estudio se separó como basalto Mesa de Jesús a una serie de flujos de lava de composición basáltica que sobreyace a la Dacita Potrerillo y no se encuentra cubierta por otra unidad volcánica. Aflora en la localidad de Mesa de Jesús, en el municipio de San Luis de la Paz, Gto. Esta unidad conforma la parte sur del Arco de San Antón (Tristán-González, 1986a).

El basalto Mesa de Jesús, aflora en la porción sur del área de estudio, en las localidades Mesa de Jesús, Mesa de Palotes y Jalapa, en el municipio de San Luis de la Paz, Gto.

Se trata de una serie de flujos de lava basáltica de color negro, compuesta de 3% de fenocristales de plagioclasa, iddingsita y ferromagnesianos oxidados, embebidos en una matriz desvitrificada y con textura fluidal. Contiene cavidades que son elongadas paralelamente a la dirección de flujo. Se presenta en capas delgadas, con espesores menores a 30 cm. La base de estos flujos de lava es una autobrecha de color negro, con fragmentos angulosos de roca de la misma composición.

Se elaboró una lámina delgada de la muestra SA01-17, recolectada en Mesa de Jesús, San Luis de la Paz, Gto. Se clasificó como un basalto de piroxeno con hornblenda y olivino. La descripción es la siguiente: Roca ígnea extrusiva, holocristalina, microporfirítica y de composición máfica. Presenta 15 % de fenocristales de plagioclasa (7%), piroxeno (5%), olivino (1%), hornblenda (1%) y óxidos de hierro (1%). La matriz es microcristalina, con textura fluidal y se compone de cristales de plagioclasa, óxidos de hierro y piroxeno. La muestra presenta glomero-cristales de olivino y piroxeno y un posible xenolito compuesto de clinopiroxeno.

Se obtuvo un espesor de 150 m en la localidad Mesa de Jesús con curvas de nivel.

Por su posición estratigráfica, puede ser correlacionable con la unidad Basalto Cabras que aflora al poniente del área de estudio. El basalto Mesa de Jesús, sobreyace a la Dacita Potrerillo cuyo miembro inferior tiene una edad por el método U-Pb de  $31.15 \pm 0.35$  Ma (Jaimes-Viera *et al.* 2022) colectada en San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto. Por lo que se considera en este estudio tentativamente del Oligoceno Tardío-Mioceno.

### **Conglomerado Jofre (Tcgj)**

El conglomerado del Jofre fue definido en la Hoja Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a) y se trata de depósitos conglomeráticos de color rojizo compuestos de fragmentos de la unidad Riodacita del Carmen de forma subredondeada y arreglo caótico que llegan a medir hasta 2 m de diámetro. Este conglomerado aflora en las partes más altas de los cerros que se hayan localizados a 3 km al poniente de la localidad Jofre, San Luis de la Paz, Gto. Tristán-González (1986a) sugirió que pudieran ser del Mioceno-Pleistoceno por estar en zonas topográficamente altas.

### **Sedimentos Lacustres San Martín (Tsml)**

Se trata de sedimentos que afloran al nororiente de la Hoja El Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) de un ambiente lacustre que se disponen en pequeños afloramientos aislados que bordean al Valle de Río Verde, S.L.P. Se compone de un paquete de sedimentos de color gris claro a oscuro, compuestos en su base por arenas, gravillas y limos que se hallan cubiertos por un conglomerado con fragmentos subredondeados de 5 a 40 cm de diámetro, mal clasificado de hasta 3 m de espesor.

#### **4.4.6. Sedimentos clásticos cuaternarios (Qsc)**

En el área de estudio afloran de manera dispersa sedimentos aluviales, lacustres, conglomerados y gravas de edad Cuaternario. En este trabajo se agrupan en Sedimentos clásticos cuaternarios las siguientes unidades:

##### **Aluvión**

Se trata sedimentos aluviales que se depositan en los cauces de los ríos y valles.

##### **Conglomerado**

Se compone de depósitos conglomeráticos con fragmentos procedentes de rocas volcánicas de la región que se depositaron sobre los cauces de los ríos y en zonas topográficamente bajas. Son de color café claro a oscuro, con formas subredondeadas y de 10 a 50 cm de diámetro.

##### **Coluvión**

Son depósitos coluviales de color gris claro que se depositaron sobre las laderas de los cerros y se componen de fragmentos de roca angulosos y compactos de las unidades que afloran localmente.

##### **Caliche**

Son capas de cementante calcáreo de color blanco que se forma generalmente sobre rocas calcáreas y donde hay presencia de vetillas de calcita. Llegan a formar costras en las rocas volcánicas.

##### **Suelo residual**

Es una capa compacta de suelo de color gris que se forma sobre las terrazas y valles.

### 5. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

#### 5.1. Petrografía de los grupos volcánicos

Se realizó la descripción petrográfica de los Grupos El Carmen-Palo Verde, Ignimbritas El Órgano-Santa María y Ojo Caliente-Potreriillo para realizar su correlación mineralógica y textural y determinar los procesos de diferenciación magmática. En la Figura 20 se muestra el mapa de ubicación de las muestras descritas en el presente estudio y de los trabajos previos.

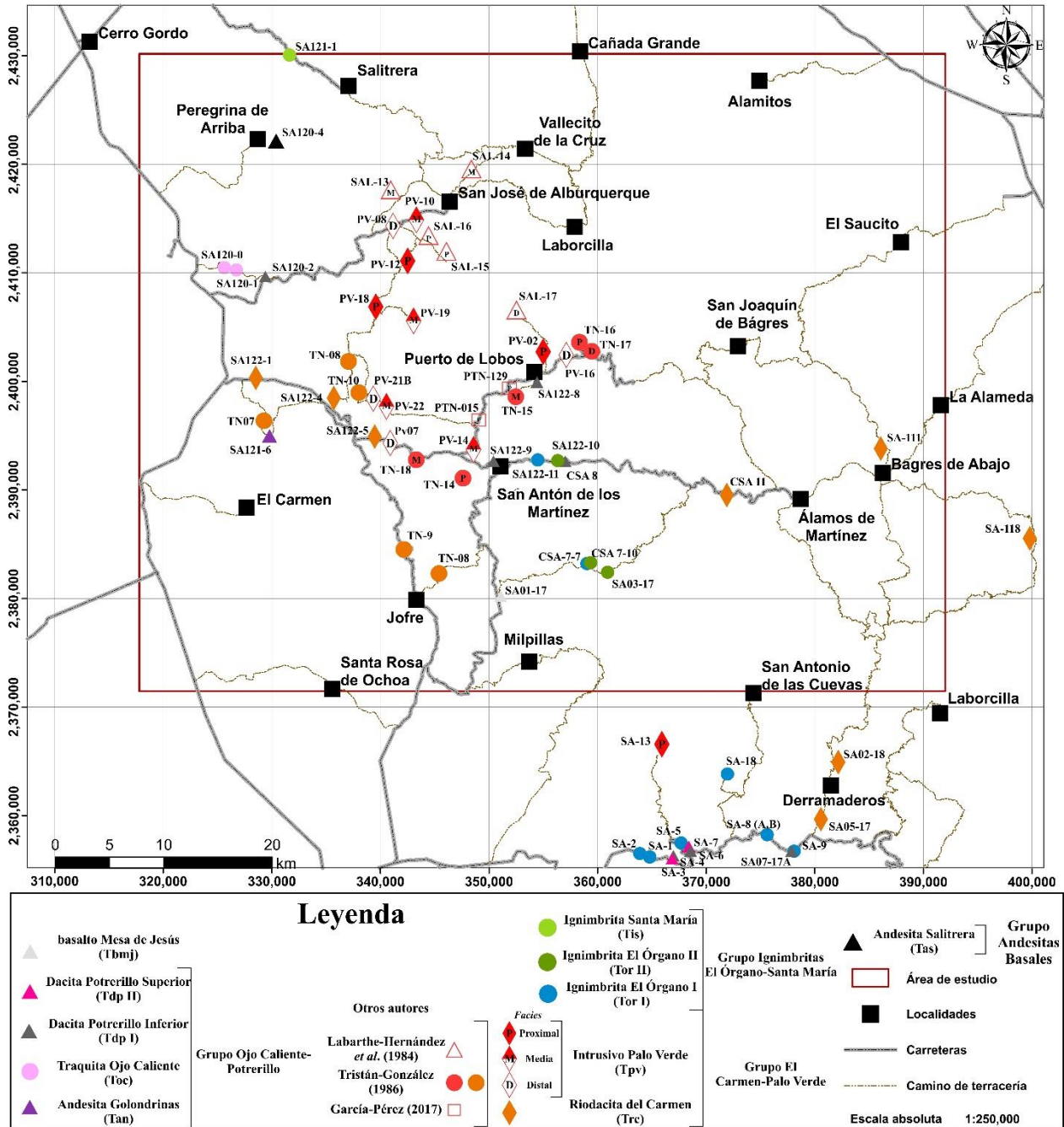


Figura 20.- Mapa de localización de las muestras utilizadas para la descripción petrográfica de este estudio.

En la Figura 21 se muestra la clasificación modal de las muestras analizadas en el presente estudio y de muestras de las unidades Traquita Ojo Caliente por Espinoza-López (2016) e Intrusivo Palo Verde por García-Pérez (2017) y Díaz-Bravo *et al.* (2021).

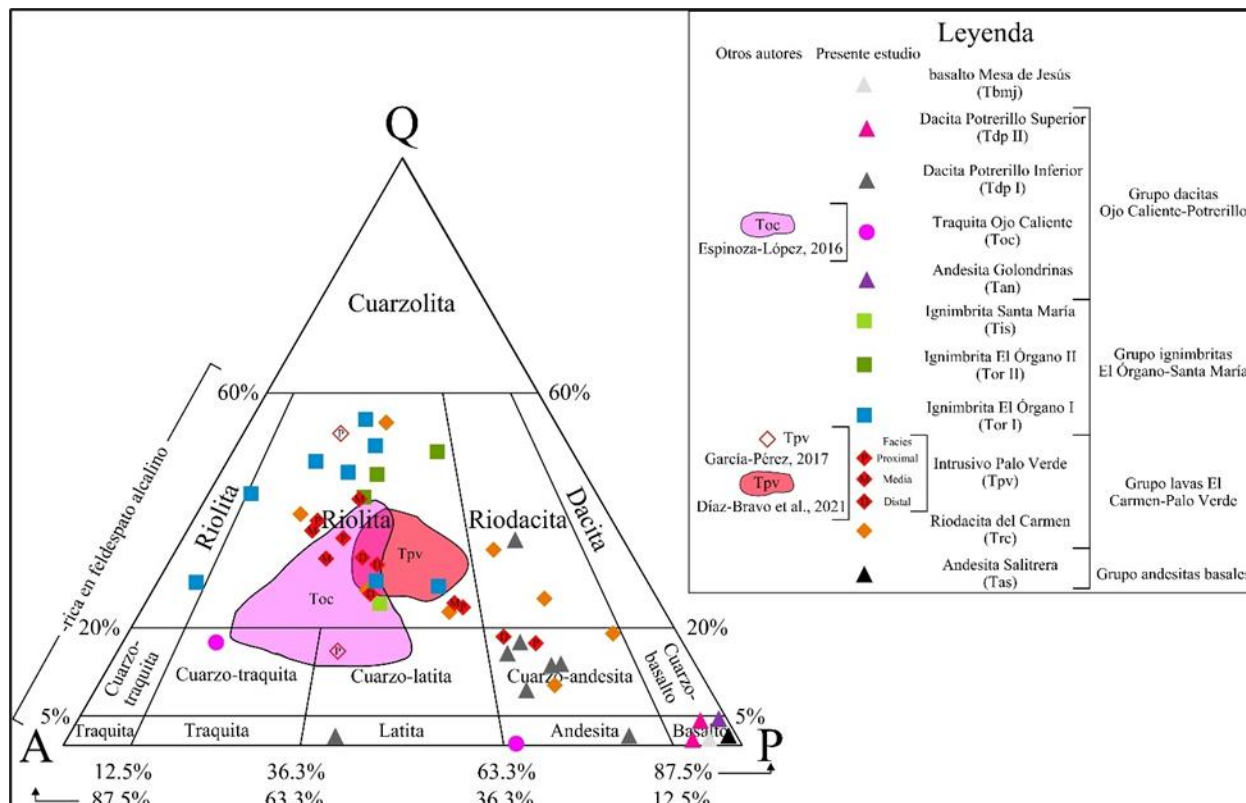


Figura 21.-Diagrama de clasificación mineralógica para rocas volcánicas (Streckeisen, 1979) para clasificar modalmente las láminas delgadas del presente estudio y las realizadas en trabajos previos.

Las descripciones petrográficas de este trabajo se encuentran en el Anexo A adjunto en el CD de la versión física y se sintetizó la información en la Tabla 5 que viene al final del presente apartado.

## Petrografía del Grupo El Carmen-Palo Verde

### Riodacita del Carmen

La Riodacita del Carmen fue dividida en zona oriental y occidental y se complementó la información con la petrografía de las Hojas Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a) y Realito-Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989).

#### A) Zona oriental.

La zona oriental abarca una extensa área compuesta de cadenas de domos exógenos que afloran principalmente en las localidades La Atarjea, San Ciro de Acosta y El Garbanzo, Rioverde, S.L.P.; en la zona de El Realito, San Luis de la Paz y en la localidad de Derramaderos, Victoria en Gto.

Las muestras se graficaron en la Figura 21 y se clasificaron como cuarzo-andesita, riolita y riolita.

Estas rocas presentan textura porfirítica con matriz microcristalina desvitrificada de composición félsica (Figura 22.A) y se componen de 17% a 27% de fenocristales cuya proporción modal es plagioclasa > feldespato alcalino > cuarzo > hornblenda > biotita. Como minerales accesorios se encuentra la hornblenda, biotita y ferromagnesianos que disminuyen su contenido hacia el campo de la riolita.

Los fenocristales tienen formas euhedrales a subhedrales, con un tamaño de grano medio (1 a 1.4 mm), se hallan generalmente fracturados y/o con bordes reabsorbidos. En general, todas las muestras presentan textura glomeroporfirítica compuesta de fenocristales de plagioclasa que suelen estar zonados y junto con fenocristales de hornblenda y óxidos de hierro (Figura 22.B). En las rocas menos diferenciadas (cuarzo-andesitas) es común encontrar lentes de cuarzo y feldespato alcalino bordeados por óxidos de hierro (Figura 22.C). Las plagioclasas llegan a exhibir textura zonada y de tamiz (*sieve*, Figura 22.D) y suelen encontrarse en conjunto con plagioclasas “sanas” en la misma muestra. En una muestra (CSA-11, zona El Realito) se encontraron fenocristales de hornblenda con bordes fuertemente oxidados con apariencia de textura de deshidratación (Figura 22.E). La plagioclasa puede presentar zonas de desmezcla con feldespato alcalino presentando textura antipertítica (Figura 22.F). El cuarzo y feldespato alcalino se hallan parcialmente reabsorbidos y corroídos, mientras que la hornblenda y biotita se encuentran fuertemente oxidadas. Labarthe-Hernández *et al.* (1989) recolectaron muestras en la zona de Agua Fría y Mesa Prieta en el municipio de Victoria, Gto. y reportaron que se presentan como rocas de grano fino que caen en el campo de riolita con una composición modal de cuarzo > plagioclasa > sanidino > biotita y rocas de grano muy grueso que caen en el campo de la dacita siendo más ricas en plagioclasa y ferromagnesianos.

#### B) Zona occidental.

La Riolita del Carmen que aflora en la zona occidental se compone de cadenas de domos exógenos y endógenos que afloran en el poblado El Fuerte y en las cercanías de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P. Las descripciones del presente estudio fueron enriquecidas con los resultados de la petrografía realizada en la Hoja Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a).



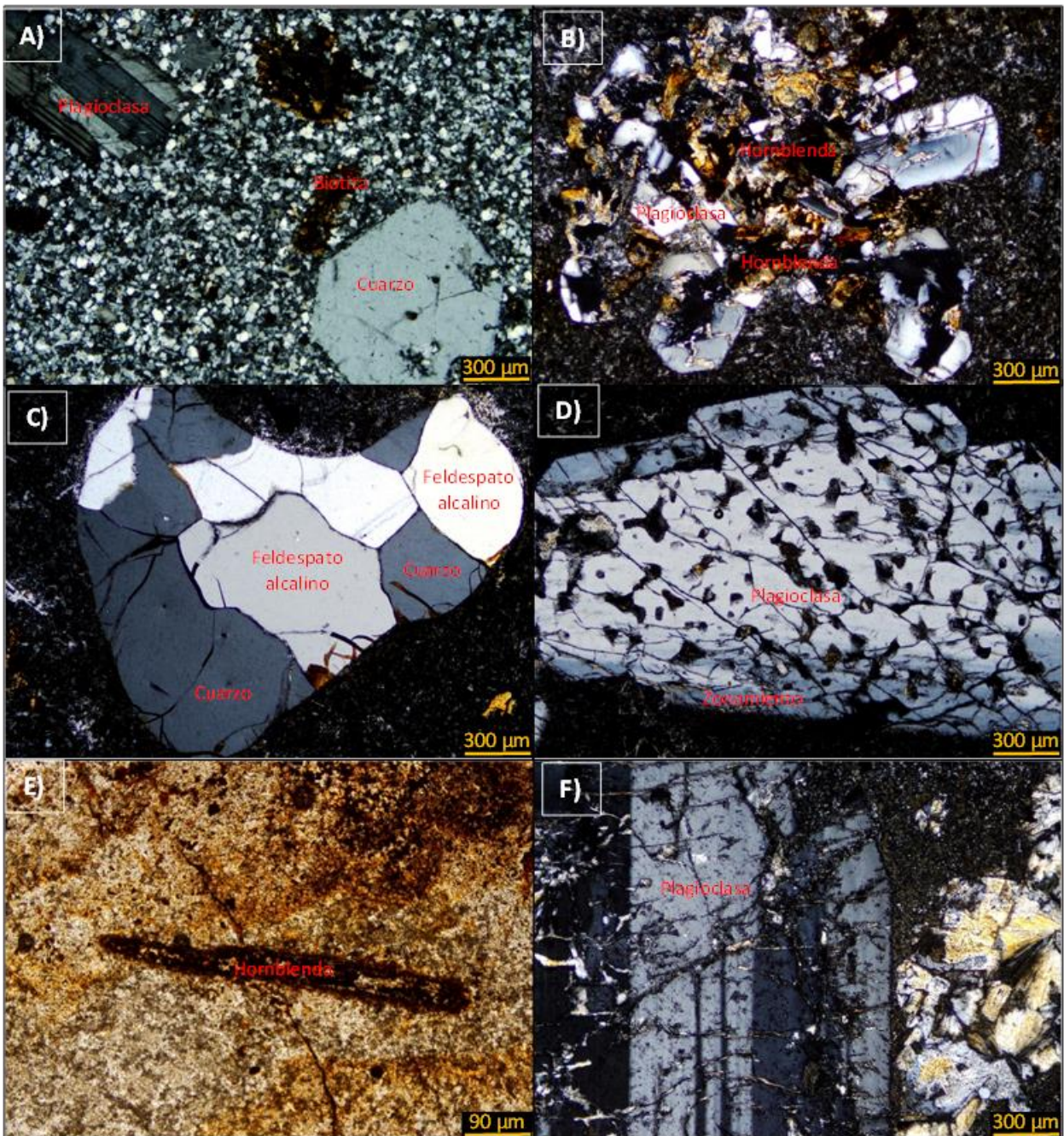


Figura 22.- Características texturales de la Riodacita del Carmen de la zona oriental observadas en el microscopio petrográfico, bajo luz polarizada y natural con los objetivos 5x (300  $\mu\text{m}$ ) y 10x (90  $\mu\text{m}$ ): A) esta lava generalmente se encuentra como una roca porfírica con matriz microcristalina. B) contiene glomerocristales de plagioclasa zonada, hornblenda y óxidos de hierro. C) Las lavas clasificadas como cuarzo-andesitas presentan lentes de cuarzo y feldespato alcalino con bordes opacos. D) Plagioclasa con texturas de tamiz y zonación. E) Suele hallarse cristales de hornblenda con bordes fuertemente oxidados indicando textura de deshidratación; y F) La mayoría de los fenocristales de plagioclasa presentan textura antiperfítica.

Las muestras de la Riodacita del Carmen de la zona occidental se graficaron como riolitas (Figura 21) y las rocas descritas en la Hoja Tierra Nueva caen en el campo de las riodacitas y riolitas.

Estas lavas presentan una textura porfirítica y una matriz desvitrificada, microcristalina y de composición félsica. Se componen de 20% a 35% de fenocristales con una proporción modal de feldespatos alcalinos  $\geq$  cuarzo  $>$  plagioclasa  $>$  hornblenda  $>$  biotita  $>$  óxidos de hierro. Como minerales accesorios se encuentran hornblenda, biotita y óxidos de hierro.

Los fenocristales se hallan rotos y comúnmente corroídos, con un tamaño de grano principalmente medio (1 a 2 mm). La forma de los cristales varía de subhedral a euhedral.

Estas rocas generalmente presentan textura de flujo y exhiben una matriz con textura esferulítica indicando desvitrificación (Figura 23.A). Los fenocristales presentan bahías de corrosión, crecimiento de neocristales en sus bordes y una transición incipiente entre los cristales y la matriz (Figura 23.B). Comúnmente los fenocristales de cuarzo y sanidino se encuentran fuertemente reabsorbidos (Figura 23.C). La plagioclasa presenta textura de tamiz y zonamiento, exhibiendo reabsorción comúnmente en su núcleo cálcico (Figura 23.D). La hornblenda es frecuentemente reemplazada por cristales de biotita y óxidos de hierro (Figura 23.E).

La muestra SA122-5 corresponde a la parte externa de un domo endógeno caracterizado por estar fuertemente diaclasado y oxidado, conocido localmente como “Sangre de Pichón” en la zona de Tierra Nueva, S.L.P. De acuerdo a su contenido mineralógico se clasifica como riolita que presenta fenocristales de hornblenda oxidada sustituida en sus bordes por hojuelas de biotita que están paralelas a los vértices del cristal (Figura 23.F). Así mismo, contiene bandas de óxidos de hierro de color rojizo donde es común encontrar fenocristales “cercenados” y que es interpretado como el producto del escape de fluidos pneumatóliticos que oxidaron la roca por las diaclasas de la roca.

### **Intrusivo Palo Verde**

En el presente estudio se subdividió al Intrusivo Palo Verde en “*facies*” a partir de su proporción modal, tamaño de grano, forma de los cristales y sus texturas. Así mismo, se utilizó la información obtenida en las Hojas Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984), Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a), Realito-Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) y de García-Pérez (2017) con el objetivo de presentar evidencias que soporten un cambio transicional de una roca de apariencia hipoabisal (grano grueso) a una roca volcánica porfirítica, proponiéndose que esta unidad representan un complejo de domos endógenos que fueron emitidos contemporáneamente con los domos exógenos y endógenos de la Riodacita del Carmen, en lugar de que represente un cuerpo hipoabisal como inicialmente se había considerado (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).



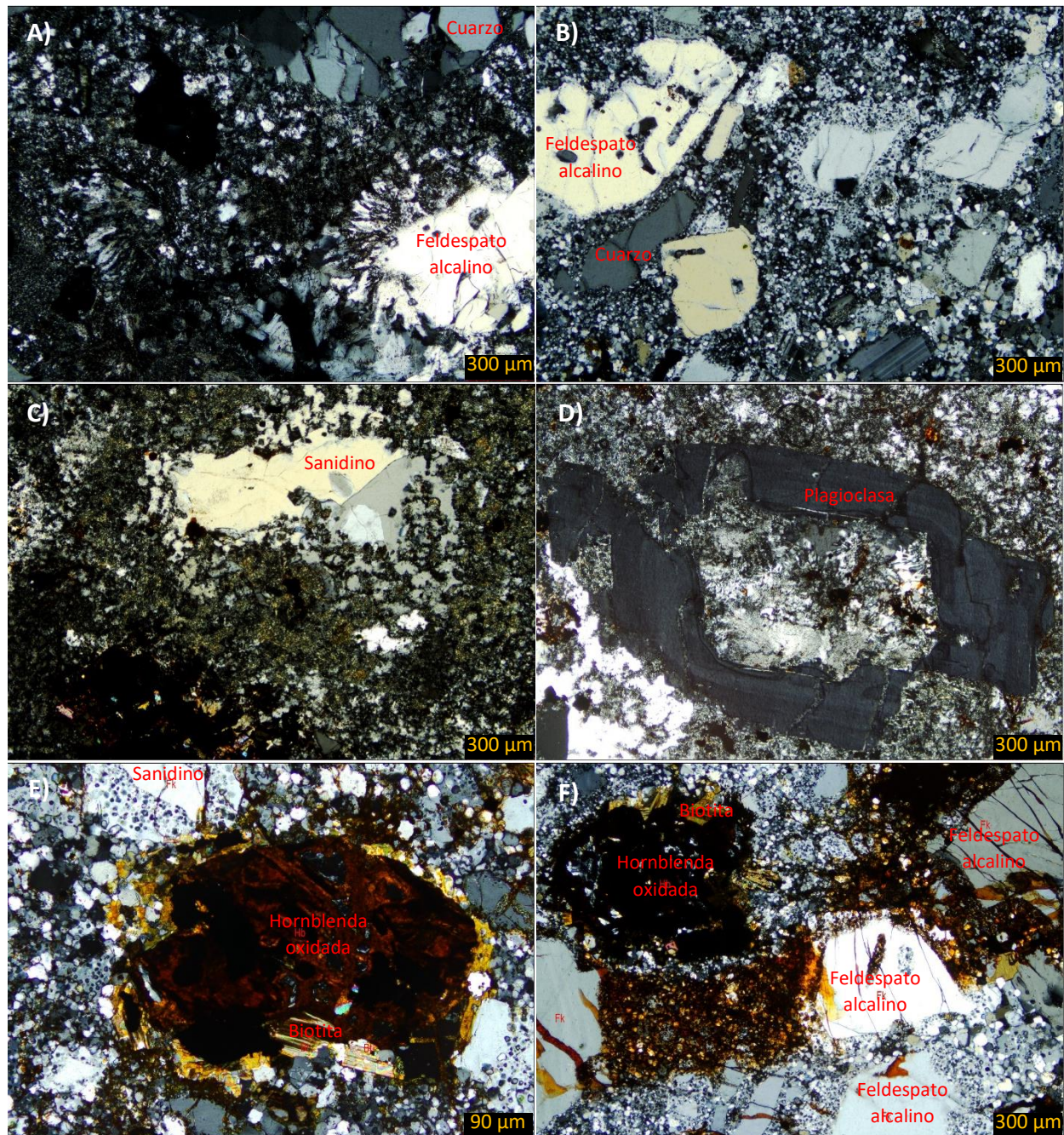


Figura 23.- Características texturales de la Riodacita del Carmen de la zona occidental observadas en el microscopio bajo luz polarizada y con objetivos 5x (300 μm) y 10x (90 μm). A) Matriz con textura de flujo y esferulitas que reflejan desvitrificación. B) Las rocas presentan textura microcristalina con fenocristales con bordes difusos que cambian transicionalmente a la matriz. C) Fenocristal de sanidino reabsorbido. D) fenocristal de plagioclase zonada con el centro cálcico corroído. E) fenocristal de hornblenda fuertemente oxidado con sustitución de biotita en sus bordes y óxidos de hierro y F) domo endógeno con cristales “cercenados” y fuerte oxidación producto por fluidos pneumatolíticos que viajaron entre las diaclasas.

A) *Facies proximal.*

La *facies proximal* se localiza en la periferia de la porción norponiente del cuerpo principal, en las localidades de Palo Verde, Rancho Viejo, Mezquital de Guadalupe y Santa Gertrudis en el municipio de Santa María del Río, S.L.P. y en la porción suroriental, en las localidades de Las Adjuntas, Tableros, La Joya Grande y Piña en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P. Se recolectó una muestra (SA-13) de un “intrusivo granítico” propuesto por el Servicio Geológico Mexicano en la Carta Geológico-Minera Xichú (F14-C36) con morfología concéntrica similar de domo endógeno más que un cuerpo hipoabisal, localizado al sur del área de estudio en la localidad San Salvador de Ahorcados, Victoria, Gto. que se incluyó en esta *facies* (Figura 20).

La *facie proximal* se caracteriza por ser muy cristalina, con escaso desarrollo de matriz y cuya proporción modal para la zona norponiente es plagioclasa > feldespato alcalino > cuarzo > hornblenda > biotita > óxidos de fierro y para la zona suroriental: feldespato alcalino > cuarzo > plagioclasa > biotita > piroxeno. Suele presentar calcita euهدral, epidota y clorita de color “azul de Berlín” (rica en Mg) como minerales secundarios.

La plagioclasa se presenta de forma euهدral a subهدral y con tamaño de grano medio (1 a 5 mm); el feldespato alcalino se exhibe con forma subهدral y su tamaño de grano es de fino (0.2 a 0.8 mm) a medio (1 a 5 mm) y puede llegar a medir hasta 3 cm (muestra TN-14, Tristán-González, 1986a); el cuarzo varía de forma subهدral a anهدral y ocasionalmente euهدral, con tamaño de grano fino (0.2 a 0.8 mm) a medio (1 a 2 mm) que generalmente rellena los intersticios.

La *facies proximal* se caracteriza por mostrar fenocristales que se hallan en contacto grano a grano (Figura 24.A). Es común la presencia de texturas de desmezcla micrográfica (Figura 31.B), granofírica, pertítica y antipertítica (Figura 24.C). Los fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino suelen encerrar cristales rotos de plagioclasa (Figura 24.D). Esta *facies* es cortada por diques graníticos de hasta 1 m de ancho y suelen contener xenolitos de rocas metamórficas como se exhibe en la Figura 12.B del presente estudio.

La muestra SA-13 del “pórfido granítico” de San Salvador de Ahorcados, Victoria, Gto. se clasifica como cuarzo-andesítica (Figura 21), con una proporción modal de plagioclasa > feldespato alcalino > hornblenda > clinopiroxeno > biotita > óxidos de fierro. La forma de los fenocristales es euهدral a subهدral y con tamaño de grano medio (1 a 4.5 mm). Presenta texturas de desmezcla pertítica y antipertítica y textura glomeroporfírica compuesta de plagioclasa y hornblenda.



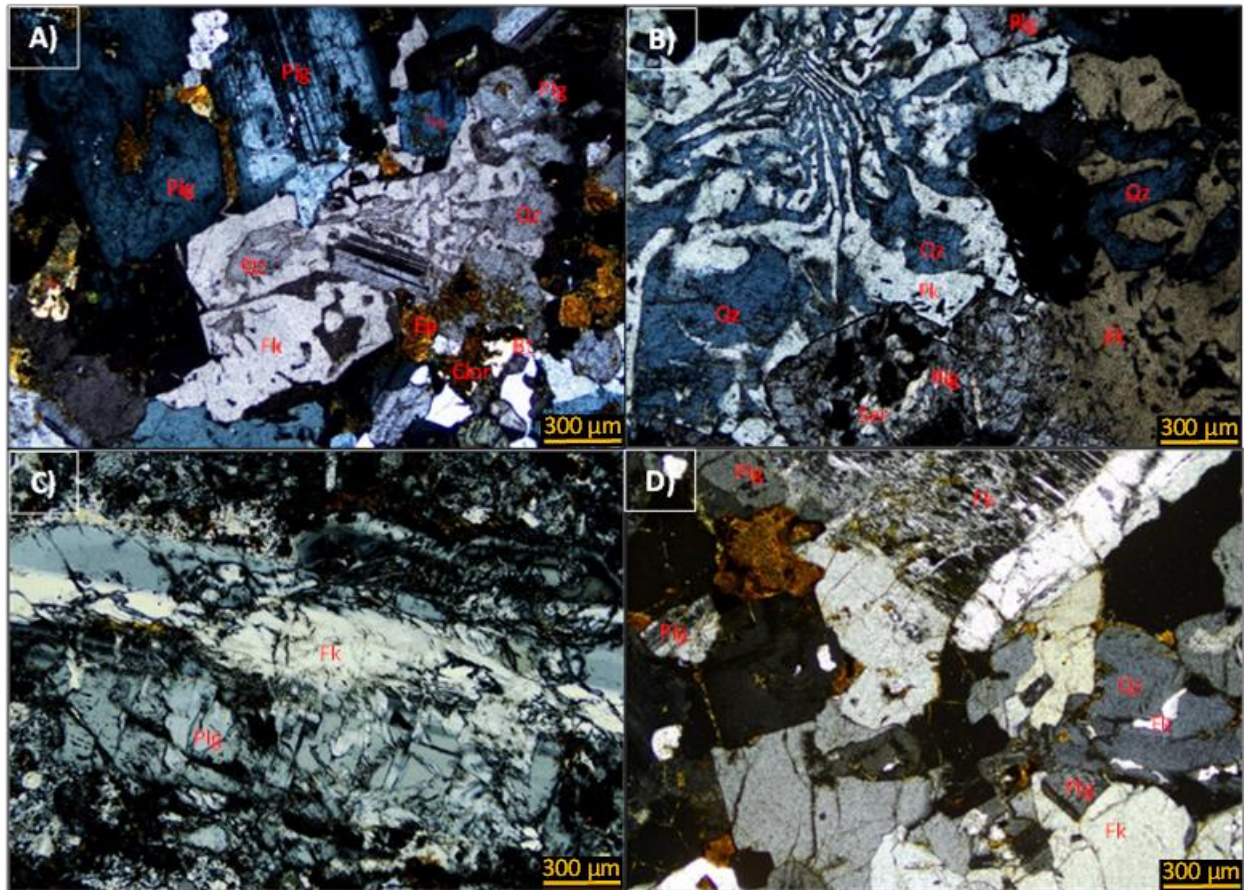


Figura 24.- Características texturales de la *facies* proximal del Intrusivo Palo Verde vistas con el microscopio en luz polarizada y con el objetivo 5x (300 µm). Presenta fenocristales de plagioclasa (Plg), feldespato alcalino (Fk), cuarzo (Qz), biotita (Bt), clorita (Clor) y epidota (Ep). A) Esta *facies* tiene escaso desarrollo de matriz y está grano soportada. B) Detalle de textura gráfica. C) Fenocristal de plagioclasa con textura antiperítica. D) Cristales de cuarzo y feldespato alcalino que encierran fragmentos de plagioclasa.

#### B) *Facies* media

La *facies* media se localiza sobre la periferia de la *facies* proximal y aflora en las localidades de El Duraznito, Palo Verde y El Nogal en el municipio de Santa María del Río y en Los Charcos, Rancho La Cebada, Las Adjuntas y Peñas Blancas en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P.

Esta *facies* es de carácter transicional entre los cuerpos de apariencia intrusiva (*facies* proximal) y las rocas extrusivas de la Riodacita del Carmen.

La *facies* media se caracteriza por ser una roca seriada a porfírica con desarrollo de matriz fina y de composición felsítica. Contiene entre 22% a 32% de fenocristales cuya proporción modal es de feldespato alcalino > plagioclasa > cuarzo > hornblenda > biotita > óxidos de fierro.

Los cristales tienen formas euhedrales a subhedrales con tamaño de grano entre 1 a 3.5 mm y están fuertemente reabsorbidos y cambian transicionalmente a la matriz (Figura 25.A).



La matriz suele presentar dos tamaños de grano (Figura 25.B): el primero es de grano medio que limita a los fenocristales y que presentan un borde difuso con cristales reabsorbidos y con textura de sobrecrecimiento en sus bordes; y el segundo es una matriz más fina de carácter equigranular que soporta a los cristales de mayor tamaño. Los fenocristales se encuentran fracturados, rotos y “cercenados” (Figura 25.C). Las texturas que presenta la *facies* media son micrográfica, pertítica y mesopertítica. Los feldespatos llegan a estar alterados a sericita y la muestra suele presentar fuerte oxidación. Es común encontrar cristales de hornblenda oxidada sustituida por biotita y óxidos de hierro (Figura 25.D) como en los domos endógenos de la Riodacita del Carmen en su zona occidental (Figura 25.E-F).

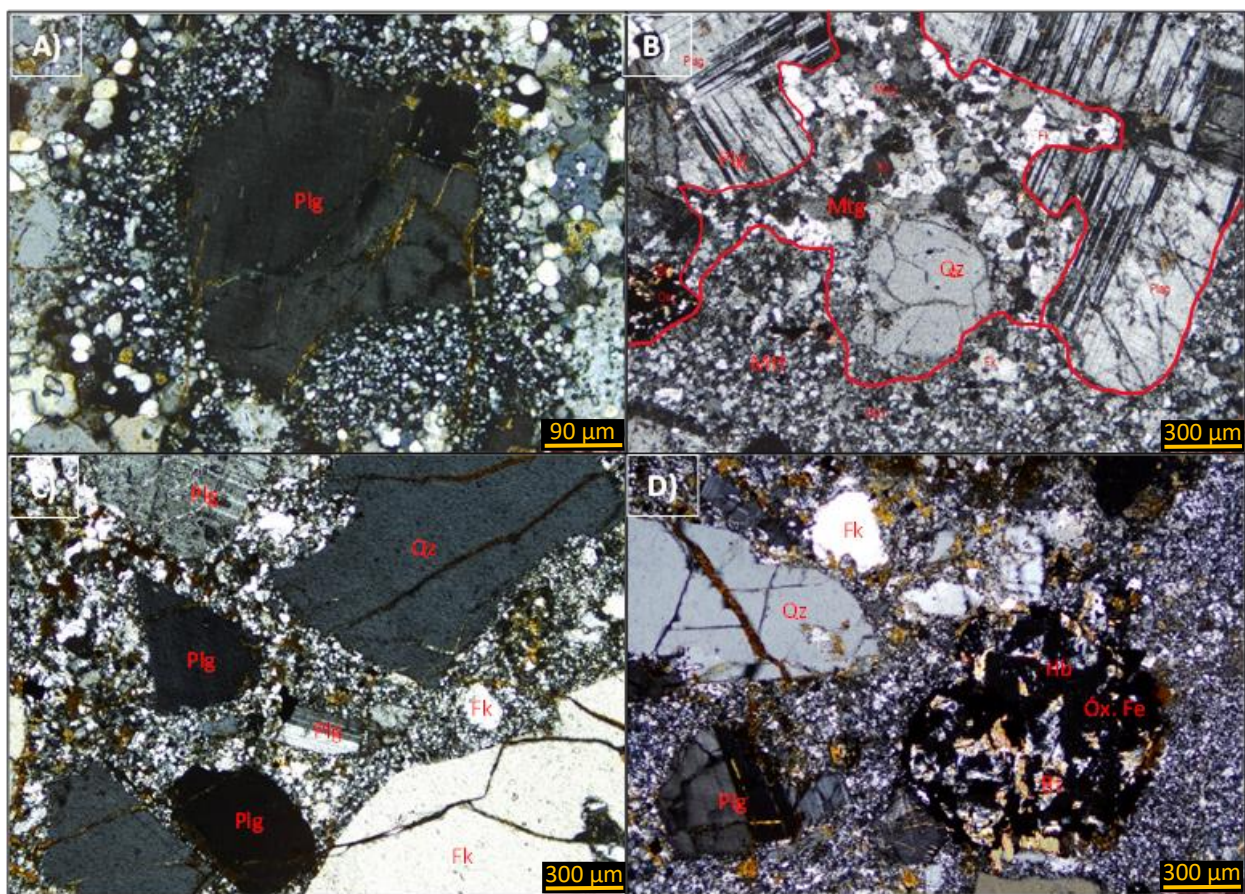


Figura 25.- Características texturales de la *facies* media del Intrusivo Palo Verde bajo luz polarizada y con los objetivos 10x (90  $\mu\text{m}$ ) y 5x (300  $\mu\text{m}$ ). Presenta fenocristales de plagioclasa (Plg), feldespato alcalino (Fk), cuarzo (Qz), hornblenda (Hb) y biotita (Bt). A) La *facies* distal se caracteriza por presentar fenocristales reabsorbidos que cambian transicionalmente a la matriz. B) Suele presentar dos tipos de matriz: la más gruesa (Mtg) se halla en contacto con los fenocristales que son encerradas por una matriz fina (Mtf). C) Esta *facies* presenta fenocristales “cercenados” y fracturados. D) Sustitución de hornblenda por biotita y óxidos de hierro.



C) *Facies* distal

La *facies* distal bordea a la *facies* proximal y media. Aflora en la localidad de Palo Verde en el municipio de Santa María del Río, S.L.P.; y en las localidades de San Isidro y Rancho La Cebada, Buena Vista, Cieneguilla y Santa Rosa en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P.

Las rocas de la *facies* distal se caracterizan por ser una roca porfirítica con matriz microcristalina a criptocristalina de composición felsítica y con óxidos de hierro diseminados. Presenta 31% a 35% de fenocristales de feldespato alcalino > cuarzo > plagioclasa > hornblenda > biotita > óxidos de hierro. Los cristales son euhedrales a subhedrales y presentan un tamaño de grano de 1 a 3.5 mm. Los fenocristales se encuentran fracturados, rotos y “cercenados” con bordes corroídos y un contacto difuso con la matriz (Figura 26.A).

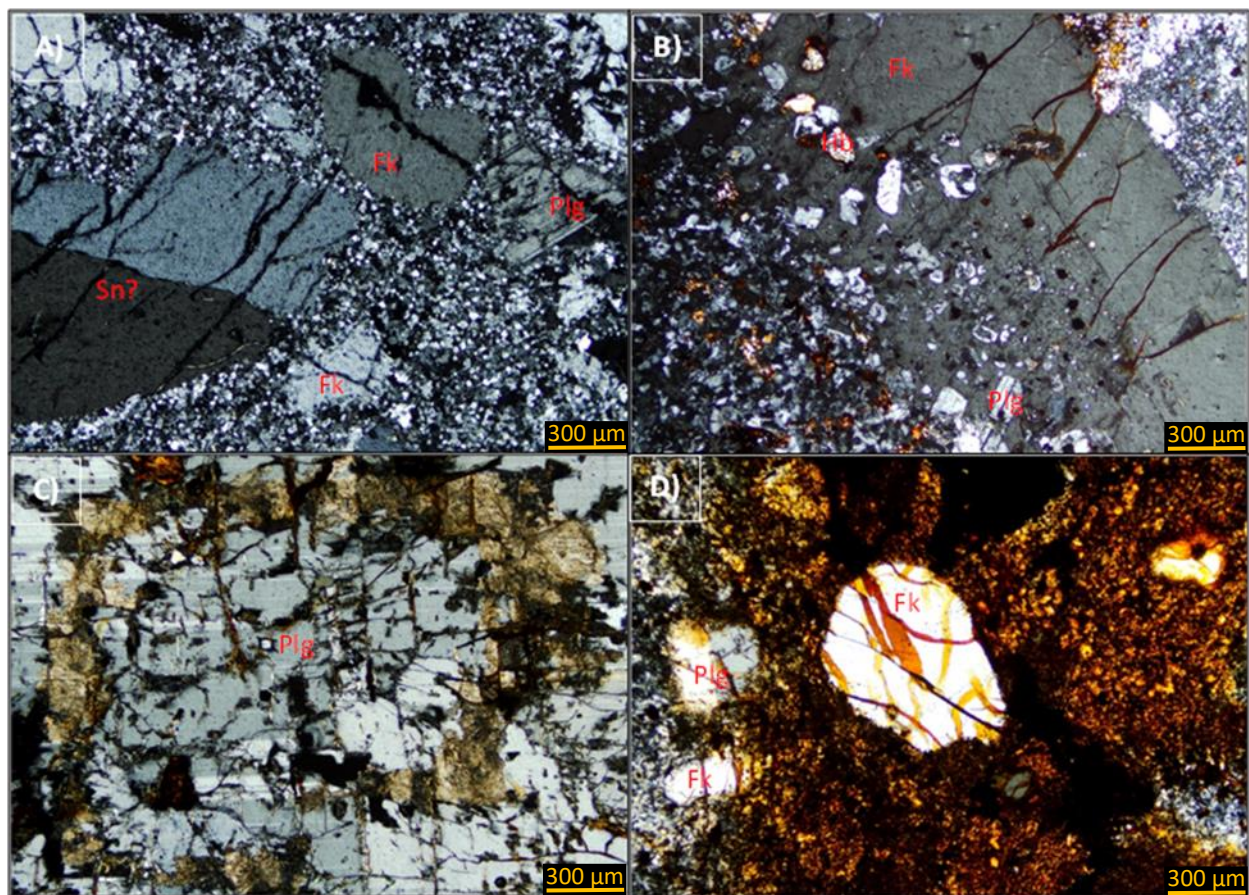


Figura 26.- Características texturales de la *facies* distal del Intrusivo Palo Verde observadas con el microscopio petrográfico bajo luz polarizada y con el objetivo 5x (300 µm). Contiene fenocristales de feldespato alcalino (Fk), sanidino (Sn?), plagioclasa (Plg) y hornblenda (Hb). A) Presenta fenocristales fracturados y parcialmente reabsorbidos embebidos en una matriz microcristalina. B) Fenocristal de feldespato alcalino parcialmente reabsorbido con textura poikilítica. C) Fenocristal de plagioclasa zonado con textura de tamiz que presenta un halo de alteración de sericita. D) Algunas zonas de la *facies* distal presentan cristales rotos y encerrados en bandas de óxidos generados por el paso de fluidos pneumatolíticos.

Los fenocristales suelen presentar textura poiquilítica con cadacristales de plagioclasa y hornblenda en sus bordes (Figura 26.B). Las texturas de la *facies* distal son pertítica y antipertítica y contiene glomero cristales de plagioclasa y hornblenda. La plagioclasa suele exhibir zonamiento y textura tamiz, así como alteración a sericita que sigue zonas composicionales (Figura 26.C). Las muestras de la *facies* distal PV-07, PV-16 y PV-21B presentan características idénticas a los domos endógenos de la Riodacita del Carmen (“Sangre de Pichón”). Estas muestras contienen fenocristales alineados que se hallan fracturados y rotos, junto con bandas de óxidos (Figura 26.D). Con base en el estudio de *facies* del Intrusivo Palo Verde se demuestra que existe un cambio textural de manera transicional entre una roca de grano grueso de apariencia “hipoabisal” hacia una roca de grano fino con textura porfirítica que abarca las periferias de la zona (Figura 27) y que son equivalentes en textura y composición con los domos de la unidad Riodacita del Carmen.

Esquema	Lámina delgada	Facies	Características
		Proximal	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Contacto grano a grano</li> <li>- Grano medio (1-5 mm)</li> <li>- Texturas de desmezcla</li> </ul>
		Media	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Dos tamaños de matriz</li> <li>- Cristales reabsorbidos, fracturados y cercenados</li> </ul>
		Distal	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Matriz fina</li> <li>- Cristales reabsorbidos</li> <li>- Oxidación por fluidos pneumatolíticos</li> </ul>

Figura 27.- Modelo esquemático de la distribución de las *facies* del Intrusivo Palo Verde propuesto en este estudio.

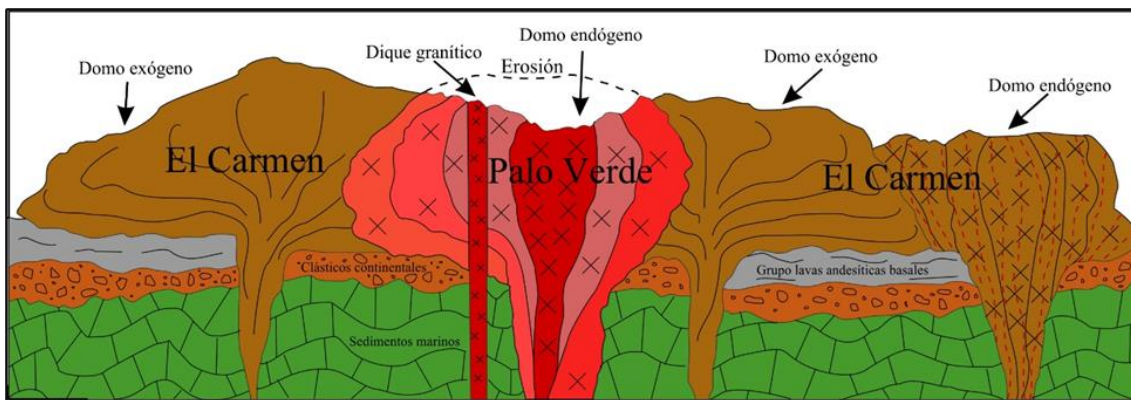


Figura 28.- Figura esquemática que representa el Grupo de lavas El Carmen-Palo Verde que se compone de un complejo de domos endógenos y exógenos.



Por lo que en este estudio se continua con el planteamiento de que las rocas cristalinas de grano grueso corresponden a las partes internas de domos endógenos (Tristán-González, 1986a) que cambian gradualmente a una roca de textura porfirítica que aflora en los bordes de los domos endógenos como se propone en el esquema de la Figura 28.

### Petrografía de Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María

#### Ignimbrita El Órgano Inferior

Se trata de una ignimbrita clasificada como riolita hasta riolita rica en feldespato alcalino (Figura 21) con textura porfirítica y compuesta de una matriz de ceniza que se caracteriza por presentar una marcada textura eutaxítica (Figura 29.A) rica en microlitos de cuarzo y feldespato alcalino. Se compone de 20-50% de fenocristales que se hallan rotos y fracturados (Figura 29.B).

La proporción modal general es cuarzo  $\geq$  feldespato alcalino > plagioclasa > hornblenda > biotita oxidada > óxidos de hierro. El grado de soldamiento de la ignimbrita es generalmente alto.

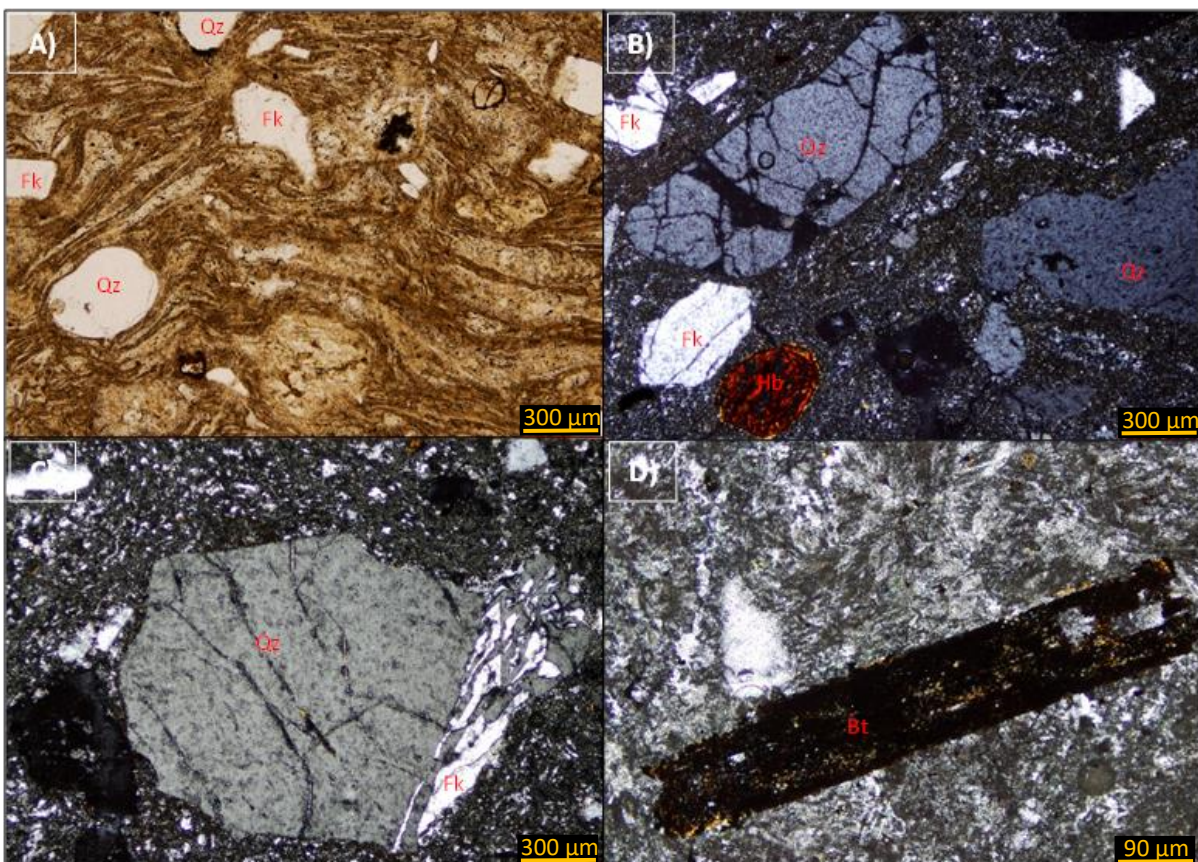


Figura 29.- Características texturales de la Ignimbrita El Órgano Inferior observadas en el microscopio petrográfico bajo luz polarizada y con los objetivos 5x (300  $\mu\text{m}$ ) y 10x (90  $\mu\text{m}$ ). Se compone de fenocristales de cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Fk), hornblenda (Hb) y escasa biotita (Bt) oxidada. A) La matriz es de ceniza con textura eutaxítica marcada. B) Los cristales están rotos y fracturados. C) Presenta cristales de cuarzo y feldespato alcalino con textura gráfica y D) Biotita con textura de deshidratación.



La forma de los cristales varía de euhedral a subhedral y su tamaño de grano es generalmente medio (1 a 4 mm). Los fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino presentan bahías de corrosión y texturas de desmezcla tipo gráfica (Figura 29.C) y concertal. La plagioclasa ocasionalmente se halla zonada y con textura de tamiz (*sieve*). Los minerales ferromagnesianos se encuentran muy oxidados, es común encontrar fenocristales de hornblenda con textura esquelética y biotita con posible textura de deshidratación (Figura 29.D).

Esta ignimbrita presenta *fiammes* colapsados a parcialmente colapsados con forma lenticular compuestos por fenocristales de cuarzo y sanidino que presentan textura de desvitrificación (esferulítica y axiolítica). Contiene líticos con forma subangulosa con bordes oxidados, ocasionalmente de composición andesítica y riódacítica que se vuelven abundantes en la base de la ignimbrita. Las ignimbritas llegan a presentar alteración por fase vapor que oxidó y silicificó a la roca y es frecuente encontrar fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino alterados a sericita.

### **Ignimbrita El Órgano Superior**

Se trata de una ignimbrita clasificada como riolita (Figura 21) con textura porfirítica y una matriz de ceniza con matriz eutaxítica muy marcada (Figura 30A), compuesta de microlitos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Se compone de 30 a 56% de fenocristales de cuarzo > feldespato alcalino > plagioclasa > hornblenda ≥ biotita > óxidos de hierro.

Los fenocristales están comúnmente rotos y/o fracturados (Figura 30.B). El grado de soldamiento es generalmente alto en esta ignimbrita.

La forma de los fenocristales varía de euhedral a subhedral, con un tamaño de grano medio (1 a 3 mm). El cuarzo y feldespato alcalino presentan bahías de corrosión. La plagioclasa suele presentar textura zonada y de tamiz. La hornblenda suele hallarse oxidada y reemplazada por hojuelas de biotita y óxidos de hierro (Figura 30.C).

Los *fiammes* están colapsados, con forma lenticular y abundantes fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa y con textura de desvitrificación (axiolítica y esferulítica).

Se encontró una muestra (SA122-10) recolectada en San Antón de los Martínez en el municipio de San Luis de la Paz, Gto. que presenta una textura muy cristalina (> 70%; Figura 30.D), con cristales soportados casi grano a grano y escaso desarrollo de matriz de ceniza. Esta muestra es rica en fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa alterada a sericita y biotita sana. Los fenocristales de cuarzo presentan intercrecimiento con fenocristales de feldespato alcalino.

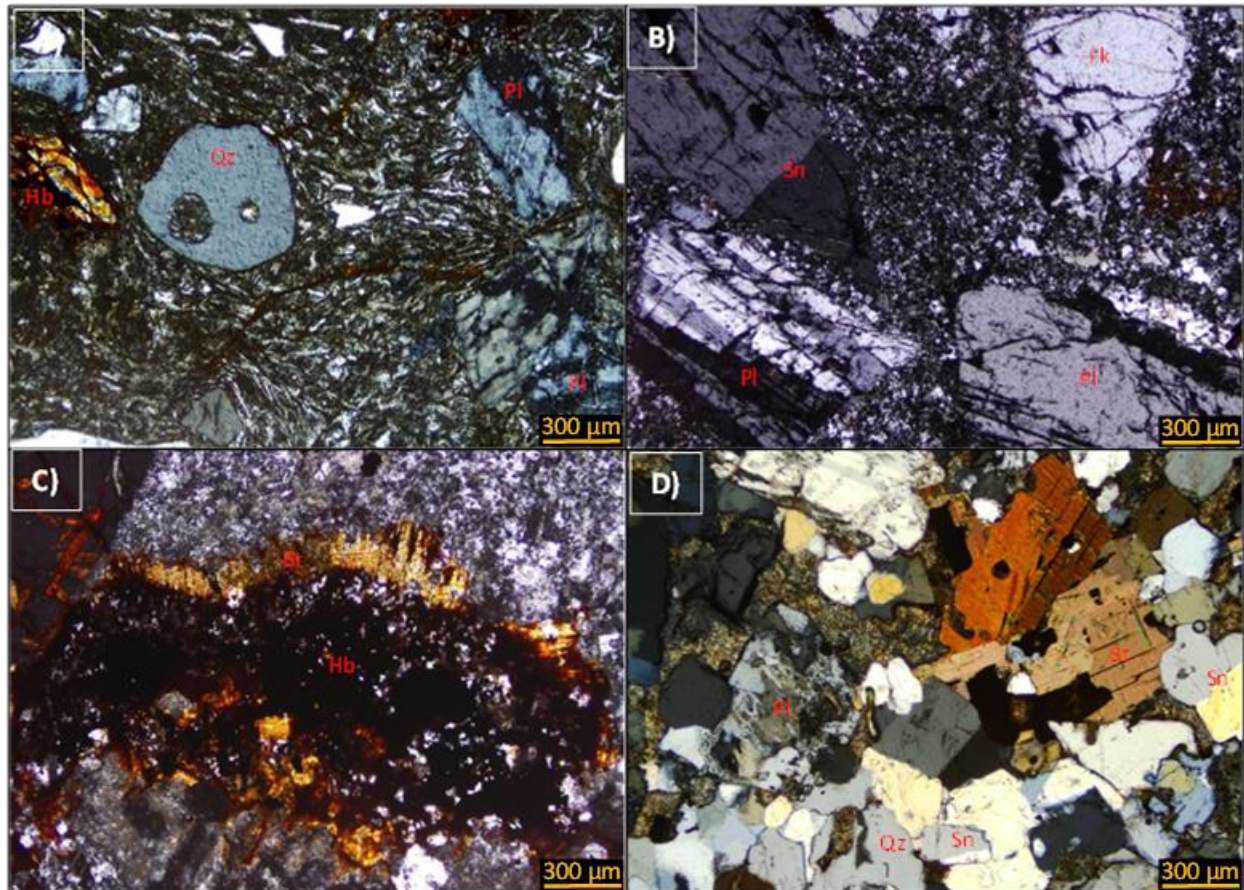


Figura 30.- Características texturales de la Ignimbrita El Órgano Superior, observadas con el microscopio petrográfico con los objetivos 5x (300 µm) y 10x (90 µm). A) Se compone de una matriz de ceniza con textura eutaxítica marcada. B) Los fenocristales presentan un tamaño de grano medio (1 a 3 mm) y se hallan rotos y fracturados. C) Fenocristal de hornblenda alterado que es sustituido por hojuelas de biotita en sus bordes y por óxidos de hierro en su centro y D) ignimbrita con escaso desarrollo de matriz de ceniza y rica en fenocristales (>70%) casi soportados grano a grano.

### Ignimbrita Santa María

Se trata de una ignimbrita clasificada como riolita (Figura 21) con textura porfirítica y una matriz de ceniza desvitrificada con fuerte textura eutaxítica. Presenta entre 25% a 30% de fenocristales que se encuentran rotos y/o fracturados. La proporción modal es de cuarzo > feldespato alcalino > plagioclasa > hornblenda > óxidos de hierro. El grado de la ignimbrita es generalmente alto. Los cristales tienen forma subhedral y un tamaño de grano medio (1 a 3 mm). El cuarzo y sanidino presentan textura de corrosión, mientras que la plagioclasa suele encontrarse zonada. Presenta *fiammes* de forma lenticular ricos en fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino. Los fenocristales de hornblenda están muy oxidados y la plagioclasa suele estar fuertemente alterada a sericita.

## Petrografía del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo

### Andesita Golondrinas

La Andesita Golondrinas aflora al poniente del CVRSM y se caracteriza por estar fuertemente diaclasada y oxidada. Se clasificó como basalto (Figura 21) con textura microporfirítica y matriz que exhibe textura pilotaxítica (Figura 31.A) e intergranular (Figura 31.B). Presenta 23% de fenocristales con proporción modal de plagioclasa > olivino ≥ clinopiroxeno > ortopiroxeno > óxidos de fierro.

Los fenocristales generalmente presentan una forma euهدral a subهدral y un tamaño de grano fino (0.2 a 0.8 mm). Algunos fenocristales de plagioclasa presentan textura zonada y también llegan a exhibir un desarrollo de macla complejo. El clinopiroxeno que conforma la matriz intergranular suele encontrarse composicionalmente zonado con los bordes estriados, posiblemente a ortopiroxeno (Figura 31.B). El olivino se encuentra parcialmente reemplazado a serpentina (textura tipo *mesh*).

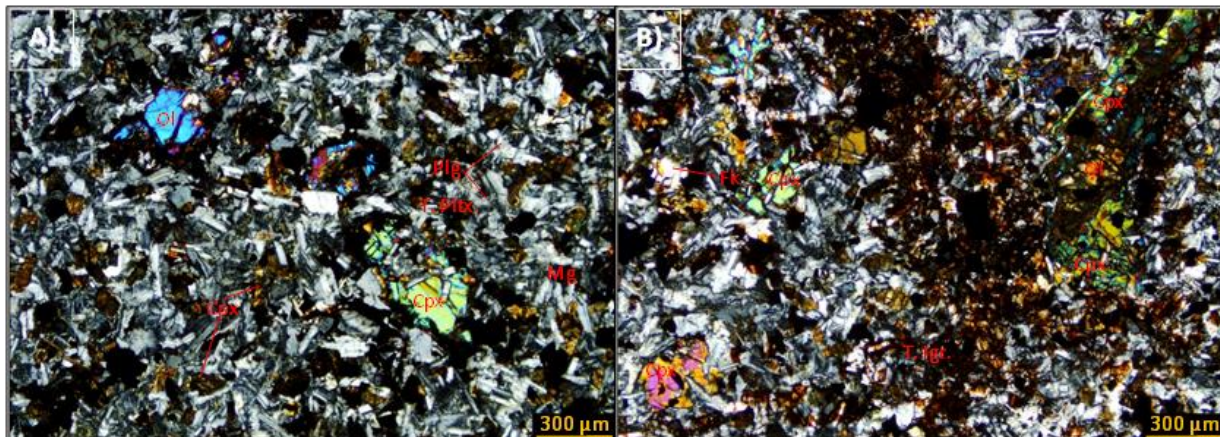


Figura 31.- Características físicas y mineralógicas de la Andesita Golondrinas observada en el microscopio petrográfico con objetivo 5x (300 μm) y en luz polarizada. A) la muestra es rica en fenocristales de clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y magnetita (Mg) embebidos en una matriz microcristalina compuesta de plagioclasa (Plg) que exhibe textura pilotaxítica (T. Pltx.). B) la matriz llega a presentar cristales de clinopiroxeno zonado en sus bordes posiblemente a ortopiroxeno y que se encuentran bordeados por cristales de plagioclasa formando textura intergranular (T. Igr.).

### Traquita Ojo Caliente

Se recolectaron muestras de la Traquita Ojo Caliente en la localidad de Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. donde subyace a la Dacita Potrerillo Inferior (Figura 32) y se separó en dos unidades de flujo: Inferior y Superior que se clasificaron modalmente como cuarzo-traquita y andesita, respectivamente (Figura 21).



Esta clasificación es concordante con las composiciones modales reportadas en las cercanías de la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. que se presenta desde cuarzo-latita, cuarzo-traquita hasta riolita (Espinoza-López, 2016) y como cuarzo-latita, cuarzo-traquita y traquita de feldespatos alcalinos (Rodríguez-Salas, 2018).

El flujo Inferior es una lava de cuarzo-traquita de composición félsica, con textura porfirítica y matriz criptocristalina desvitrificada. Se compone de 36% de fenocristales de feldespatos alcalinos (principalmente) > cuarzo > plagioclasa > hornblenda > biotita > clinopiroxeno > óxidos de hierro.


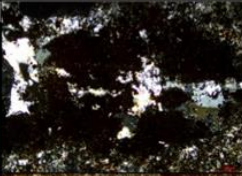



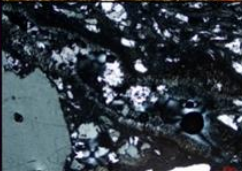
Unidad volcánica	Esquema	Lámina delgada	Características	Edad U-Pb
Dacita Potrerillo			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Composición modal latita</li> <li>- Lentes de cuarzo + feldespatos alcalinos bordeados por óxidos de hierro</li> </ul>	31.82 ± 0.23 Ma
Traquita Ojo Caliente			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Composición modal andesita</li> <li>- Lentes de cuarzo + feldespatos alcalinos bordeados por óxidos de hierro</li> </ul>	—
			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Composición modal cuarzo-traquita</li> <li>- Textura traquítica</li> <li>- Textura fluidal y micropliegues</li> </ul>	31.45 ± 0.28 Ma

Figura 32.- Sección esquemática donde se resumen las características texturales del flujo Inferior (SA120-0) y Superior (SA120-1) de la Traquita Ojo Caliente que subyacen a la Dacita Potrerillo Inferior (SA120-2) en la zona de Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P.

Los fenocristales están rotos, con formas euhedral a subhedral y tamaño de grano medio (1 a 4 mm). Esta lava presenta textura de flujo tipo traquítica compuesta de cristales de sanidino que forma “bandas” y pliegues, junto con cavidades elongadas al flujo y con textura axiolítica (desvitrificación) en sus bordes (Figura 33.A). La plagioclasa suele estar zonada. Los ferromagnesianos están oxidados y la hornblenda es reemplazada por hojuelas de biotita.

El flujo superior es una andesita con textura microporfirítica y matriz criptocristalina vítrea. Contiene 9% de plagioclasa > feldespatos alcalinos > hornblenda > clinopiroxeno > óxidos de hierro. Presenta plagioclasas “sanas” sin zonación junto con cristales que tienen textura de tamiz y zonación oscilatoria. Presenta cristales de clinopiroxeno de forma anhedral y textura de tamiz (Figura 33.B). Presenta lentes de cuarzo y feldespatos alcalinos con bordes de óxidos (Figura 33.C).

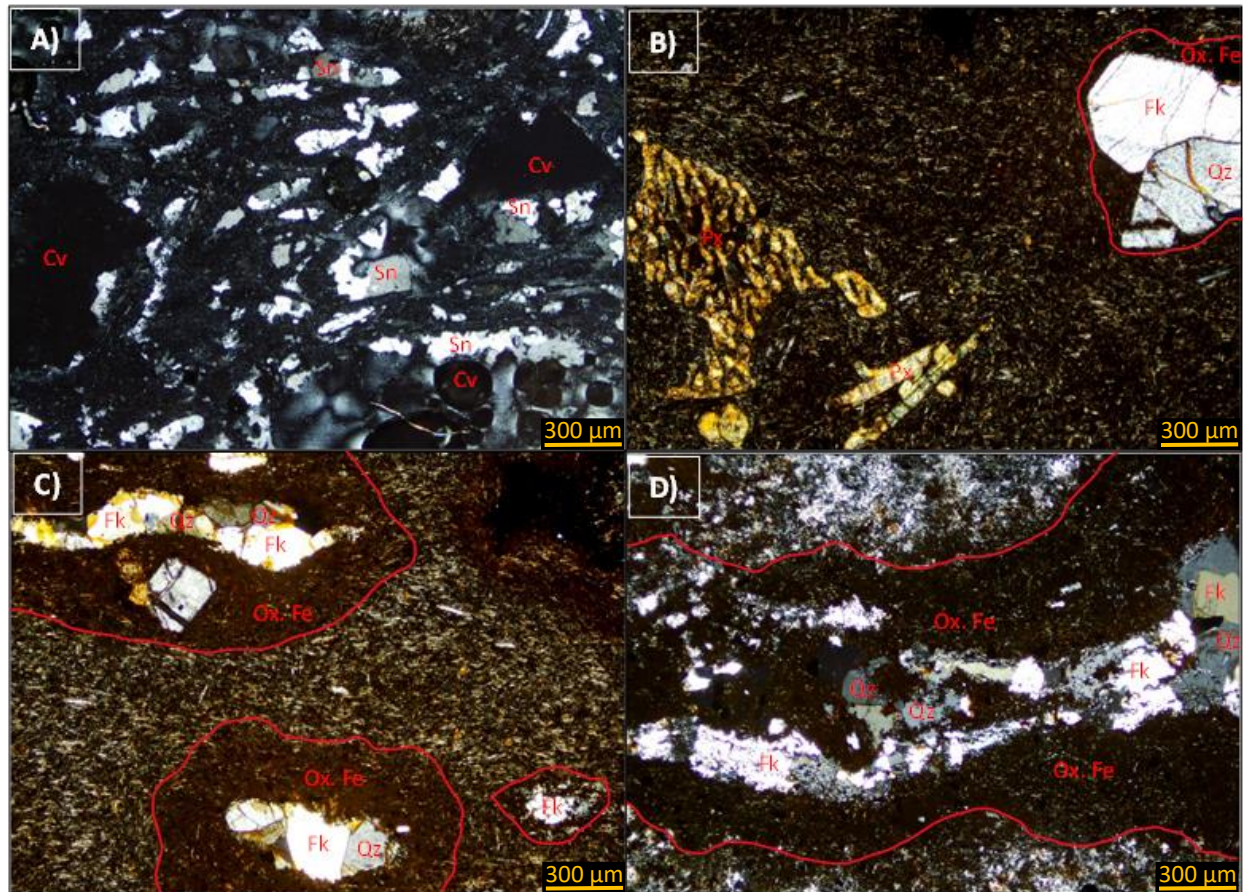


Figura 33.- Características texturales de la Traquita Ojo Caliente y la Dacita Potrerillo Inferior que la sobreyace en el poniente del CVRSM, observadas en el microscopio petrográfico bajo luz polarizada y con el objetivo 5x (300 µm). A) Flujo Inferior de la Traquita Ojo Caliente, se compone de fenocristales de sanidino (Sn) embebidos en una matriz criptocristalina con textura de flujo traquítica que desarrolla microplegues y presenta cavidades (Cv). B) El flujo Superior presenta fenocristales de clinopiroxeno (Px) con forma anhedral, bordes corroídos y textura de tamiz marcada; C) presenta lentes de cuarzo (Qz) y feldespato alcalino (Fk) que están en contacto grano a grano y con un borde de reacción grueso de óxidos de hierro. D) Dacita Potrerillo Inferior con mismos lentes que en A y B.

### Dacita Potrerillo Inferior

La Dacita Potrerillo Inferior es graficada en los campos de andesita, latita, cuarzo-andesita y riodacita (Figura 21). En Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. esta unidad sobreyace al flujo superior de la Traquita Ojo Caliente (Figura 32). En esta zona la Dacita Potrerillo Inferior es clasificada como latita. Se compone de una lava con textura porfirítica y matriz microcristalina de feldespato alcalino y óxidos de hierro.

Presenta 8% de fenocristales de feldespato alcalino > plagioclasa > hornblenda > biotita > óxidos de hierro.

Los cristales se encuentran rotos con forma euhedral a subhedral y tamaño de grano medio (1 a 3 mm). La plagioclasa suele hallarse zonada. Presenta glomerocristales de plagioclasa zonada, hornblenda y feldespato alcalino.

Al igual que el flujo Superior de la Traquita Ojo Caliente, presenta lentes irregulares y fuertemente corroídos de cuarzo y feldespato alcalino y bordes de óxidos de fierro (Figura 33.D).

De manera general, la Dacita Potrerillo Inferior se distribuye por todo el CVRSM a manera de cadenas de domos exógenos y domos endógenos con un patrón lineal NW-SE y conforman el patrón semicircular del Arco de San Antón (Tristán-González, 1986a).

Estas lavas se componen de 15% a 36% de fenocristales con una proporción modal para la andesita y cuarzo-andesitas de: plagioclasa > feldespato alcalino > cuarzo > hornblenda > óxidos de fierro > biotita; mientras que para la riodacita el contenido de cuarzo aumenta y disminuye la cantidad de ferromagnesianos (de 10% a 5%).

Los fenocristales suelen estar rotos, son de forma euhedral a subhedral y presentan un tamaño de grano medio (1 a 4 mm). Es común la presencia de textura fluidal con esferulitas (desvitrificación) en los domos exógenos. Presenta textura glomeroporfirítica compuesta por agregados de plagioclasa no zonada y con zonación oscilatoria en compañía de fenocristales de hornblenda (Figura 34.A). En una muestra de cuarzo-andesita (SA-7) se encontraron posibles manchas composicionales (*blobs*; Figura 34.B). Es común encontrar plagioclasas “sanas” y sin zonamiento en conjunto con plagioclasas que exhiben textura de zonación oscilatoria y/o con el núcleo cálcico corroído (Figura 34.C), textura de tamiz y textura poiquilítica con cadacristales de hornblenda. El feldespato alcalino y cuarzo llegan a tener bahías de corrosión. La hornblenda llega a presentar textura de deshidratación.

### **Dacita Potrerillo Superior**

La Dacita Potrerillo Superior es graficada en el campo del basalto (Figura 21). Se compone de una lava con textura microporfirítica y matriz con textura pilotaxítica conformada por microlitos de plagioclasa y óxidos de fierro (Figura 34.D) e intergranular. Contiene 10% de fenocristales de plagioclasa > clinopiroxeno > olivino > hornblenda > ortopiroxeno > óxidos de fierro.

Los fenocristales son de forma euhedral a subhedral con tamaño de grano fino (0.2 a 0.8 mm). La plagioclasa llega a encontrarse zonada y con textura de tamiz. Los ferromagnesianos están fuertemente oxidados. El ortopiroxeno presenta bahías de corrosión y zonamiento. Se obtuvo una muestra (SA-6) posiblemente del caparazón vítreo del flujo de lava que contiene textura perlítica



(desvitrificación) y cumulítica compuesta de agregados de plagioclasa, clinopiroxeno con macla lamelar, ortopiroxeno zonado y bordes corroídos, olivino “sano” y óxidos de hierro.

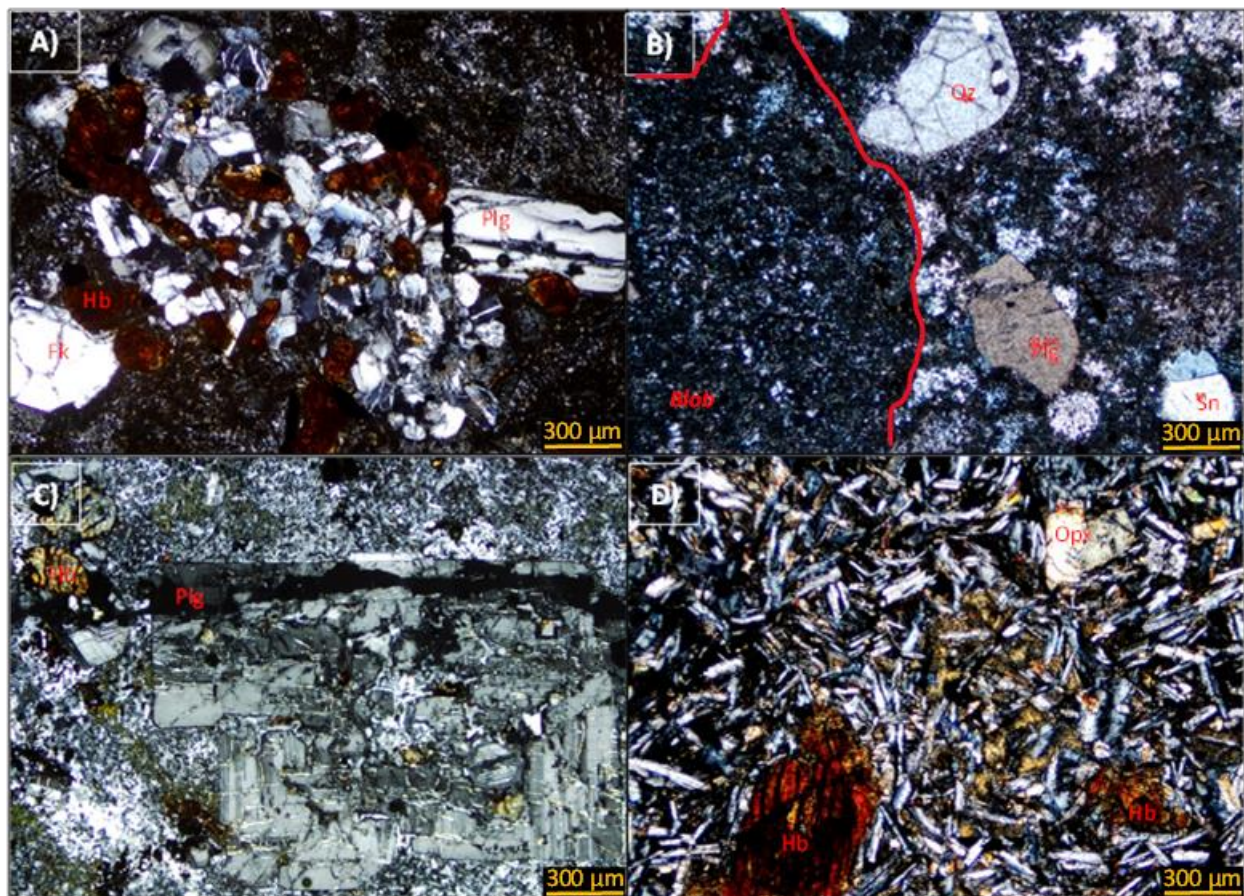


Figura 34.- Características texturales de la Dacita Potrerillo Inferior que se encuentran en la zona central y meridional del CVRSM, observada bajo luz polarizada y con el objetivo 5x (300  $\mu$ m). A) Glomerocristales de plagioclasa (Plg) con zonación oscilatoria y sin zonación en conjunto con cristales de hornblenda (Hb). B) Los fenocristales se encuentran rotos y fracturados principalmente de cuarzo (Qz) y sanidino (Sn). Presenta zonas oscuras que pueden corresponder a manchas composicionales (*blobs*). C) Plagioclasa con zonación oscilatoria y núcleo cálcico corroído. D) Dacita Potrerillo Superior que exhibe textura pilotaxítica y fenocristales de hornblenda (Hb) y ortopiroxeno (Opx).

### Petrografía del basalto Mesa de Jesús

El basalto Mesa de Jesús se graficó como basalto (Figura 21). La lava presenta textura microporfirítica y matriz microcristalina que exhibe textura fluidal. Presenta 15% de fenocristales con proporción modal de plagioclasa > piroxeno > olivino > hornblenda > óxidos de hierro.

Los fenocristales tienen forma subhedral a euhedral con un tamaño de grano regularmente fino (0.2 a 0.8 mm). Los ferromagnesianos se encuentran oxidados y se presenta textura glomeroporfirítica con agregados de olivino y clinopiroxeno. Presenta un cúmulo de fenocristales de clinopiroxeno que pueden corresponder a un xenolito.



Tabla 5.- Síntesis de las características petrográficas principales de las unidades volcánicas principales del CVRSM.

Muestra/Unidad geológica	Localidad	Clasificación mineralógica	Textura general	Proporción modal primarios	Proporción modal secundarios	Texturas principales	Otras características
SA120-4/Tas	Las Chinas, Santa María del Río, S.L.P.	Basalto de olivino y clinopiroxeno	Microporfirítica y de composición máfica	Ol > Cpx > Pl > Opx 8% > 3% > 3% > 1%	Parg > Cbtos > Ox. Fe 3% > 2% > 1%	Matriz microcristalina con textura fluidal e intergranular. Textura <i>mesh</i> en Ol. Textura lamelar y núcleos corroídos en Cpx. Cbtos masivos	Presencia de xenolitos deformados de Ol + Cpx y Parg (?) en los bordes.
<b>Grupo El Carmen-Palo Verde</b>							
SA-111/Trc	El Garbanzo, Rioverde, S.L.P.	Cuarzo-andesita de hornblenda con clinopiroxeno y biotita	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Fk > Qz 12% > 4% > 2%	Hb > Cpx > Bt > Ox. Fe 5% > 2% > 1% > 1%	Matriz microcristalina desvitrificada. Cristales fracturados. Glomero-cristales de Pl + Hb. Pl zonada y con textura de tamiz. Texturas pertítica, antipertítica y concertal.	Presenta lentes de Qz + Fk con bordes masivos de Fk y Ox. Fe.
SA-118/Trc	La Atarjea, San Ciró de Acosta, S.L.P.	Riodacita con hornblenda y biotita	Porfirítica y de composición félsica	Pl > Qz > Fk 7% > 5% > 3%	Bt > Hb > Ox. Fe 3% > 2% > 1%	Matriz microcristalina felsítica. Cristales con bordes corroídos. Glomero-cristales de Pl y Pl + Hb. La Hb está oxidada y reemplazada por Bt	Los bordes de los fenocristales presentan microcristales de Qz y Fk.
SA122-1/Trc	La Norita, Tierra Nueva, S.L.P.	Brecha de lava riolítica	Porfirítica y de composición félsica	Fk > Qz > Pl 15% > 13% > 5%	Ox. Fe > Bt > Zr 1% > 1% > 1%	Matriz microcristalina felsítica, desvitrificada y con textura fluidal. Cristales de Qz y Fk fracturados y con bordes corroídos. Pl zonada y textura de intercrecimiento con Fk.	Los fenocristales rotos están bordeados por cristales de menor tamaño.
SA122-4/Trc	San Gabriel, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita de hornblenda con biotita	Porfirítica y de composición félsica	Fk > Pl > Qz 8% > 6% > 5%	Hb > Bt 5% > 1%	Matriz microcristalina felsítica y desvitrificada. Fenocristales rotos y con bordes corroídos. Pl zonada y con textura poiquilítica con Hb. El Fk presenta textura pertítica.	La matriz proviene de cristales corroídos. Pl alterada a sericita. Presenta vetillas de Qz + Fk.
SA122-5/Trc	Oriente de Tierra Nueva, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita con biotita y hornblenda	Porfirítica y de composición félsica	Qz > Fk > Pl 22% > 10% > 8%	Ox. Fe > Bt > Hb 2% > 2% > 1%	Matriz microcristalina seriada y felsítica. Fenocristales rotos y corroídos. Textura pertítica y concertal entre Qz y Fk. La Hb presenta bordes de Bt.	Bandas de oxidación por efecto de fluidos pneumatolíticos.
CSA-11/Trc	Presa El Realito, San Luis de la Paz, Gto.	Riodacita de hornblenda	Holocristalina y de composición intermedia	Pl > Qz > Fk 7% > 3% > 2%	Ox. Fe > Cpx 1% > 1%	Matriz microcristalina. Fenocristales de Pl con textura zonada y de tamiz. Qz con textura concertal. Los bordes de la Hb están oxidados, posible textura de deshidratación.	Presenta glomero-cristales de Pl + Hb y diseminados de Ox. Fe.
SA02-18/Trc	Derramaderos, Victoria, Gto.	Cuarzo-andesita con biotita	Holocristalina y de composición intermedia	Pl > Qz > Fk 15% > 4% > 2%	Bt > Ox. Fe 3% > 1%	Matriz microcristalina. Fenocristales de Pl con textura de zonada y de tamiz. Textura antipertítica. Glomero-cristales de Pl + Bt. La Bt está oxidada.	Cristales de Pl fracturados y rellenos de zeolita. Presenta vetillas de Qz + Fk.
SA05-17/Trc	Camino a Derramaderos, Victoria, Gto.	Riolita de hornblenda	Porfirítica y de composición félsica	Pl > Fk > Qz 10% > 7% > 5%	Hb > Bt 2% > 1%	Matriz microcristalina alterada y con textura fluidal. Fenocristales rotos. La Pl llega a exhibir zonamiento. El Qz y Fk presentan bordes corroídos.	Matriz alterada y parcialmente oxidada.
SA-13/Tpv (facies proximal)	Los Ahorcados, Victoria, Gto.	Cuarzo-andesita con hornblenda, biotita y clinopiroxeno	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Fk > Qz 14% > 5% > 4%	Hb > Bt > Cpx > Ox. Fe > Zr 4% > 3% > 2% > 1% > 1%	Matriz microcristalina. Fenocristales fracturados y con bordes corroídos. Pl zonada y con textura de tamiz. Texturas pertítica y gráfica en feldespatos. La Hb es sustituida por Bt.	Glomero-cristales de Pl + Hb y lítico compuesto de Pl + Cpx + Hb + Fk con bordes de Ox. Fe.

Unidad Geológica: Tas: Andesita Salitrera; Trc, Riodacita del Carmen; Tpv, unidad denominada "Intrusivo Palo Verde". Mineralogía: Qz: cuarzo, Fk, feldespato alcalino, Pl, Plagioclasa, Ox. Fe, óxidos de hierro, Bt, biotita, Hb, hornblenda, Cpx, clinopiroxeno, Opx, ortopiroxeno, Ol, olivino; Parg, pargasita; Cbtos: carbonatos; y Zr, circon.

Tabla 5.- Continuación.

Muestra/Unidad geológica	Localidad	Clasificación mineralógica	Textura general	Proporción modal primarios	Proporción modal secundarios	Texturas principales	Otras características
PV-02/Tpv (facies proximal)	Peñas Blancas, Tierra Nueva, S.L.P.	"Granito" con biotita y hornblenda	Hipoabisal y porfirítica	Fk > Qz > Pl 35% > 30% > 15%	Ox. Cu (?) > Bt > Cbtos > Hb > Ox. Fe 5% > 3% > 3% > 1% > 1%	La matriz microcristalina de Pl + Fk + Qz. La Pl exhibe zonamiento y texturas anipertítica y de tamiz. La Hb fue reemplazada por Ox. Fe y Bt.	Alteración por oxidación y cloritización. Pl alterada a sericita. Hay Cbtos y Ox. de Cu.
PV-07/Tpv (facies distal)	Tajo de material a camino Rancho La Cebada, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita con biotita y hornblenda	Seriada y de composición félsica	Fk > Qz > Pl 10% > 8% > 7%	Bt > Ox. Fe y Hb 4% > 4% > 2%	Matriz microcristalina compuesta de Qz + Fk + Ox. Fe. Los fenocristales tienen bordes corroídos. La Pl exhibe zonamiento y texturas concertal, pertítica y antipertítica.	Pl alterada a sericita. La Hb es sustituida por Ox. Fe y Bt.
PV-08/Tpv (facies distal)	Paso de las Higueras, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita	Porfirítica y de composición félsica	Fk > Plg > Qz 13% > 10% > 8%	Hb > Bt > Ox. Fe 2% > 1% > 1%	Matriz criptocristalina con fenocristales que reflejan textura de flujo. Fenocristales fracturados y craquelados. La Pl muestra zonamiento y texturas de tamiz y antipertítica.	Alteración por cloritización en matriz. La Hb es sustituida en sus bordes por Bt.
PV-10/Tpv (facies media)	Cieneguilla, Santa María del Río, S.L.P.	Riolita con biotita	Porfirítica y de composición félsica	Fk > Qz > Pl 12% > 10% > 5%	Bt 1%	Matriz microcristalina félsica y desvitrificada. Los fenocristales están fracturados y se presentan texturas intersertal, gráfica, mirmequítica, pertítica y antipertítica.	Matriz argilizada y cloritizada. Presenta vetillas de Qz + Fk.
PV-12/Tpv (facies proximal)	Rancho Viejo, Santa María del Río, S.L.P.	"Granito" con piroxeno, hornblenda y biotita	hipoabisal, equigranular y de composición félsica	Pl > Fk > Qz 40% > 25% > 20%	Cpx > Hb > Ep > Bt > Ox. Fe > Zr 3% > 3% > 3% > 2% > 1% > 1%	Se halla Pl zonada y con texturas de tamiz, mesopertítica y antipertítica. El Qz presenta textura gráfica con Fk. Bt reemplazada por Clor "azul de Berlin".	Posible reemplazamiento de ferromagnesianos por epidota y diopsida (?).
PV-14/Tpv (facies media)	Camino a La Joyita, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita de hornblenda con biotita	Porfirítica y de composición félsica	Pl > Fk > Qz 15% > 10% > 8%	Hb > Bt > Zr > Ox. Fe 5% > 2% > 2% > 1%	Matriz microcristalina con dos tamaños de grano compuesta de cristales anhedrales de Qz + Fk. Texturas pertítica y mirmequítica en feldespatos.	Fenocristales con bordes corroídos y "cercenados". La Hb es sustituida por Bt y Ox. Fe.
PV-16/Tpv (facies distal)	Charcos, Tierra Nueva, S.L.P.	cuarzo-andesita de hornblenda	Porfirítica y de composición félsica	Pl > Fk > Qz 12% > 7% > 5%	Hb > Cpx > Ox. Fe 5% > 1% > 1%	Matriz microcristalina félsica con Ox. Fe. Cambio transicional entre fenocristales y matriz. Presenta reabsorción y formación de neocristales en los bordes.	Presenta vetillas de Qz + Fk. Alteración posterior por fluidos pneumatolíticos.
PV-18/Tpv (facies proximal)	Santa Gertrudis, Tierra Nueva, S.L.P.	"Granito" con biotita	Hipoabisal, seriada y de composición félsica	Fk > Qz > Pl 35% > 30% > 20%	Bt > Ep > Ox. Fe > Cbtos > Hb > Mosc (?) 5% > 3% > 2% > 1% > 1%	Fk con textura poiquilitica de Fk. El Qz presenta textura concertal y gráfica con Fk. La Pl exhibe zonamiento y mada polisintética compleja.	Presenta mica parecida a Mosc. Emplazamiento posterior de Ep, Clor y Cbtos en fracturas.
PV-19/Tpv (facies media)	Tuna Mansa, Tierra Nueva, S.L.P.	"Granito" con biotita	Hipoabisal, seriada y de composición félsica	Qz > Fk > Pl 13% > 11% > 7%	Bt > Ox. Fe 3% > 1%	Fenocristales fracturados, "cercenados", con bordes corroídos y reabsorbidos. La Pl se halla zonada y con textura anipertítica. Se hallan texturas gráfica y pertítica.	Algunas fracturas están rellenas de biotita.
PV-21B/Tpv (facies distal)	San Isidro, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita de biotita con hornblenda	Seriada y de composición félsica	Fk > Qz > Pl 10% > 8% > 8%	Bt > Hb > Ox. Fe 5% > 3% > 1%	Matriz microcristalina félsica con fenocristales fracturados, "cercenados" y reabsorbidos. La Pl presenta zonamiento y textura concertal con Fk. La Hb es reemplazada por Bt.	Algunos fenocristales de Pl están sericitizados. Presenta lentes de Fk.

Unidad Geológica: Tpv: unidad denominada "Intrusivo Palo Verde". Mineralogía: Qz, cuarzo; Fk, feldespato alcalino; Pl, Plagioclasa; Ox. Fe, óxidos de hierro; Ox. Cu, óxidos de cobre; Bt, biotita; Hb, hornblenda; Cpx, clinopiroxeno; Cbtos, carbonatos; Clor, clorita; Ep, epidota; Mosc, moscovita

Tabla 5.- Continuación.

Muestra/Unidad geológica	Localidad	Clasificación mineralógica	Textura general	Proporción modal primarios	Proporción modal secundarios	Texturas principales	Otras características
PV-22/Tpv (facies media)	Los Charcos, Tierra Nueva, S.L.P.	Riolita con biotita	Porfírica y de composición félsica	Fk > Qz > PI 10% > 7% > 5%	Bt > Ox. Fe. 2% > 1%	Matriz microcristalina compuesta de Qz y Sn. Los fenocristales están fracturados. Se encuentran texturas gráfica, perlitica y aniperlitica.	Algunos fenocristales de PI están sericitizados.
<b>Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María</b>							
SA-9/Tor I	Puerto del Aire, Xichú, Gto.	Oleada piroclástica riolítica de hornblenda	Porfírica inequigranular y de composición félsica	PI > Fk > Qz 20% > 15% > 13%	Hb > Opx > Ox. Fe 5% > 1% > 1%	Matriz de ceniza parcialmente sodada y desvitrificada que exhibe textura perlitica. La PI se halla zonada y con textura de tamiz. El Qz y Fk tienen bordes corroídos.	La matriz presenta lentes de vitrófido negro, pómez sin colapsar y líticos.
SA-1/Tor I	La Gavia Chica, Victoria, Gto.	Ignimbrita riolítica soldada	Piroclástica, porfírica y de composición félsica	Qz > Fk > PI 20% > 15% > 8%	Ox. Fe > Hb > Cpx > Zr 1% > 1% > 1% > 1%	Matriz de ceniza desvitrificada con textura eutaxítica. Los fenocristales están rotos. El Qz y Fk tienen bahías de corrosión. La PI está zonada. La Hb y Cpx están oxidados.	Alteración por fase vapor. <i>Fiammes</i> lenticulares ricos en fenocristales de Qz y Fk.
SA-2/Tor I	La Gavia Chica, Victoria, Gto.	Ignimbrita riolítica soldada	Piroclástica, porfírica y de composición félsica	Qz > Fk > PI 25% > 14% > 10%	Ox. Fe > Zr 1% > 1%	La matriz es de ceniza desvitrificada y con fuerte textura eutaxítica. Fenocristales rotos y fracturados. Qz y Fk tienen bahías de corrosión. La PI se halla zonada.	Presenta <i>fiammes</i> lenticulares y textura esferulítica. Tiene líticos y hay vetillas de Qz + PI.
SA-8A/Tor I	Puerto del Aire, Xichú, Gto.	Vitrófido riolítico	Origen piroclástico y de composición félsica	Fk > PI > Qz 10% > 8% > 7%	Hb > Cpx > Ox. Fe 3% > 1% > 1%	Matriz vitrea desvitrificada con textura eutaxítica y perlitica. Fenocristales rotos. La PI está zonada. El Qz y Fk tienen bahías de corrosión y textura concertal. El Cpx está oxidado.	Contiene lentes de vitrófido y pómez sin colapsar. La Hb exhibe textura esquelética.
SA-8B/Tor I	Puerto del Aire, Xichú, Gto.	Ignimbrita riolítica rica en feldespatos alcalinos soldada	Origen piroclástico y de composición félsica	Fk > Qz > PI 25% > 21% > 3%	Hb > Ox. Fe 3% > 1%	La matriz es de ceniza con microcristales de Qz y Fk y con textura eutaxítica. El Qz y Fk exhiben bahías de corrosión.	Presenta <i>fiammes</i> compuestos de Qz y Sn. Presenta líticos oxidados.
CSA-7-7/Tor I	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.	Ignimbrita soldada riolítica rica en feldespatos alcalinos	Origen piroclástico, porfírica y de composición félsica	Fk > Qz > PI 12% > 5% > 1%	Hb > Ox. Fe 1% > 1%	Matriz de ceniza parcialmente soldada con textura de flujo y esquirlas de vidrio. El Qz y Fk se hallan con bordes corroídos. La Hb está oxidada y con textura esquelética.	El Fk llega a estar alterado a sericita. Presenta pómez parcialmente colapsada.
SA-18/Tor I	La Yerbabuena, Victoria, Gto.	Ignimbrita muy soldada riolítica con hornblenda y biotita	Origen piroclástico, porfírica y de composición félsica	Qz > Fk > PI 15% > 12% > 4%	Hb > Bt > Ox. Fe 2% > 1% > 1%	Matriz de ceniza con textura eutaxítica. Fenocristales rotos. La PI está zonada y con textura de tamiz. Hay textura gráfica y concertal. La Hb y Bt están oxidadas.	La muestra es rica en <i>fiammes</i> , se componen de cristales de Qz y Sn y tienen textura axiolítica.
SA122-11/Tor I	Camino a presa El Realito, San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.	Ignimbrita soldada riolítica con hornblenda	Origen piroclástico, porfírica, mesocristalina y composición félsica	Qz > Fk > PI 10% > 5% > 3%	Hb > Ox. Fe 2% > 1%	La matriz es de ceniza desvitrificada con textura eutaxítica. Los fenocristales se hallan rotos y fracturados. El Qz y Fk tienen bordes corroídos. La PI está zonada.	Presenta <i>fiammes</i> lenticulares, ricos en fenocristales de Qz y Fk. Los feldespatos están alterados a sericita.
CSA7-10/Tor II	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.	Ignimbrita soldada riolítica con hornblenda y biotita	Origen piroclástico, porfírica y de composición félsica	Qz > Fk > PI 12% > 8% > 6%	Hb > Bt > Ox. Fe 2% > 1% > 1%	Matriz de ceniza con microilitos de Qz y Fk. Fenocristales rotos y con bordes corroídos. La PI se encuentra zonada. La Hb está reemplazado por Bt y Ox. Fe.	Presenta <i>fiammes</i> de hasta 2 cm, ricos en Fk + Qz + PI. La PI alterada a sericita y zeolita.

Unidad Geológica: Tpv: unidad denominada "Intrusivo Palo Verde"; Tor I, miembro inferior de la Ignimbrita El Órgano; Tor II, miembro superior de la Ignimbrita El Órgano. Mineralogía: Qz, cuarzo; Fk, feldespatos alcalinos; Sn, Sanidino; PI, Plagioclasa; Ox. Fe, óxidos de hierro; Ox; Bt, biotita; Hb, hornblenda; Cpx, clinopiroxeno; y Zr, circon.



Tabla 5.- Continuación.

Muestra/Unidad geológica	Localidad	Clasificación mineralógica	Textura general	Proporción modal primarios	Proporción modal secundarios	Texturas principales	Otras características
SA03-17/Tor II	Placita Los Gallos, San Luis de la Paz, Gto.	Ignimbrita soldada riolítica con hornblenda y biotita	Origen piroclástico, porfirítica y de composición félsica	Qz > Pl > Fk 20% > 12% > 8%	Hb > Bt > Ox. Fe 2% > 2% > 1%	La matriz se compone de ceniza. La mayoría de los fenocristales están rotos y fracturados. Algunos cristales presentan bordes corroídos. La Pl llega a estar zonada.	Presenta <i>fiammes</i> con textura esferulítica. La muestra fue alterada por fase vapor.
SA122-10/Tor II	San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.	Ignimbrita riolítica con biotita ( <i>crystal mush</i> )	Origen piroclástico, seriada y de composición félsica	Qz > Fk > Pl 22% > 18% > 12%	Bt > Ox. Fe 2% > 1%	Escasa matriz de ceniza. Los fenocristales se hallan fracturados y contacto grano a grano. El Qz y Fk tienen bordes de reacción. La Pl zonada y con textura de tamiz.	La plagioclasa está alterada a sericita.
<b>Grupo Ojo Caliente-Potreriillo</b>							
SA121-1/Tis	Camino a El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P.	Ignimbrita muy soldada riolítica con hornblenda	Origen piroclástico, porfirítica y de composición félsica	Fk > Pl > Qz 12% > 10% > 7%	Hb > Zr 1% > 1%	La matriz de ceniza desvitrificada con fuerte textura eutaxítica. Fenocristales fracturados. La Pl se llega a observar zonada. La Hb está fuertemente oxidada.	Presenta <i>fiammes</i> . La Pl está alterada a sericita.
SA121-6/Tan	El Tule, Tierra Nueva, S.L.P.	Basalto de olivino y clinopiroxeno con ortopiroxeno	Microporfirítica y de composición máfica	OI > Cpx > Pl > Opx 5% > 5% > 4% > 4%	Ox. Fe 4%	Matriz microcristalina con textura pilotaxítica e intergranular. El OI tiene textura <i>mesh</i> . El Cpx presenta zonamiento probablemente a Opx y Pl se encuentra zonada.	El OI puede encontrarse alterado a serpentina.
SA-3/Tdp I	La Tapon, Victoria, Gto.	Cuarzo-andesita de hornblenda	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Fk > Qz 15% > 5% > 3%	Hb > Ox. Fe > Cpx > Zr 10% > 3% > 1% > 1%	Matriz microcristalina, desvitrificada y se compone de Pl + Fk + Ox. Fe. La Pl suele estar zonada y con textura de tamiz. El Qz presenta bahías de corrosión.	Presenta glomerocristales de Pl + Hb + Fk + Qz. Contiene vetillas de Qz + Fk + Pl.
SA-5/Tdp I	La Tapon, Victoria, Gto.	Cuarzo-andesita de hornblenda	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Fk > Qz 15% > 7% > 4%	Hb > Ox. Fe > Zr 5% > 3% > 1%	La matriz microcristalina desvitrificada. La Pl suele estar zonada. La Hb presenta textura esquelética con bordes fuertemente oxidados por deshidratación.	Presenta glomerocristales de Pl + Hb + Fk.
SA-7/Tdp I	La Tapon, Victoria, Gto.	Cuarzo-andesita de hornblenda	De composición intermedia	Pl > Fk > Qz 17% > 7% > 5%	Hb > Ox. Fe > Bt 7% > 5% > 1%	Matriz criptocristalina. La Pl suele estar zonada, mientras que el Qz y Fk tienen bahías de corrosión. La Hb está muy oxidada. Se hallan glomerocristales de Pl + Hb.	La muestra presenta vetillas de Qz + Fk. La Pl tiene alteración argílica.
SA122-8/Tdp I	Cañada del Palmar, Tierra Nueva, S.L.P.	Brecha de cuarzo-andesita de biotita	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Sn > Qz (?) 7% > 3% > 1%	Ox. Fe > Bt > Hb 2% > 1% > 1%	Presenta fragmentos angulosos de matriz microcristalina envueltos en una matriz criptocristalina. Los fenocristales están rotos. La Pl está zonada y con textura de tamiz.	Posible alteración hidrotermal reflejado por fuerte oxidación y craquelamiento.
SA122-9/Tdp I	San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto.	Andesita con hornblenda y clinopiroxeno	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Fk 15% > 3%	Hb > Ox. Fe > Cpx > Zr 4% > 2% > 1% > 1%	Matriz microcristalina con textura fluidal. La Pl llega a presentarse zonada y con textura de tamiz. Hay glomerocristales de Pl + Hb.	Presenta vetillas onduladas de Qz + Fk + Ox. Fe y de Ep.
CSA-8/Tdp I	Camino a presa El Realito, San Luis de la Paz, Gto.	Riodacita de hornblenda con piroxeno	Porfirítica y de composición intermedia	Pl > Qz > Fk 10% > 7% > 3%	Hb > Cpx > Ox. Fe 3% > 1% > 1%	Matriz microcristalina con fenocristales fracturados. La Pl llega a estar zonada y con textura de tamiz. La Hb está oxidada.	Presenta glomerocristales de Pl + Hb de hasta 6.6 mm.

Unidad Geológica: Tor II, miembro superior de la Ignimbrita El Órgano; Tis, Ignimbrita Santa María; Tan, Andesita Golondrinas; Tdp I, miembro inferior de la Dacita Potrerillo. Mineralogía: Qz, cuarzo; Fk, feldespato alcalino; Pl, Plagioclasa; Ox. Fe, óxidos de hierro; Bt, biotita; Hb, hornblenda; Cpx, clinopiroxeno; Zr, circon.

Tabla 5.- Continuación.

Muestra/Unidad geológica	Localidad	Clasificación mineralógica	Textura general	Proporción modal primarios	Proporción modal secundarios	Texturas principales	Otras características
SA07-17A/Tdp I	Camino a San Agustín, Victoria Gto.	Cuarzo-andesita de hornblenda	Seriada y de composición intermedia	PI > Fk > Qz 10% > 3% > 2%	Hb > Bt > Ox. Fe 3% > 1% > 1%	Matriz microcristalina desvitrificada y con textura fluidal. La PI se halla zonada y con texturas de tamiz e intersertal. El Qz y Fk tienen bordes corroídos.	Presenta glomerocristales de PI + Hb + Fk + Ox. Fe. Contiene esferulitas.
SA-4/Tdp II	La Taponá, Victoria, Gto.	Basalto con clinopiroxeno y ortopiroxeno	Microporfirítica y de composición máfica	Cpx > Opx > Hb > PI 3% > 2% > 1% > 1%	Ox. Fe 3%	Matriz microcristalina compuesta de Ox. Fe y PI con textura pilotaxítica e intergranular. Cpx con textura óptica. Opx tiene bordes de reacción. PI llega a exhibir zonamiento.	Los fenocristales ferromagnesianos están fuertemente oxidados.
SA-6/Tdp II	La Taponá, Victoria, Gto.	Basalto con clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino	Porfirítica de composición máfica	PI > Cpx > Ol > Opx > Fk 25% > 4% > 3% > 2%	Ox. Fe 2%	Matriz vítrea desvitrificada con textura perlitica, fluidal e intergranular. La PI llega a exhibir zonamiento y texturas de tamiz e intersertal. Cpx exhibe macla lamelar. Opx tiene zonamiento y bahías de corrosión.	El Ol está fracturado, oxidado y alterado a Serp. La muestra tiene glomerocristales de PI + Cpx + Ol + Ox. Fe.
SA120-0/Toc	Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P.	Cuarzo-traquita con hornblenda y biotita	Porfirítica y de composición félsica	Fk > Qz > PI 20% > 5% > 4%	Hb > Bt > Cpx > Ox. Fe 3% > 2% > 1% > 1%	Matriz microcristalina desvitrificada con textura de flujo y axiolítica. Fenocristales rotos. La PI se halla zonada. La Hb está oxidada y sustituida en sus bordes por Bt.	Algunos feldespatos están alterados a sericita.
SA120-1/Toc	Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P.	Andesita con hornblenda y clinopiroxeno	Microporfirítica, holocristalina y de composición intermedia	PI > Fk 4% > 2%	Hb > Cpx 1% > 1%	Matriz microcristalina desvitrificada y con textura de flujo. La PI muestra textura de tamiz y poiquilitica con Hb. Cpx están corroídos y presentan textura tipo mirmequitica.	La muestra se caracteriza por presentar lentes de Hb y de Qz + Fk con un halo de Ox. Fe.
SA120-2/Toc	Las Adjuntas, Santa María del Río, S.L.P.	Lafita con hornblenda	Porfirítica y de composición intermedia	Fk > PI 3% > 2%	Hb > Bt > Ox. Fe 1% > 1% > 1%	La matriz se compone de Fk con esferulitas. Presenta fenocristales rotos. La PI llega hallarse zonada y la Hb está oxidada. Presenta glomerocristales de PI + Hb y de Sn + Hb.	Presenta lentes de Qz + Fk y de Qz + Fk + Bt con halo de Ox. Fe.
<b>basalto Mesa de Jesús</b>							
SA01-17/Tbmj	Mesa de Jesús, San Luis de la Paz, Gto.	Basalto de piroxeno con olivino y hornblenda	Microporfirítica y de composición máfica	PI > Cpx > Ol 7% > 5% > 1%	Hb > Ox. Fe 1% > 1%	Presenta matriz microcristalina compuesta de PI + Ox. Fe + Cpx con textura de flujo e intergranular. Se encuentran glomerocristales de Ol + Cpx. La Hb y Cpx están oxidados.	Presenta un cúmulo de cristales de Cpx que puede ser un xenolito.

Unidad Geológica: Tdp I, miembro inferior de la Dacita Potrerillo; Tdp II, miembro superior de la Dacita Potrerillo; Toc; Traquita Ojo Caliente; Tbmj, basalto Mesa de Jesús. Mineralogía: Qz, cuarzo; Fk, feldespato alcalino; Sn, sanidino; Pl, Plagioclasa; Ox. Fe, óxidos de hierro; Ol, olivino; Bt, biotita; Hb, hornblenda; Cpx, clinopiroxeno; Opx, ortopiroxeno.

## 5.2. Geoquímica de los grupos volcánicos

El presente trabajo aporta nuevos datos de geoquímica de elementos mayores y traza (Anexo B.2 adjunto en el CD de la versión física de este trabajo) para los tres grupos volcánicos y la unidad informal basalto Mesa de Jesús con el objetivo de aportar argumentos que justifiquen su agrupación y determinar la procedencia y procesos de diferenciación de los magmas que originaron a estos grupos volcánicos. Para complementar la información, se utilizaron los datos reportados en los trabajos previos para las unidades Ignimbrita El Órgano (Martínez-Torres, 2016 y Jaimes-Viera *et al.*, 2022), Ignimbrita Santa María (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984 y Villegas-Grimaldo, 2015); Traquita Ojo Caliente (Medina-Romero, 2008 y Castillo-Gutiérrez, 2018); y Dacita Potrerillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Martínez-Torres, 2016; García-Pérez, 2017; Jaimes-Viera *et al.*, 2022).

### Clasificación geoquímica a partir de elementos mayores y traza

Para obtener la clasificación geoquímica, se utilizó la concentración de elementos mayores a partir de la relación de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs sílice ( $\text{SiO}_2$ ) con el diagrama TAS (Total Álcalis vs Sílice, Le Bas *et al.*, 1986) como se muestra en la Figura 35.

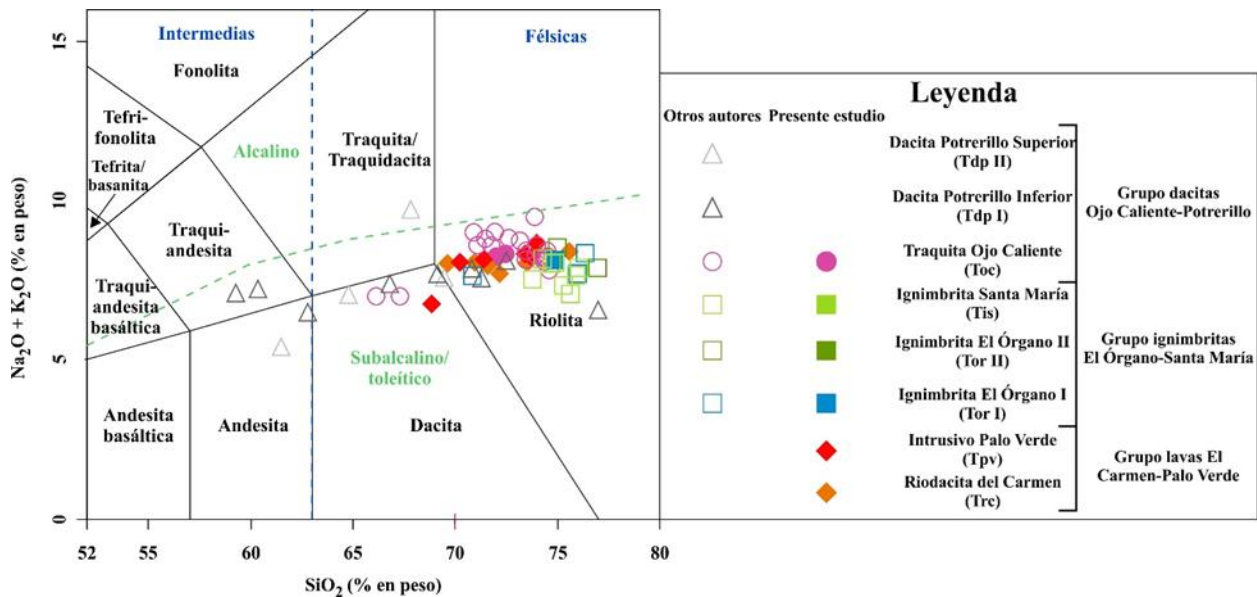


Figura 35.- Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986). La línea punteada en verde separa el campo de la serie magmática alcalina y subcalcalina propuesta por Irvine y Baragar (1971).

Se utilizó la relación de elementos traza Co vs Th para clasificar a las rocas con base en el diagrama propuesto por Hastie *et al.* (2007) para rocas de arco volcánico alteradas, como se aprecia en la Figura 36.

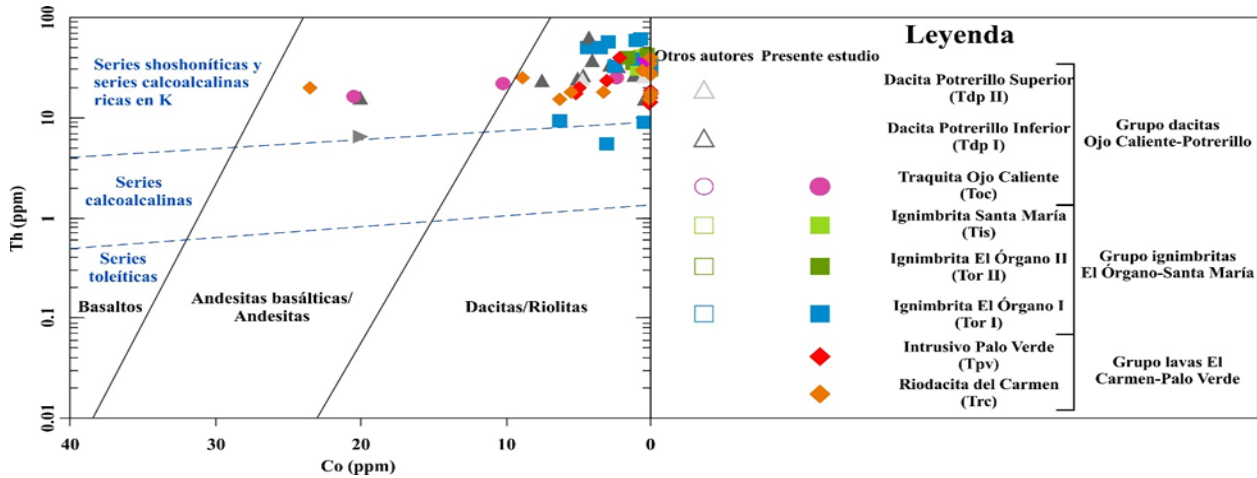


Figura 37.- Diagrama de clasificación para rocas de arco volcánico propuesto por Hastie *et al.* (2007) para clasificar a los grupos volcánicos y al basalto Mesa de Jesús.

Con respecto a la caracterización de la serie magmática a la que pertenecen los grupos volcánicos, se empleó la relación de elementos mayores Álcalis vs Hierro vs Magnesio (AFM) con base en el diagrama ternario propuesto por Irvine y Baragar (1971) como se expone en la Figura 37.

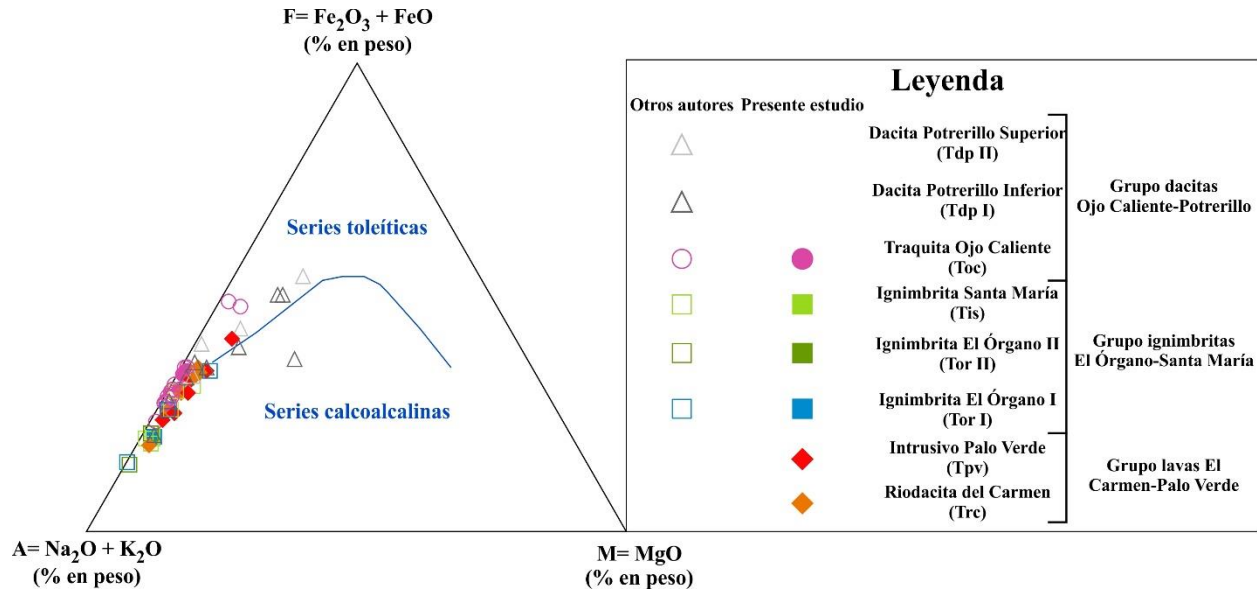


Figura 36.- Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1977) para discriminar series calcoalcalinas y toleíticas. Se aprecia que las unidades volcánicas del CVRSM pertenecen a las series calcoalcalinas, mientras que las unidades más jóvenes del Grupo Ojo Caliente-Potrerrillo presentan una tendencia hacia la serie toleítica.

Para obtener el carácter metaluminoso o peraluminoso de los grupos volcánicos se empleó la relación molar A/NK ( $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ ) vs A/CNK ( $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ ) en el diagrama propuesto por Shand (1943; Figura 38).



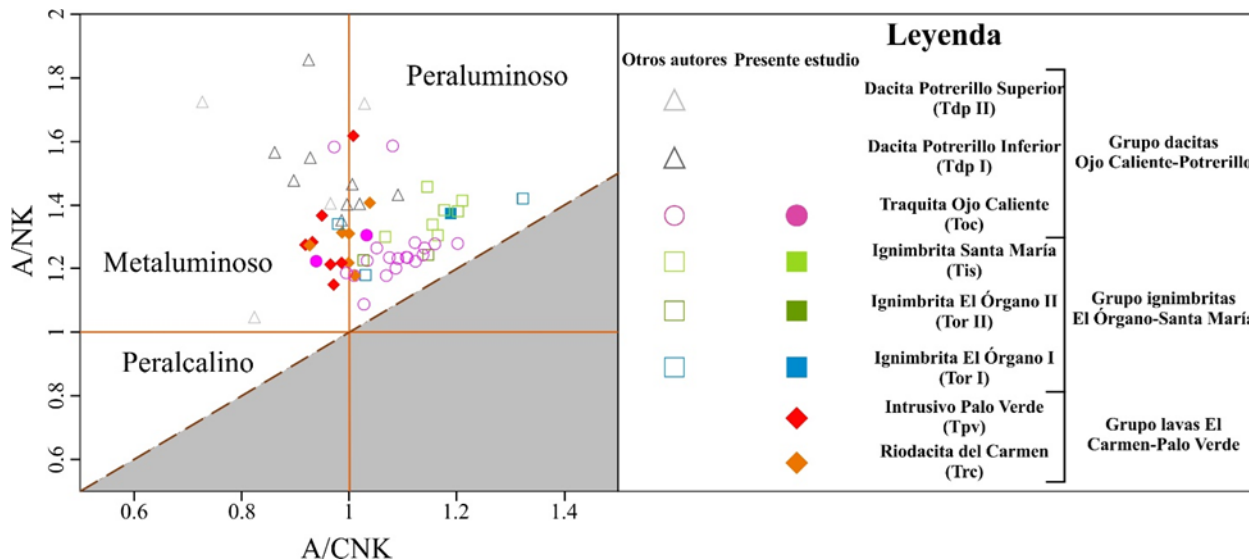


Figura 38.- Diagrama de clasificación con base a la relación molar A/NK vs A/CNK propuesto por Shand (1943). Se aprecia que el Grupo El Carmen-Palo Verde es predominantemente de carácter metaluminoso, mientras que el Grupo El Órgano-Santa María son principalmente rocas peraluminosas y el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo cambia su composición de peraluminosa a metaluminosa.

Grupo El Carmen-Palo Verde es clasificado en el diagrama TAS (Figura 35) como riolitas (70-76% de SiO<sub>2</sub>) y una muestra (SA07-03) como dacita (68% de SiO<sub>2</sub>) de las series subalcalinas. Con el diagrama Co vs Th (Figura 36) caen en el campo de las riolitas y dacitas y una muestra de la Riodacita del Carmen (SA121-7) es graficada como andesita. Este grupo pertenece a la series calcoalcalinas ricas en K (Figuras 36 y 37) y son predominantemente de carácter metaluminoso (Figura 38) como se refleja también en su contenido modal de hornblenda y biotita.

El Grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María son clasificadas como riolitas (70-76% de SiO<sub>2</sub>) subalcalinas con base en el diagrama TAS (Figura 35) y como riolitas en el diagrama Co vs Th (Figura 36). Estas ignimbritas pertenecen a la serie magmática calcoalcalina rica en K (Figuras 36 y 37). Son de composición peraluminosa y una muestra (SA-12JV) se clasificó como débilmente metaluminosa (Figura 38).

El Grupo Ojo Caliente-Potreriillo presenta una diversidad composicional con base al contenido de álcalis vs sílice (59-75% de SiO<sub>2</sub>; Figura 35). La Traquita Ojo Caliente se clasifica principalmente como riolitas y en menor orden como dacitas subalcalinas. La Dacita Potrerillo Inferior varía desde traquiandesitas, andesitas, dacitas y riolitas subalcalinas. La Dacita Potrerillo Superior se clasifica como andesitas y dacitas subalcalinas y una muestra como traquidacita alcalina (tes2\_07). Con base en la relación Co vs Th (Figura 36) las rocas se graficaron como dacitas y riolitas y en menor medida como andesitas. Este grupo volcánico pertenece a las series calcoalcalinas ricas en K y a

las series toleíticas para Dacita Potrerillo (Figura 38). Las rocas que conforman a este grupo presentan una composición peraluminosa en la base del grupo (Traquita Ojo Caliente) que cambia transicionalmente a un carácter metaluminoso hacia la cima (Dacita Potrerillo; Figura 38).

El basalto Mesa de Jesús se clasificó como andesita basáltica de la serie shononítica con base a su relación Co vs Th (Figura 36).

### Diagramas de variación química de elementos mayores y traza

Para el estudio del comportamiento de los óxidos mayores y trazas principales se elaboraron diagramas Harker (1909) para estudiar los procesos de diferenciación de los magmas que originaron a estos grupos volcánicos utilizando el contenido de SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación. El Grupo El Carmen-Palo Verde se enriquece en K<sub>2</sub>O y empobrece en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MnO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y TiO<sub>2</sub> conforme incrementa el contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>; Figura 39).

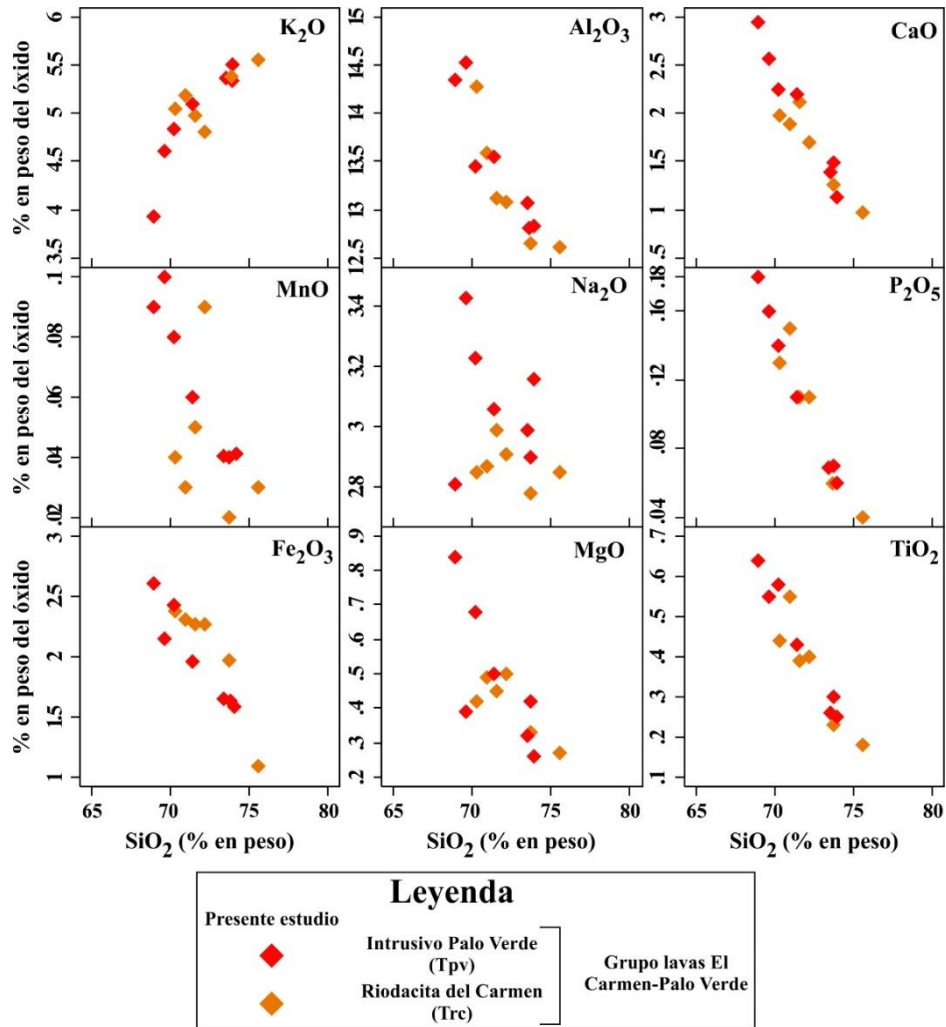


Figura 39.- Diagramas Harker (1909) de óxidos mayores para el Grupo El Carmen-Palo Verde. Se observa que ambas unidades presentan una tendencia similar.

Para el Grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María, se aprecia en sus diagramas bivariantes (Figura 40) un enriquecimiento en los óxidos mayores  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  y empobrecimiento en  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{TiO}_2$  con el aumento de sílice.

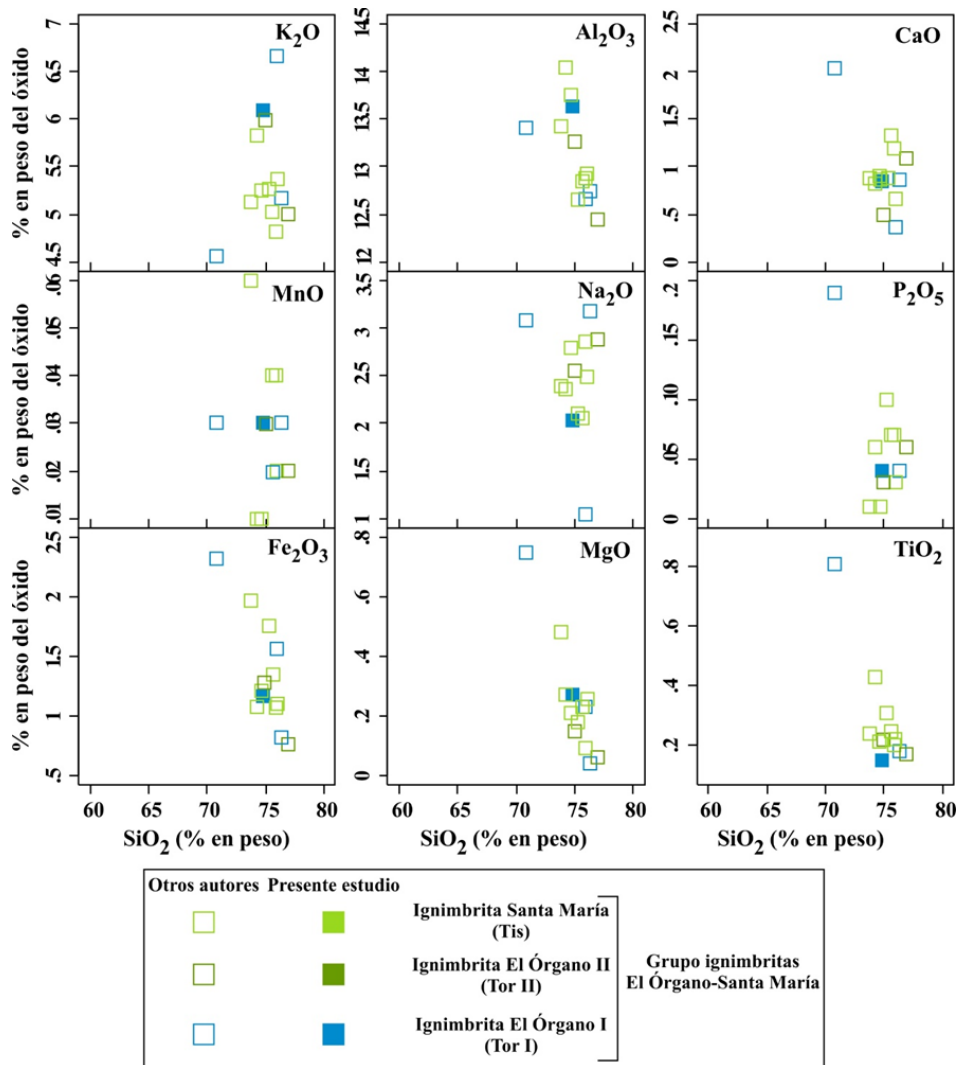


Figura 40.- Diagramas Harker (1909) de óxidos mayores del Grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María.

El Grupo Ojo Caliente-Potreriillo se conforma en su base por la Traquita Ojo Caliente que es graficada como dacitas y riolitas (más félsico) y la cima del grupo compuesta por la Dacita Potreriillo que varía principalmente de dacitas a andesitas (más máfico, Figura 35). Por este motivo, es necesario observar que el patrón que presenta este grupo es inverso al patrón de los grupos anteriores en donde sus elementos mayores disminuyen con el aumento de  $\text{SiO}_2$ . Para este grupo (Figura 41) se presenta un empobrecimiento en  $\text{K}_2\text{O}$  y un incremento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{TiO}_2$  conforme disminuye el contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ).

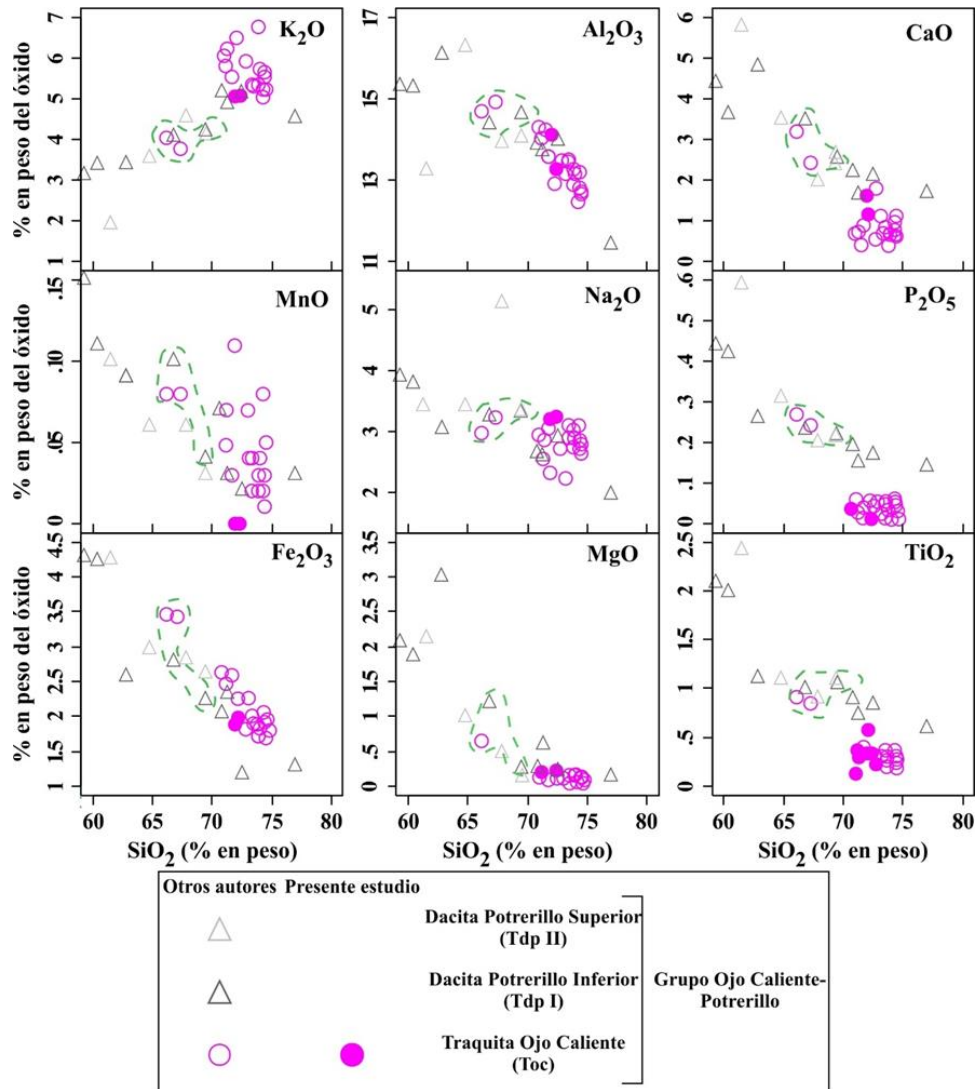


Figura 41.- Diagramas Harker de elementos mayores del Grupo Ojo Caliente-Potrerrillo. Las muestras encerradas en la línea verde punteada pueden corresponder a un posible magma híbrido, producto de una mezcla de magmas como lo reflejan sus características texturales.

En la Figura 41 se aprecia una zona encerrada por una línea verde punteada de color verde que es probable que corresponda a un magma híbrido (composición intermedia), manejando el proceso de mezcla de magmas como lo refleja las características texturales reportadas en el apartado de petrografía del presente trabajo.

Los diagramas Harker de elementos traza (Figura 42) del Grupo El Carmen-Palo Verde muestran un enriquecimiento en Rb, Th, Sm e Yb y ligero aumento en Ba, mientras que el Cr y Ni se empobrecen con respecto al aumento de SiO<sub>2</sub>. El Nb muestra una tendencia horizontal con el incremento de SiO<sub>2</sub>.

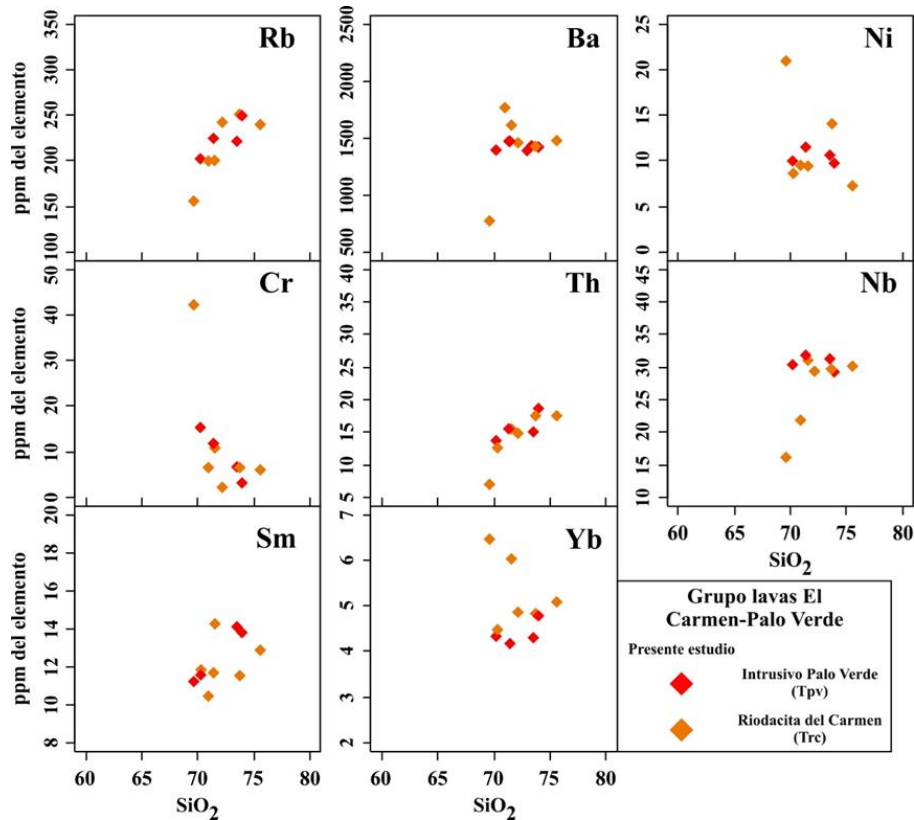


Figura 42.- Diagramas Harker que refleja el comportamiento de elementos traza con respecto al contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>) para el Grupo El Carmen-Palo Verde.

El Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María presenta en sus diagramas Harker de elementos traza (Figura 43) un enriquecimiento en Rb e Yb, ligero aumento en Sm y Th y empobrecimiento en Ba, Ni y Cr con respecto al incremento en el contenido de SiO<sub>2</sub>. Se aprecia un enriquecimiento en Ba para las unidades superiores (Ignimbritas el Órgano Superior y Santa María).

Los diagramas Harker de elementos traza del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo (Figura 44) muestran un decremento en Rb, Ba y Th y un incremento en Nb con respecto a la disminución en el contenido de SiO<sub>2</sub>. El Ni, Cr, Th, Sm e Yb muestran un patrón horizontal con respecto al contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>). Se puede apreciar para este grupo volcánico que los patrones en elementos traza presentan tendencias lineales con excepción de algunas muestras más diferenciadas de la unidad Traquita Ojo Caliente.

Las muestras encerradas en el área punteada verde presentan un mayor contenido en Ni, Cr, Zr y ligeramente en Fe en comparación con todas las muestras del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo conforme al aumento de SiO<sub>2</sub> y pueden corresponder a un posible magma híbrido (composición intermedia).



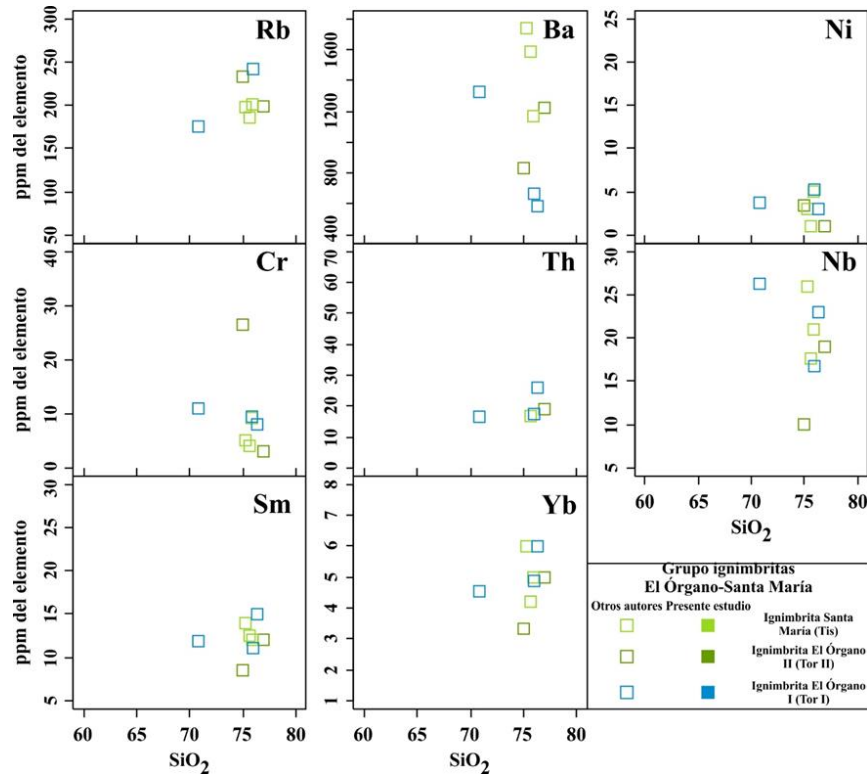


Figura 43.- Diagramas Harker (1909) de elementos traza del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María.

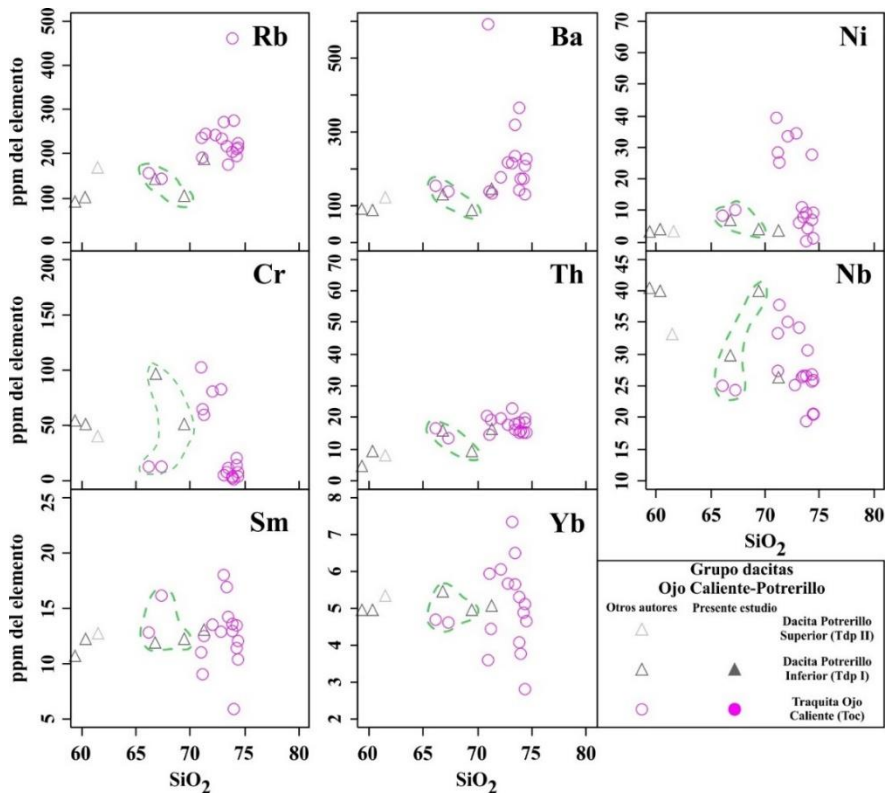


Figura 44.- Diagramas Harker (1909) de elementos traza del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo. Las muestras encerradas en el círculo verde pueden corresponder a un magma híbrido de composición intermedia.

### Ambiente tectonomagmático

Para discriminar el ambiente tectonomagmático de los grupos volcánicos se utilizaron los diagramas de clasificación de granitos propuestos por Pearce *et al.* (1984) a partir de las relaciones  $Y+Nb$  vs  $Rb$  (Figura 45.A),  $Y$  vs  $Nb$  (Figura 45.B) e  $Yb$  vs  $Ta$  (Figura 45.C). Los grupos volcánicos presentan afinidad a un ambiente de granitos intraplaca y subordinadamente a granitos de arco volcánico. Se aprecia un cambio transicional entre ambos dominios para los Grupos El Carmen-Palo Verde e Ignimbritas El Órgano-Santa María. En el diagrama  $Y+Nb$  vs  $Rb$  (Figura 45.A) se clasificó una muestra de la Traquita Ojo Caliente (JAG27-03) e Ignimbrita El Órgano Superior (vs\_01) como granitos sincolisionales y una muestra del Intrusivo Palo Verde (PV-13) como granito de dorsal oceánica en el diagrama  $Yb$  vs  $Ta$  (Figura 45.C).

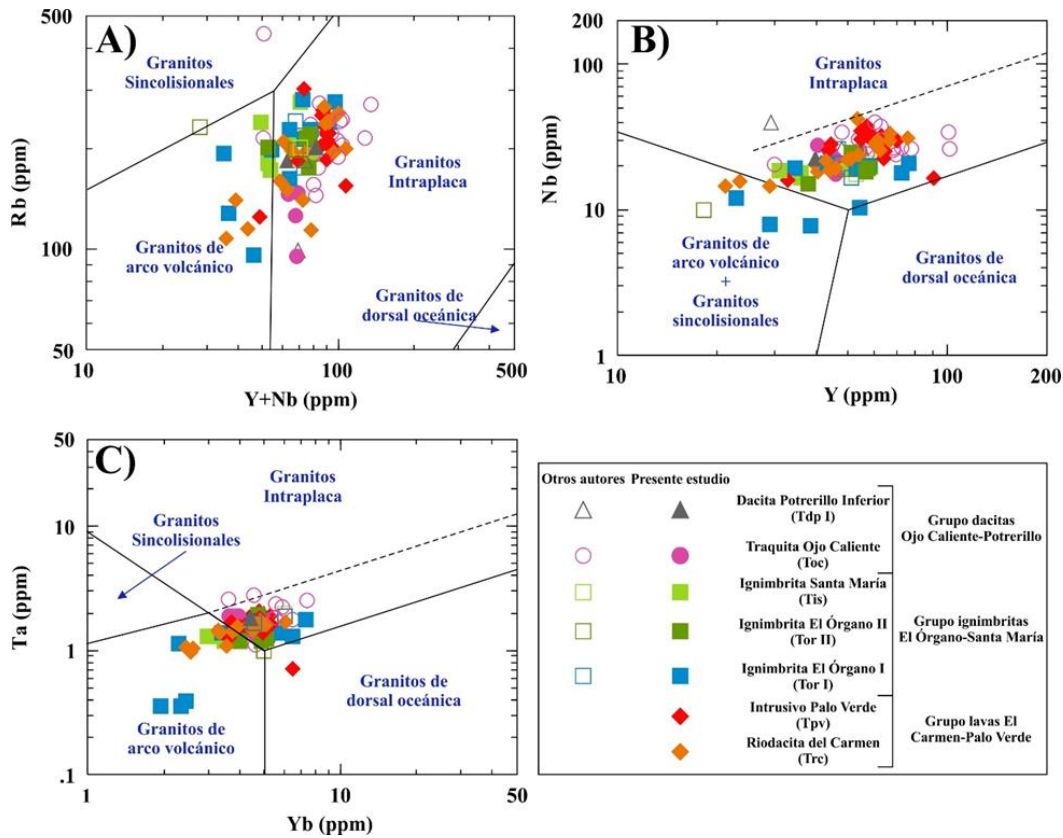


Figura 45.- Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos propuesto por Pearce *et al.* (1984) utilizado para las unidades volcánicas félsicas.

Para las rocas máficas del Grupo Ojo Caliente-Potrerrillo y basalto Mesa de Jesús se utilizaron las relaciones de elementos traza  $Ti/Y$  vs  $Zr/Y$  (Pearce y Gale, 1977; Figura 46.A),  $Zr$  vs  $Ti$  (Pearce, 1982; Figura 46.B) y la relación ternaria  $Y/15$  vs  $La/10$  vs  $Nb/8$  (Cabani y Lecolle, 1989; Figura 46.C) para identificar su ambiente tectonomagmático. Se aprecia que el Grupo Ojo Caliente

Potreriillo es clasificado como basalto de margen de placa (arco volcánico) en el diagrama de Pearce y Gale (1977; Figura 46.A), mientras que es clasificado principalmente como basalto de arco volcánico y en menor medida como basalto intraplaca en el diagrama propuesto por Pearce (1982; Figura 46.B). Para el diagrama de Cabanis y Lecolle (1989; Figura 46.C) este grupo se clasifica como basalto calcoalcalino de arco volcánico y la Dacita Potrerillo Superior como basalto continental. El basalto Mesa de Jesús fue clasificado como basalto intraplaca (Figura 46.A-B) y como basalto calcoalcalino de arco volcánico (Figura 46.C).

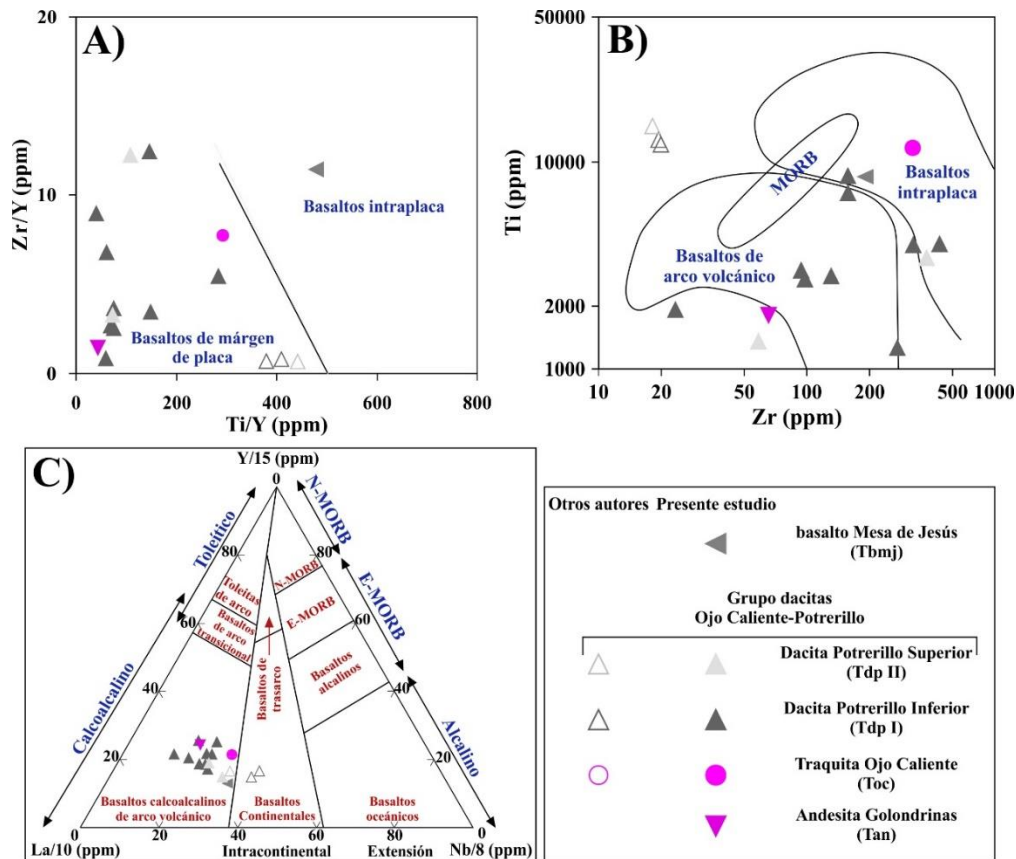


Figura 46.- Diagramas de discriminación tectonomagmática de basaltos utilizados para el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo (GOP) y basalto Mesa de Jesús (Tbmj). A) El GOP es graficado como basalto de margen de placa y Tbmj como basalto intraplaca (Pearce y Gale, 1977). B) El GOP se clasificó principalmente como basalto de arco volcánico y en menor medida como basalto intraplaca y el Tbmj como basalto intraplaca (Pearce, 1982). C) El GOP y Tbmj son clasificados como basaltos calcoalcalinos de arco volcánico y en menor medida como basaltos continentales (Cabanis y Lecolle, 1989).

### Diagramas multielementales y de tierras raras (REE's)

Se elaboraron diagramas multielementales y de tierras raras (REE's;) de los grupos volcánicos y del basalto Mesa de Jesús normalizados a condritas  $C_1$  para las unidades félsicas y a Manto Primitivo para las rocas máficas (Sun y McDonough, 1989). En los diagramas multielementales,

los elementos están ordenados en el eje de las abscisas acorde a su compatibilidad con el magma, partiendo del lado izquierdo con elementos litófilos de ion grande (LILE, por sus siglas en inglés) y en el lado derecho con los elementos de campo magnético fuerte (HFSE, por sus siglas en inglés). El Grupo El Carmen-Palo Verde muestra en sus diagramas multielementales (Figura 47.A-B) anomalías positivas en Ba, Th y U y anomalías negativas en los elementos K, Nb e Y.

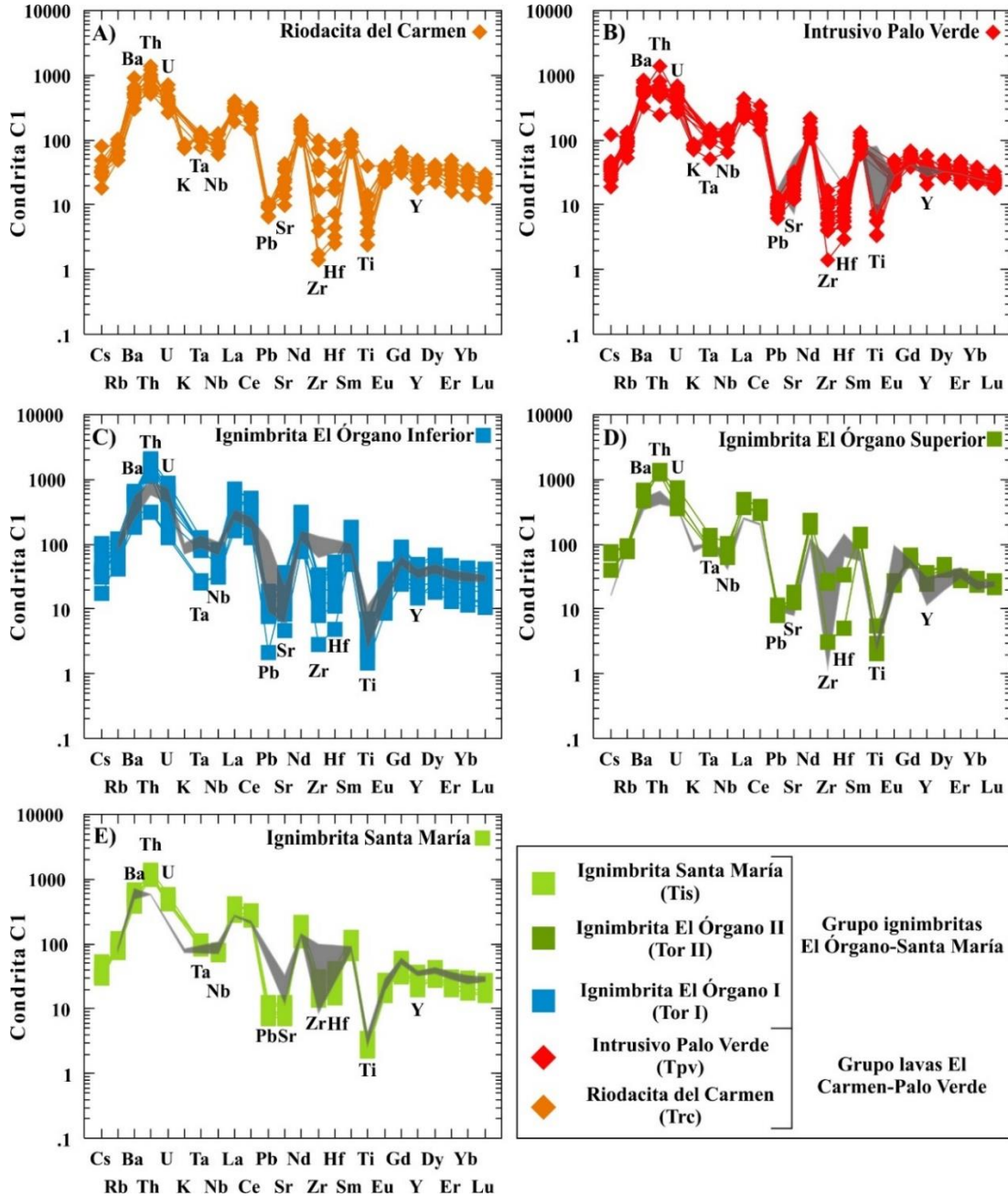


Figura 47.- Diagramas multielementales para los Grupos El Carmen-Palo Verde e Ignimbritas El Órgano-Santa María. Las áreas de color gris oscuro pertenecen a los valores reportados por García-Pérez (2017) para la unidad Palo Verde y por Villegas-Grimaldo (2015), Martínez-Torres (2016) y Jaimes-Viera *et al.* (2022) para las Ignimbritas El Órgano-Santa María.

Presenta fuertes anomalías negativas que forman un pico negativo en Ti y columpios en los pares Pb-Sr y Zr-Hf. La concentración en los elementos Zr-Hf y Ti muestran un patrón ligeramente negativo cuando las muestras son de carácter metaluminoso y con menor contenido de sílice y se vuelve fuertemente negativo cuando son de composición metaluminosa a peraluminosa y el contenido de sílice es mayor.

El Grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María (Figura 47.C-E) exhibe anomalías ligeramente positivas en Ba, Th y U y presenta ligeras anomalías negativas en K, Nb e Y. Este grupo presenta anomalías ligeramente negativas hasta fuertemente negativas que llegan a forma columpios en los pares Pb-Sr y Zr-Hf y un pico negativo en Ti conforme aumenta el contenido en SiO<sub>2</sub> de las muestras. Se aprecia que los patrones de las Ignimbritas El Órgano Superior y Santa María presentan un patrón idéntico.

Para el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo las unidades principalmente félsicas se normalizaron a condrita C<sub>1</sub> y las unidades máficas a Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989; Figura 48 A-D). Esto se realizó con la finalidad de comparar los patrones de elementos traza del basalto Mesa de Jesús y la Dacita Potreriillo Superior que la subyace estratigráficamente. Este Grupo presenta una anomalía positiva en Th para la Andesita Golondrinas y Dacita Potreriillo Inferior y negativa en Y para todas las unidades. Presenta anomalías fuertemente negativas que forman columpios en los pares Ta-Nb, Pb-Sr, Zr-Hf y un pico negativo en Ti.

Estas mismas anomalías se encuentran en la Dacita Potreriillo Superior cuando es normalizado a condrita C<sub>1</sub>.

El basalto Mesa de Jesús presenta un patrón diferente en su diagrama multielemental (Figura 47.E) comparado con la Dacita Potreriillo Superior (Figura 48.D). Este basalto presenta anomalías negativas en Rb, Ce, Sr, Ti e Y y un ligero columpio negativo en los pares Ta-Nb y Zr-Hf.

El Grupo El Carmen-Palo Verde muestra en sus diagramas de tierras raras (Figura 49.A-B) un enriquecimiento en tierras raras ligeras (La-Sm), con una ligera anomalía positiva en Er que se vuelve plana en las rocas menos diferenciadas y anomalías negativas en Dy y marcadamente en Eu.

El Grupo de Ignimbritas El Órgano-Santa María muestra en sus diagramas de tierras raras (Figura 49.C-E) un marcado enriquecimiento en tierras raras ligeras (La-Sm), junto con una fuerte anomalía negativa en Eu y un patrón en tierras raras pesadas (Gd-Lu) que se vuelve plano. Se aprecia que la Ignimbrita El Órgano Superior e Ignimbrita Santa María exhiben un patrón idéntico.



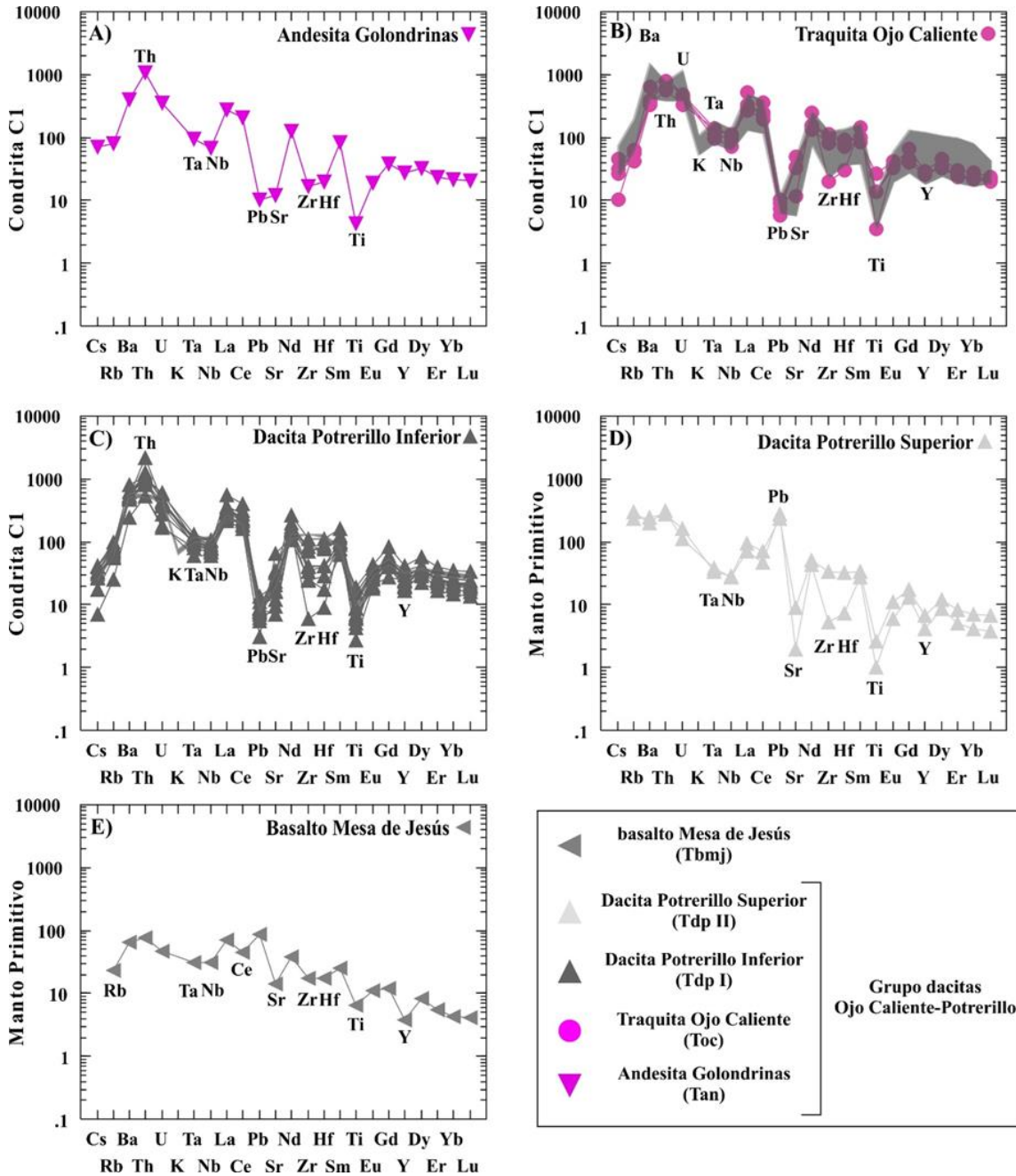


Figura 48.- Diagramas multielementales normalizados a condrita C<sub>1</sub> y Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo y basalto Mesa de Jesús. Las áreas en color gris oscuro corresponden a valores reportados por Medina-Romero (2008) para la Traquita Ojo Caliente y por Martínez-Torres (2016) para la Dacita Potrerillo Inferior. Se aprecia que la unidad basalto Mesa de Jesús presenta un patrón multielemental diferente a la Dacita Potrerillo Superior que la subyace estratigráficamente.

Los diagramas de tierras raras del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo (Figura 50.A-D) presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras (La-Sm), con una anomalía negativa en Eu y un patrón hacia las tierras raras pesadas (Gd-Lu) que se vuelve plano.

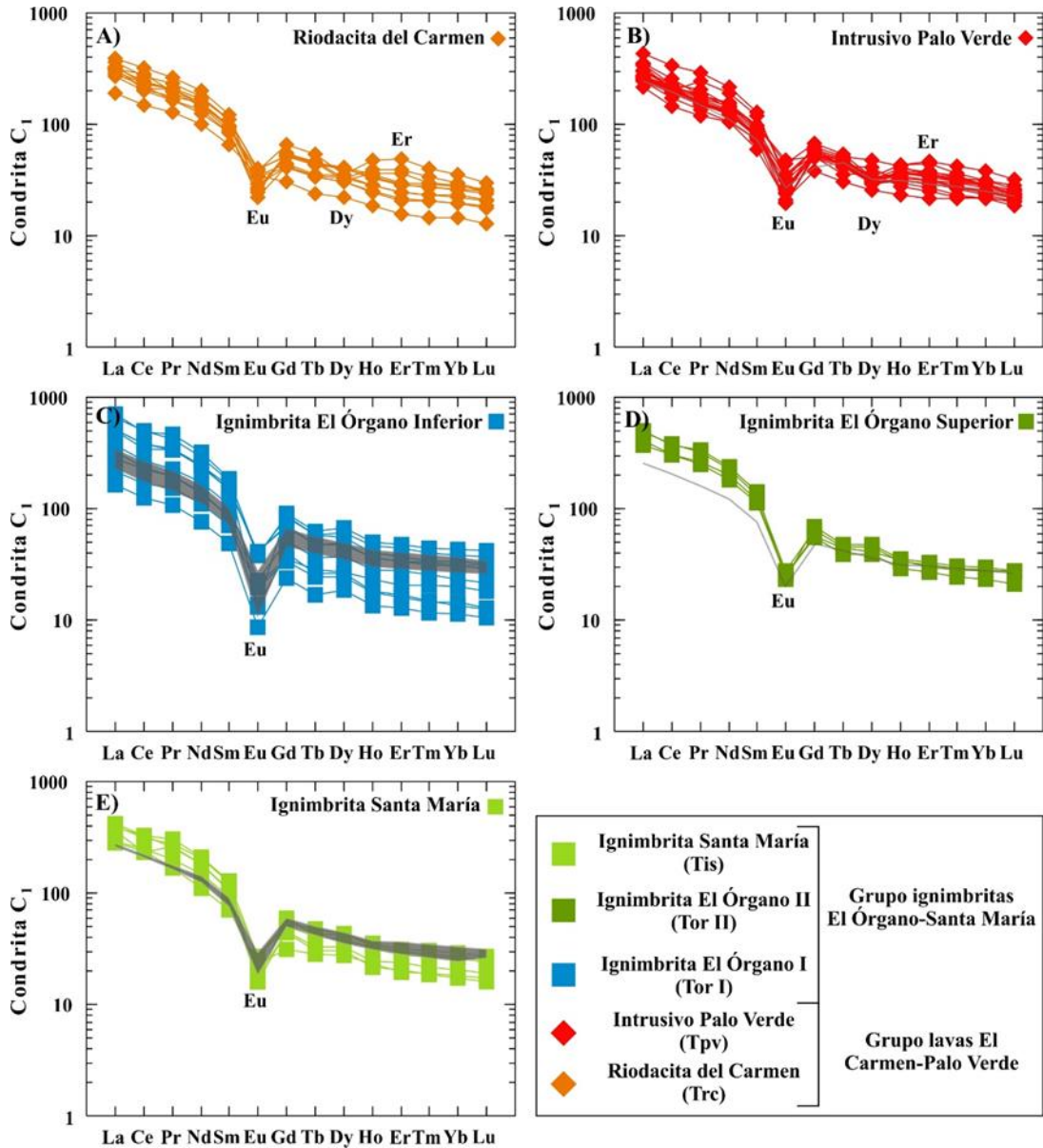


Figura 49.- Diagramas de tierras raras normalizados a Condritas  $C_1$  (Sun y McDonough, 1989) para los Grupos El Carmen-Palo Verde y El Órgano-Santa María. Los patrones en color gris representan los valores reportados por García-Pérez (2017) para la unidad Palo Verde y por Villegas-Grimaldo (2015), Martínez-Torres (2016) y Jaimes-Viera et al. (2022) para las Ignimbritas El Órgano-Santa María.

El basalto Mesa de Jesús presenta en su diagrama de tierras raras (Figura 50.E) ligeras anomalías negativas en Ce y Eu, así como también se caracteriza por un patrón empobrecido en tierras raras pesadas con respecto a las tierras raras ligeras en comparación con la Dacita Potrerillo Superior (Figura 50.D) que exhibe en su patrón de tierras raras un patrón plano hacia las tierras raras pesadas.

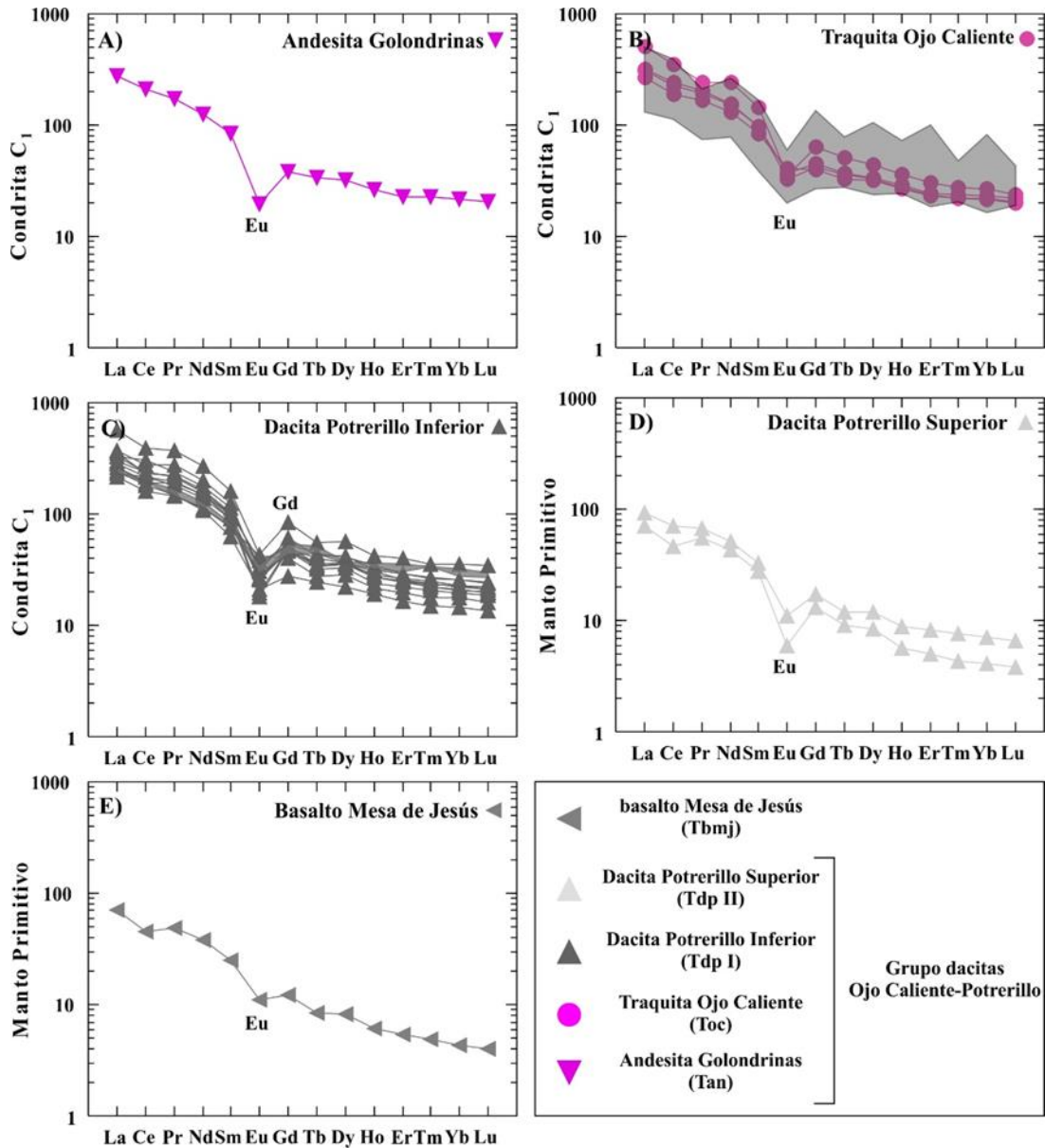


Figura 50.- Diagrama de tierras raras normalizados a condritas  $C_1$  y Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo y basalto Mesa de Jesús. Los patrones en color gris oscuro pertenecen a los valores reportados por Medina-Romero (2008) para la Traquita Ojo Caliente y por Martínez-Torres (2016) y Jaimes-Viera *et al.* (2022) para la Dacita Potrerillo Inferior.

### 5.3. Geocronología de los grupos volcánicos

En el presente trabajo se utilizó el método U-Pb en circones a partir de esta técnica para adquirir los valores isotópicos  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenidos en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CEGEO) de la Universidad Autónoma de México (UNAM) Campus Juriquilla.

Se obtuvieron cinco edades U-Pb de las unidades félsicas Riodacita del Carmen, Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo Caliente y dos edades de la unidad Dacita Potrerillo Inferior con el propósito de mejorar el control estratigráfico y soportar la agrupación de estas unidades en grupos volcánicos. Por medio de imágenes de CL se seleccionaron los mejores circones para el respectivo análisis, los cuales se hallaron libre de impurezas, sin inclusiones fluidas, oxidados o con núcleos heredados. Los cristales suelen exhibir una zonación oscilatoria simétrica espaciada que es común en circones de origen ígneo (Hanchar y Miller, 1993). Estos circones presentan un hábito prismático bipiramidal de seis lados, con forma euhedral y ligeramente alargados con dirección al eje cristalográfico C (2:1), algunos de ellos solo se encontraron fracturados. La ablación láser se realizó en el borde del cristal para obtener la edad de cristalización de la roca (Leisen *et al.*, 2015). Los valores obtenidos son mostrados en las tablas de la sección de Anexos C adjunta en el CD de la versión física. A partir de estos resultados se elaboraron diagramas de concordia con base a las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  con  $1\sigma$  de incertidumbre para las cinco muestras como se aprecia en la Figura 51. Se incluye para cada edad su desviación media ponderada cuadrada (MSWD, por sus siglas en inglés).

Los resultados obtenidos se sintetizaron en la Tabla 6 donde además se agregan las edades obtenidas por el método U-Pb de trabajos previos para estas mismas unidades (García-Pérez, 2017; Botero-Santa *et al.*, 2020; Díaz-Bravo *et al.*, 2021 y Jaimes-Viera *et al.*, 2022).

Para la unidad Riodacita del Carmen se obtuvo una muestra (SA-114) en la localidad de La Atarjea, San Ciro de Acosta, S.L.P. que corresponde al límite oriental del campo volcánico con la Sierra Madre Oriental. Se analizaron 28 edades de circones cuyas edades varían entre los 37.4 Ma a 29.9 Ma y se determinó una edad promedio de  $32.81 \pm 0.17$  Ma (MSWD= 2.6). Esta edad obtenida es similar a las edades reportadas para la unidad Palo Verde en el centro del campo volcánico por Díaz-Bravo *et al.* (2021) con una edad de  $32.4 \pm 0.2$  Ma (PV19-01) en la localidad de Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P. y de  $32.42 \pm 0.49$  Ma por García-Pérez (2017) en la localidad Los Mezquites, Tierra Nueva, S.L.P. al poniente del campo volcánico, García-Pérez (2017) obtuvo una edad de  $30.91 \pm 0.60$  Ma para la unidad Riodacita del Carmen e interpretó que podría tratarse de un dique de lava riodacítico. Sin embargo, no se sugiere utilizar esta edad para representar el periodo magmático del Grupo El Carmen-Palo Verde ya que esta edad obtenida es más joven que los domos riolíticos ( $31.87 \pm 0.86$  Ma y  $31.65 \pm 0.60$  Ma; García-Pérez, 2017) que sobreyacen estratigráficamente al Grupo El Carmen-Palo Verde.

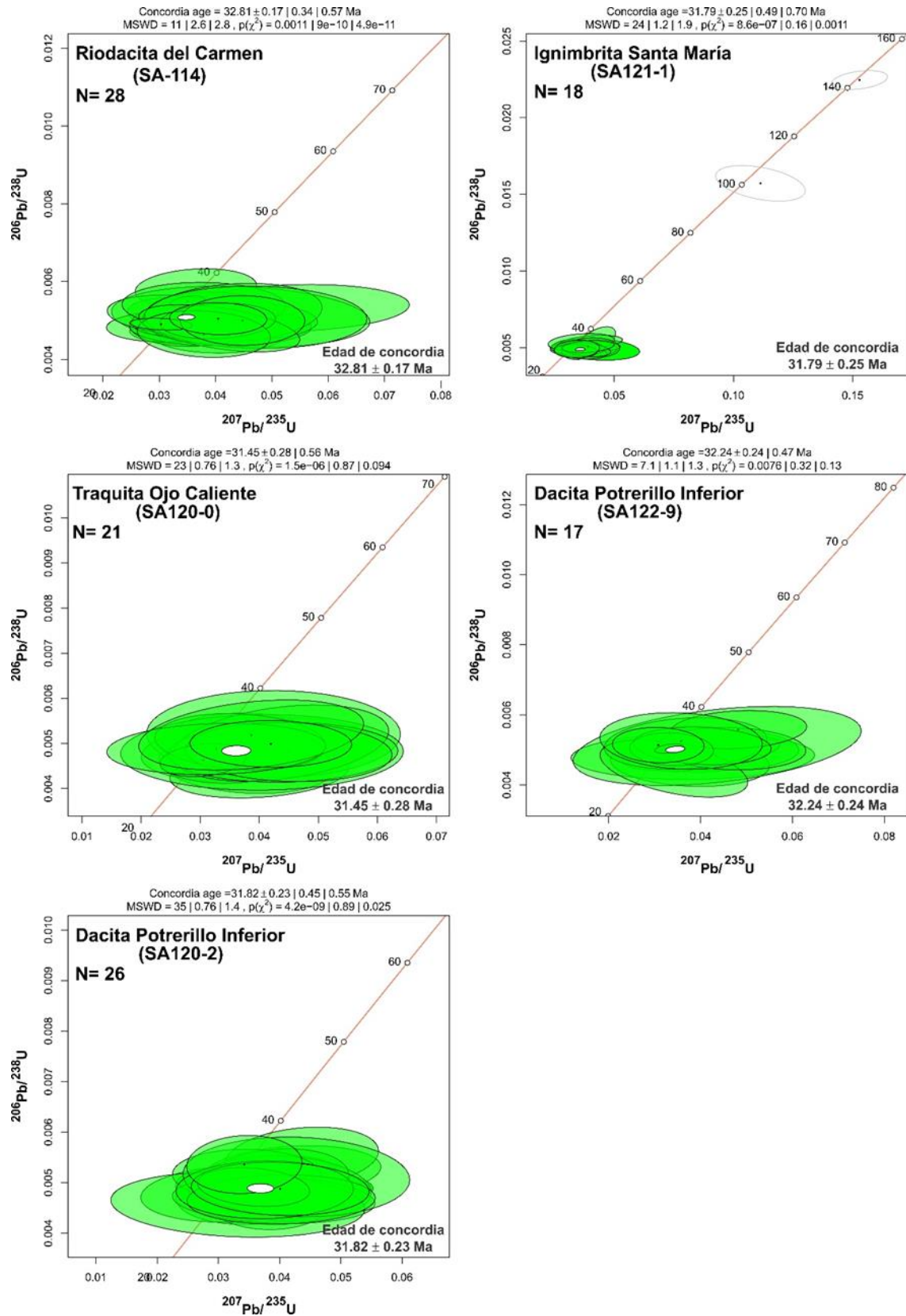


Figura 51.- - Diagramas de concordia que exhiben las edades calculadas para las unidades Riodacita del Carmen, Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo.



Tabla 6.- Edades U-Pb reportadas para las unidades félsicas que conforman el CVRSM. Letras en negritas son reportadas en el presente trabajo; (1), García-Pérez (2017); (2), Díaz-Bravo *et al.* (2021); (3), Botero-Santa *et al.* (2020); y (4), Jaimes-Viera *et al.* (2022). La Ignimbrita El Órgano Superior equivale a la Ignimbrita Santa María y es correlacionable con la Ignimbrita Victoria II propuesta por Jaimes-Viera *et al.* (2022).

Unidad geológica	Muestra	Tipo de roca	Edad (Ma)	UTM X	UTM Y	Localidad
<b>Riodacita del Carmen Trc</b>	SA-114	Lava riodacítica	<b>32.81 ± 0.17</b>	403396	2390898	<b>La Alameda, San Ciró de Acosta, S.L.P.</b>
Riodacita del Carmen Trc (1)	DTN300	Lava riodacítica	30.91 ± 0.60	338798	2398842	Los Charcos, Tierra Nueva, S.L.P.
Intrusivo Palo Verde Tpv (1)	DTN-015	Intrusivo sienítico	32.42 ± 0.49	348449	2393797	Los Mezquites, Tierra Nueva, S.L.P.
Intrusivo Palo Verde Tpv (2)	PV19-01	Intrusivo sienítico	32.4 ± 0.2	341536	2414282	Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P.
<b>Ignimbrita Santa María Tis</b>	SA121-1	Ignimbrita riolítica	<b>31.79 ± 0.25</b>	331630	2430063	<b>Salitrera, Villa de Zaragoza, S.L.P.</b>
Ignimbrita Santa María Tis (2)	Bot-2	Ignimbrita riolítica	30.2 ± 0.75	322857	2415339	El Arbolito, Santa María del Río, S.L.P.
Ignimbrita Santa María Tis (4)	SA80A	Ignimbrita riolítica	31.31 ± 0.21	318840	2415386	Ojo Caliente, Santa María del Río, S.L.P.
Ignimbrita El Órgano Superior Tor II (4)	CSA7-8	Ignimbrita riolítica	30.98 ± 0.19	359039	2383246	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.
<b>Traquita Ojo Caliente Toc</b>	SA-120-0	Lava cuarzo-traquítica	<b>31.45 ± 0.28</b>	325638	2410483	<b>Peregrina de Arriba, Sta. Ma.del Río, S.L.P.</b>
Traquita Ojo Caliente Toc (2)	Bot-1	Lava riolítica	30.9 ± 0.28	320814	2412398	Santa María del Río, Santa María del Río, S.L.P.
<b>Dacita Potrerillo Inferior Tdp I</b>	SA120-2	Lava cuarzo-latítica	<b>31.82 ± 0.23</b>	329386	2409665	<b>Peregrina de Arriba, Sta. Ma.del Río, S.L.P.</b>
<b>Dacita Potrerillo Inferior Tdp I</b>	SA122-9	Lava dacítica	<b>32.24 ± 0.24</b>	350477	2392406	<b>San Antón, San Luis de la Paz, Gto.</b>
Dacita Potrerillo Inferior Tdp I (4)	CSA-8	Lava dacítica	31.15 ± 0.35	357017	2392655	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.
Dacita Potrerillo Inferior Tdp I (4)	SA-10	Lava dacítica	30.81 ± 0.21	366801	2357898	Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.

Con respecto a la unidad Ignimbrita Santa María, se recolectó una muestra (SA121-1) al norte del campo volcánico, en la localidad El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P. donde sobreyace a la Ignimbrita El Órgano y se analizaron 20 edades de circones, donde dos circones dieron una edad de 143.2 Ma (Berrasiano) y de 100.5 Ma (Cenomaniano) que puede corresponder a la edad inicial de la cámara magmática o a un evento magmático de esa época que fueron asimilados posteriormente. Para calcular la edad de cristalización se utilizaron 18 circones con edades que van de los 34.5 Ma a los 29 Ma y se calculó una edad promedio de  $31.79 \pm 0.25$  Ma (MSWD= 1.2). Esta edad es un poco más antigua que la reportada por Jaimes-Viera *et al.* (2022) de  $31.31 \pm 0.75$  Ma de una muestra (SA-80A) recolectada en el centro del campo volcánico, en la localidad de Ojo Caliente, Santa María del Río, S.L.P. y por Botero-Santa *et al.* (2020) con una edad de 30.2

$\pm 0.75$  Ma (Bot-2) en la localidad El Arbolito, Santa María del Río, S.L.P. Para la porción sur del campo volcánico Jaimes-Viera *et al.* (2022) reportaron una edad de  $30.98 \pm 0.19$  (CSA-7-8) en la localidad de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto.

Para la unidad Traquita Ojo Caliente se obtuvo una muestra (SA120-0) en la localidad Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. donde se analizaron 21 edades de circones con edades que comprenden entre los 33.5 Ma a 27.9 Ma y se calculó una edad promedio de  $31.45 \pm 0.28$  Ma (MSWD= 0.76). Esta edad es ligeramente más antigua que la reportada por Botero-Santa *et al.* (2020) de  $30.9 \pm 0.28$  Ma (Bot-1) en la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. En esa misma localidad y sobreyaciendo a la Traquita Ojo Caliente (SA120-0) se encuentra aflorando la Dacita Potrerillo Inferior donde se obtuvo una edad promedio de  $31.82 \pm 0.23$  Ma con MSWD = 0.76 con la medición de 26 edades de circones con edades entre los 35.4 Ma a los 29.4 Ma. Estas edades indican que el vulcanismo de ambas unidades fue contemporáneo.

Para la Dacita Potrerillo Inferior que aflora en las cercanías de la localidad San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto. se recolectó una muestra (SA122-9) que dio una edad promedio de  $32.24 \pm 0.23$  Ma (MSWD= 1.1) calculada con base a la medición de 17 edades de circones que tienen edades entre los 35.8 Ma a 28.7 Ma.

En esta misma localidad, a 8 km al oriente Jaimes-Viera *et al.* (2022) determinó una edad de  $31.15 \pm 0.35$  Ma (CSA-8) y una edad de  $30.81 \pm 0.21$  Ma en la zona sur del campo volcánico, en la localidad de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto. Como se puede observar, la edad obtenida en el presente trabajo es más antigua que las reportadas por Jaimes-Viera *et al.* (2022) quien además presentaron para la Ignimbrita El Órgano Superior una edad de  $30.98 \pm 0.19$  Ma en la localidad de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto. Por este motivo la edad de  $32.24 \pm 0.23$  Ma de este trabajo no define la edad de la Dacita Potrerillo Inferior. Esta edad de cristalización puede ser más antigua que la edad de enfriamiento de esta unidad. Esto explicaría porque resultó en una edad más antigua.

#### **5.4. Discusión de la petrografía de los grupos volcánicos**

##### **Grupo El Carmen-Palo Verde**

Los domos de la unidad Riodacita del Carmen se clasifican desde cuarzo-andesitas hasta riolitas. Las rocas menos diferenciadas (cuarzo-andesitas) tienen mayor contenido en óxidos de fierro en la matriz, así como también, presentan minerales ferromagnesianos muy oxidados de hornblenda, clinopiroxeno y biotita. Conforme la roca se vuelve más félsica (hacia las riolitas) el contenido de

plagioclasa es menor (de 15% a 7% en promedio), el clinopiroxeno se vuelve ausente y disminuye la cantidad de óxidos de hierro. Esto puede ser un reflejo del proceso de cristalización fraccionada. Las texturas detectadas en los domos de la Riodacita del Carmen y Palo Verde muestran principalmente texturas de desequilibrio (Nanim *et al.*, 2015): textura glomeroporfirítica compuesta de fenocristales de plagioclasa zonada con hornblenda y óxidos de hierro (Figura 22.B); cristales “sanos” de plagioclasa junto a plagioclasas con textura de tamiz (sieve; Figura 22.D) que puede formarse por perturbación en el magma por inyección de magmas más calientes y máficos que llegan a generar mezcla de magmas (Tsuchiyama, 1985; Sruoga *et al.*, 2012; Nanim *et al.*, 2015) o por cambios bruscos en la presión, temperatura y composición en el magma (Hibbard, 1995); fenocristales de plagioclasa con textura zonada (Figura 22.D) junto con cristales no zonados; fenocristales con forma anhedral a subhedral fuertemente corroídos (Figuras 22.F y 23.G); texturas de desmezcla en feldespatos (Figura 22.F) que pueden formarse contemporáneamente con glomerocristales como respuesta a una variación en la presión, temperatura y/o a la cantidad de agua en el magma (Hogan, 1993); y fenocristales de plagioclasa con zonación oscilatoria que pueden presentar su núcleo cálcico corroído (Figura 23.D). Stull (1979) explica que este tipo de corrosión preferencial en el núcleo puede ser debido al ascenso del magma que genera cristales esqueléticos de plagioclasa por reabsorción y que pueden ser rellenados por cuarzo, feldespato alcalino o biotita del magma residual. También se encontraron fenocristales de hornblenda con bordes fuertemente oxidados (Figura 22.E) que puede sugerir textura de deshidratación generada por un ascenso súbito del magma (Buckley *et al.*, 2006). Estas texturas pueden reflejar un cambio de sistema abierto tal como asimilación o mezcla de magmas que indican cambios físicos y/o químicos en la cámara magmática (Varol *et al.*, 2008). En la *facies* proximal de los propuestos domos endógenos de Palo Verde, Tristán-González (1986a) reportó xenolitos de rocas metamórficas con bordes de reacción. Esto puede ser una evidencia directa de asimilación y contaminación cortical.

Los domos de la zona occidental son más evolucionados que los de la zona oriental, siendo principalmente riolitas. Los domos exógenos suelen exhibir textura fluidal en sus lóbulos y desvitrificación (esferulitas, Figura 23.A) con fenocristales corroídos. Los domos endógenos de la Riodacita del Carmen (“Sangre de Pichón”) y la *facies* media de Palo Verde se caracterizan por tener fenocristales “cercenados” y/o fracturados que exhiben corrosión y reabsorción fuerte en los bordes de los cristales (Figura 23.B). Suelen exhibir fenocristales de hornblenda reemplazada por

hojuelas de biotita que están paralelos a los vértices del cristal (Figura 23.E-F). Esta textura de reemplazamiento es producto del proceso magmático final (Speer, 1987) originado por alteración deutérica (alteración magmática relacionada a la solidificación del fundido) cuyo agente principal es el material volátil disuelto en el magma (Washington, 1986) que penetra la roca cristalizada y la altera (Jacobs y William, 1976 y Speer, 1987). Este proceso podría explicar la circulación de fluidos pneumatolíticos sobre las diaclasas de la roca que oxidaron a los domos endógenos localmente conocidos como “Sangre de Pichón”.

Los domos de la Riodacita del Carmen y los propuestos domos endógenos de Palo Verde comparten las siguientes similitudes:

- El carácter porfirítico de la Riodacita del Carmen es similar a la *facies* media y distal de Palo Verde, con cristales fuertemente reabsorbidos y el desarrollo de neocristales en los bordes de los fenocristales de ambas unidades.
- Los domos endógenos de la Riodacita del Carmen (“Sangre de Pichón”) y la *facies* proximal y media de Palo Verde, exhiben texturas de desmezcla de tipo gráfica, perítica y antipertítica. Fenocristales de plagioclasa ocasionalmente zonados y con textura de tamiz, en las cuales llegan a encontrarse corrosión preferencial por el núcleo cálcico.
- Fenocristales fracturados y/o “cercenados” junto con bandas de óxidos de hierro y cristales de hornblenda reemplazada parcialmente por hojuelas de biotita.

Con base a las características similares en la mineralogía y características texturales se propone que el Grupo El Carmen-Palo Verde constituyen un complejo de domos endógenos y exógenos en la porción central y oriental del CVRSM como se observa en el esquema de la Figura 27.

### **Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María**

Las ignimbritas del CVRSM (El Órgano y Santa María) son clasificadas modalmente como riolitas (Figura 21) y se caracterizan por ser ricas en fenocristales (30-50%) de cuarzo y sanidino y fiammes compuestos por abundantes cristales. Con base a la proporción modal, se aprecia un ligero aumento en el contenido de cuarzo y biotita “sana” hacia el miembro Superior de la Ignimbrita El Órgano. Esto puede sugerir que la cristalización fraccionada continuó operando dentro de la cámara magmática y que contribuyó a una mayor cristalización de las fases residuales (cuarzo y biotita).

El grado de soldamiento que presentan las ignimbritas por todo el campo volcánico es generalmente alto (textura eutaxítica está muy marcada y abundantes *fiammes*) y que pueden llegar

a encontrarse densamente soldadas (tipo *lava-like*) hasta exhibir pliegues por reomorfismo (Figura 13). Se ha considerado que las temperaturas mínimas para que se genere soldamiento en ignimbritas félsicas calcoalcalinas está entre los 500° y 650° C (Freundt *et al.*, 1999) y para ignimbritas riolíticas densamente soldadas y reomórficas una temperatura de soldamiento cercana a los 966° C (Lavallée *et al.*, 2015). Esto sugiere que la temperatura de emplazamiento de las ignimbritas del CVRSM fue elevada.

Las texturas que presentan las Ignimbritas El Órgano y Santa María pueden estar relacionadas a su modo emplazamiento explosivo: presentan cristales rotos y/o fragmentados (Figura 29.B) que suelen ser características comunes en erupciones explosivas y en ignimbritas de volumen grande asociadas a la formación de calderas (van Zalinge *et al.*, 2018); el cuarzo y feldespatos presentan bordes ligeramente corroídos en cristales euhedrales, probablemente por una rápida descompresión que suele generar reabsorción; y fenocristales de hornblenda y biotita (Figura 29.D) con textura de deshidratación debido a una rápida descompresión en el magma (Buckley *et al.*, 2006).

La plagioclasa suele estar zonada y con textura de tamiz. Hay texturas de desmezcla entre el cuarzo y feldespatos alcalinos de tipo gráfica (Figura 29.C) y concertal. En la Ignimbrita El Órgano Superior hay fenocristales de hornblenda reemplazada por biotita en los bordes del cristal y por óxidos de hierro en su centro (Figura 30.C). Esta textura suele formarse por alteración deutérica (Speer, 1987).

Se encontró que la Ignimbrita El Órgano Superior presenta características mineralógicas y texturales similares a la Ignimbrita Santa María como se mencionan a continuación:

- Ambas son riolitas ricas en fenocristales y fiammes.
- Tienen una proporción modal similar de cuarzo > feldespatos alcalinos > plagioclasa > biotita > hornblenda > óxidos de hierro.

Con base a las características mineralógicas y texturales se agruparon estas ignimbritas en el Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María.

### **Grupo Ojo Caliente-Potreriño**

El Grupo de lavas Ojo Caliente-Potreriño se distingue por una amplia diversidad en la composición de las rocas que varía desde basalto hasta riolita de forma periódica. Otra característica que distingue a este grupo es la presencia de lavas basálticas que ocupan tanto la base, cima y la parte intermedia de este paquete de rocas.



A partir del presente estudio, se aportan evidencias mineralógicas donde se reportan rocas poco diferenciadas (basaltos) a rocas más evolucionadas (riodacitas), donde el porcentaje de ferromagnesianos disminuye notablemente (de 10% a 5%) y se enriquece en fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo hacia las rocas félsicas. Este patrón en el cambio mineralógico se exhibe tanto para la Traquita Ojo Caliente como para la Dacita Potrerillo Inferior y puede sugerir un proceso de cristalización fraccionada que operó de manera continua, posiblemente dentro de una cámara magmática evolucionada (intermedia a félsica).

El flujo superior de la Traquita Ojo Caliente presenta claras evidencias de texturas de desequilibrio magmático (Sruoga et al., 2012 y Nanim *et al.*, 2015) que a continuación se describen:

Fenocristales de plagioclasa simples y sin zonamiento en compañía de plagioclasas de mayor tamaño que presentan bordes corroídos, zonación oscilatoria, textura de tamiz (*sieve*) y poiquilítica con cadacristales de hornblenda y magnetita.

Existencia de fenocristales de clinopiroxeno de tamaño de grano fino (0.2 a 0.8 mm) junto con fenocristales de grano medio (1 a 1.4 mm) que tienen forma anhedral, bordes corroídos y presentan textura de tamiz muy marcada (Figura 32.B).

Presencia de lentes sigmoidales de cuarzo y feldespato alcalino que están en contacto grano a grano y muestran un borde de reacción grueso compuesto de óxidos de fierro (Figura 32.C). Esta textura puede sugerir una mezcla mecánica de magmas (*mingling*). También se llega a presentar lentes de hornblenda con bordes de reacción formados por microcristales posiblemente de cuarzo.

El flujo de lava de la Dacita Potrerillo Inferior que la sobreyace, presenta las mismas texturas compuestas de lentes de cuarzo y feldespato alcalino con borde de óxidos de fierro pero fuertemente corroídos. (Figura 32.D). También muestra textura glomeroporfirítica compuesta por fenocristales de plagioclasa simple y con zonación oscilatoria junto con hornblenda oxidada y feldespato alcalino (Figura 33.A). En una muestra (SA-7) se encontraron zonas oscurecidas que pueden ser parte de manchas composicionales (*blobs*, Figura 33.B) que es interpretada como una textura de desequilibrio (Bacon, 1986 y Nanim et al., 2015).

Estas texturas muestran una clara evidencia de mezcla de magmas (Tsuchiyama, 1985; Sruoga *et al.*, 2012; Nanim *et al.*, 2015) probablemente generado por la inyección periódica de magma basáltico a una cámara magmática evolucionada (intermedia a félsica).

Las características mineralógicas y texturales pueden corresponder a procesos de diferenciación de una cámara magmática evolucionada (composición intermedia a félsica) donde la cristalización

fraccionada operó continuamente y sufrió un proceso de cambio de sistema abierto (Varol *et al.*, 2008), en el cual existieron periodos de recarga de inyección de magma basáltico a la cámara magmática que generó un importante proceso de mezcla de magmas de manera cíclica. Ambos procesos pueden ayudar a explicar la diversidad composicional de la Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo y a las texturas de desequilibrio que presentan.

A partir de las características mineralógicas y texturales que comparten la Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo fueron integradas en el Grupo de lavas Ojo Caliente-Potreriillo. A continuación se mencionan las características en común principales:

- Ambas unidades representan una serie volcánica conformada desde basaltos hasta riolitas que se repiten al inicio de cada unidad volcánica, con un proceso de cristalización fraccionada que operó continuamente.
- Presentan texturas de desequilibrio, especialmente en la zona de transición entre ambas unidades y que puede sugerir un proceso importante de mezcla de magmas. Estas texturas son comunes en los flujos de lava de la Dacita Potrerillo Inferior en todo el campo volcánico.
- Las unidades tuvieron periodos de recarga de magma basáltico. Esto es reflejado por presentar flujos basálticos en la base y cima en cada unidad.

### **5.5. Discusión de la geoquímica de los grupos volcánicos**

Los grupos volcánicos fueron clasificados químicamente como riolitas y dacitas y en menor medida como traquiandesitas y andesitas. Son subcalcinas y pertenecen a las series calcoalcalinas ricas en K. Las rocas félsicas son de ambiente de granitos de intraplaca y granitos de arco volcánico de forma subordinada con base a la relación  $Y+Nb$  vs  $Rb$  que siguen una tendencia de proceso de rift continental (Pearce *et al.*, 1984). Las rocas máficas del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo provienen de basaltos de arco volcánico. Los grupos volcánicos muestran un enriquecimiento en elementos LILE (K, Ba, La, Th y U) y exhiben anomalías negativas en elementos HSFE (Nb, Zr, Hf y Ti), mientras que los patrones de tierras raras se caracterizan por un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Estos patrones son consistentes con rocas procedentes de arco volcánico (Gil, 1981; Pearce *et al.*, 1984; Sun y McDonough, 1989; Qi *et al.*, 2016). Sin embargo, en los diagramas no se observó empobrecimiento en Nb y Th característicos de este ambiente tectonomagmático. En cambio, estas características, en conjunto con anomalías negativas en Sr y Zr visto en los diagramas son afines

al modelo de magmas derivados por fusión parcial de la base de la corteza continental inferior donde estuvieron involucrados fluidos ricos en LILE y HFSE en su formación (Aguillón-Robles *et al.*, 2009 y Aguillón-Robles *et al.*, 2012).

Con base a la relación Ba/Th vs Th/Nb (Figura 53.A) se aprecia en los Grupos El Carmen-Palo Verde y Ojo Caliente-Potreriño fueron derivados de la base de la corteza por fusión parcial e interaccionaron en menor medida con la corteza continental superior conforme se diferenciaron. Esto explicaría las anomalías ligeramente negativas en Nb en comparación con Ba y La y un enriquecimiento en tierras raras ligeras que son consistentes con una fusión parcial de la corteza continental inferior en la región de San Luis Potosí (Verma, 1999). El Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María presenta afinidad a la corteza continental superior donde ocurrió la prolongada fraccionación de la plagioclasa cálcica como lo es sugerido por su fuerte anomalía negativa en Eu y que generalmente representa diferenciación de cámaras magmáticas a profundidades someras (Huspeni *et al.*, 1984).

Con los datos obtenidos se pueden discriminar los procesos de diferenciación magmática que operaron en la evolución de los magmas. Las unidades volcánicas principales del CVRSM fueron derivadas de un proceso combinado de asimilación-cristalización fraccionada (Figura 52.C) propio de un proceso de *rift* continental (Pearce *et al.*, 1984).

En el Grupo El Carmen-Palo Verde se aprecian características propias de un proceso de cristalización fraccionada, como es manifestado en sus diagramas de óxidos mayores donde su tendencia puede explicarse a partir de la cristalización de minerales. El empobrecimiento y ciertas inflexiones en los óxidos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> corresponden a la fraccionación de la plagioclasa, feldespato alcalino, hornblenda, biotita y en menor medida, clinopiroxeno y óxidos de hierro, respectivamente. Estas fases minerales forman parte de su contenido modal y el gran contenido en ferromagnesianos pueden explicar su carácter metaluminoso de las rocas. El empobrecimiento gradual en Ti y en menor medida en Y observado en los diagramas multielementales puede ser debido a la fraccionación de la hornblenda y óxidos de Fe y Ti, mientras que el pico negativo en Sr y la marcada anomalía negativa en Eu como se observa en los diagramas de tierras raras se asocian a la cristalización de la plagioclasa cálcica. Con base a las relaciones La vs La/Sm y La vs La/Yb (Figura 52.A-B) se aprecia que la cristalización fraccionada y fusión parcial fueron procesos dominantes en la formación del Grupo El Carmen-Palo Verde.

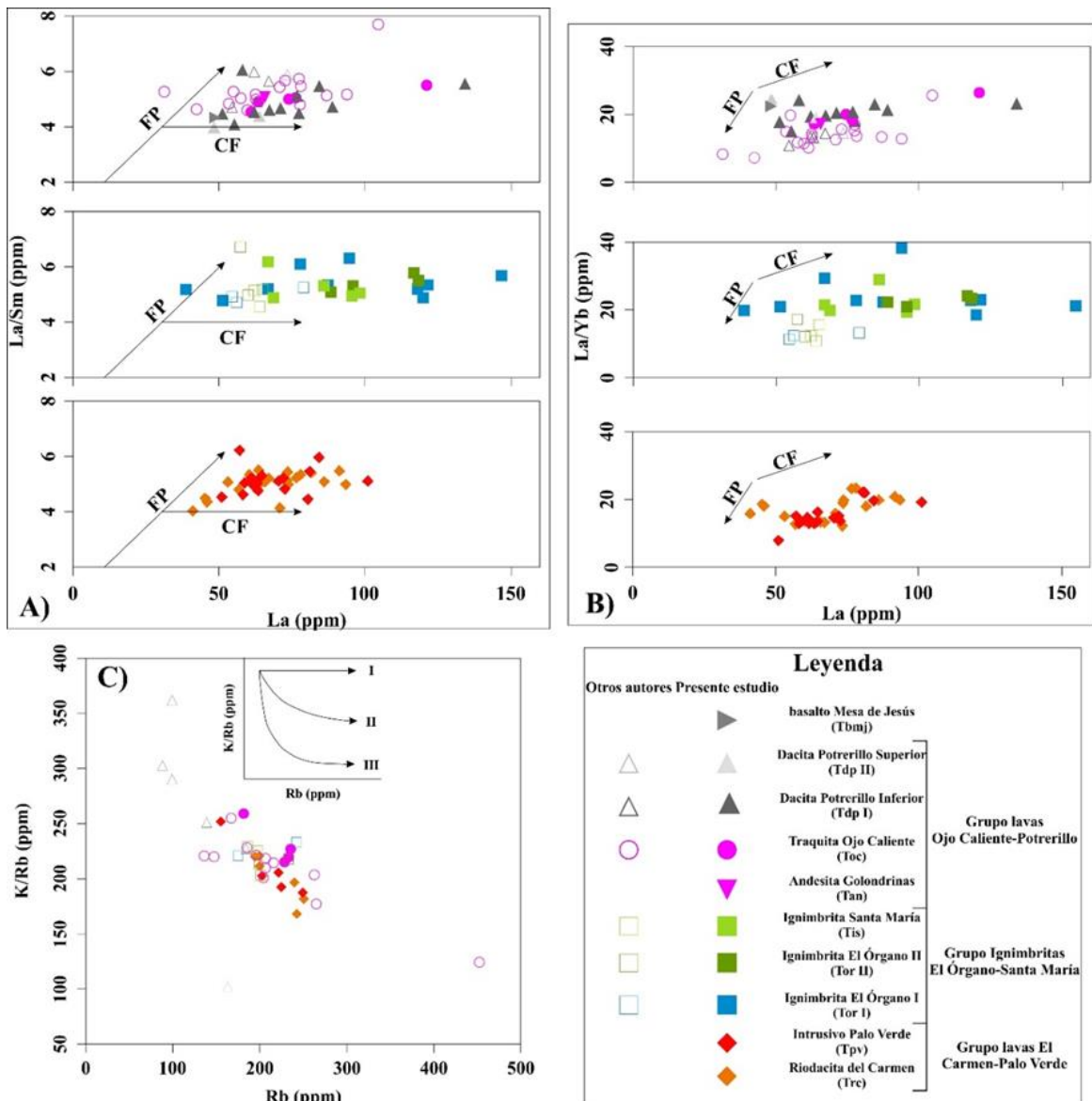


Figura 52.- Diagramas para discriminar procesos de diferenciación magmática. Los diagramas A) La vs La/Sm (Li *et al.*, 2018) y b) La vs La/Yb (Aguillón-Robles *et al.*, 2012) son utilizados para discriminar entre fusión parcial (FP) y cristalización fraccionada (FC). C) diagrama Rb vs K/Rb (Parker *et al.*, 2005) para obtener tendencias de diferenciación: I, procesos de cristalización fraccionada pura; II, asimilación-cristalización fraccionada; y III, asimilación cortical pura.

El enriquecimiento en  $K_2O$  con respecto a mayor contenido en  $SiO_2$  (Figura 39) sugiere contaminación cortical (Gill, 2010) para la formación del Grupo El Carmen-Palo Verde. Este proceso puede reflejarse en las diagramas Nb/Y vs Th/Y (Figura 53.B) y Nb/La vs Nb/Th (Figura 53.C) donde la adición de material cortical disminuye estas relaciones (Qi *et al.*, 2016). La contaminación cortical puede reflejarse macroscópicamente con base en los xenolitos

metamórficos con bordes de reacción que han sido encontrados en la *facies* proximal de la unidad Palo Verde (Figura 12.B).

El Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María fue clasificada como riolitas de composición peraluminosa y débilmente metaluminosa. En este grupo, el proceso de cristalización fraccionada actuó de forma prolongada. Esto es manifestado en los diagramas de óxidos mayores donde se aprecia el empobrecimiento con ligeras inflexiones en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  con el aumento en el contenido de  $\text{SiO}_2$ . Estas tendencias pueden corresponder a la cristalización de la plagioclasa, feldespato alcalino, hornblenda y óxidos de fiero, respectivamente. En sus diagramas multielementales y de tierras raras se aprecian anomalías negativas en Ti y Sr que sugieren la cristalización de la hornblenda y plagioclasa cálcica. Esta última es soportada por una fuerte anomalía negativa en Eu (Figura 39.C-E). Las relaciones La vs La/Sm (Figura 52.A) y La vs La/Yb (Figura 52.B) muestran un patrón lineal en las muestras de este grupo y sugieren que la cristalización fraccionada fue el principal proceso de diferenciación magmática.

El Grupo Ojo Caliente-Potreriillo presenta una diversidad composicional que parte en la base del grupo (Traquita Ojo Caliente) de dacitas a riolitas y hacia la cima (Dacita Potreriillo) donde predominan las traquiandesitas, andesitas y dacitas.

Este cambio composicional es periódico y no puede explicarse por únicos procesos de cristalización fraccionada o fusión parcial. La Traquita Ojo Caliente se compone de riolitas y es principalmente de carácter peraluminoso que cambia transicionalmente hacia una composición metaluminosa para las rocas más máficas de la Dacita Potreriillo.

Los diagramas tipo Harker para óxidos mayores y elementos traza presentan una tendencia cercanamente lineal entre la Traquita Ojo Caliente (más félsica) y Dacita Potreriillo (más máfica). Las tendencias lineales en estos diagramas son interpretados como mezclas de magmas (Best y Christiansen, 2001 y Sruoga *et al.*, 2012). Algunas muestras de la Traquita Ojo Caliente no se encuentran dentro del patrón lineal debido a que operó la cristalización fraccionada de manera secundaria para esta unidad.

Se aprecia en los diagramas La vs La/Sm (Figura 52.A) y La vs La/Yb (Figura 52.B) que el proceso principal de diferenciación principal fue fusión parcial con menores grados de cristalización fraccionada que actuó en mayor medida para la Traquita Ojo Caliente.

Este proceso de mezcla de magmas puede ser verificado utilizando la relación P/Y vs Sr/Y (Hannah *et al.*, 2012; Figura 53.D) que es utilizado para testear este tipo de procesos donde se aprecia que



la Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo muestran una tendencia lineal. Este proceso también es soportado con la relación entre  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (Figura 53.D; Kazemi *et al.*, 2018) donde se presenta una tendencia lineal que es interpretado como una mezcla de magmas.

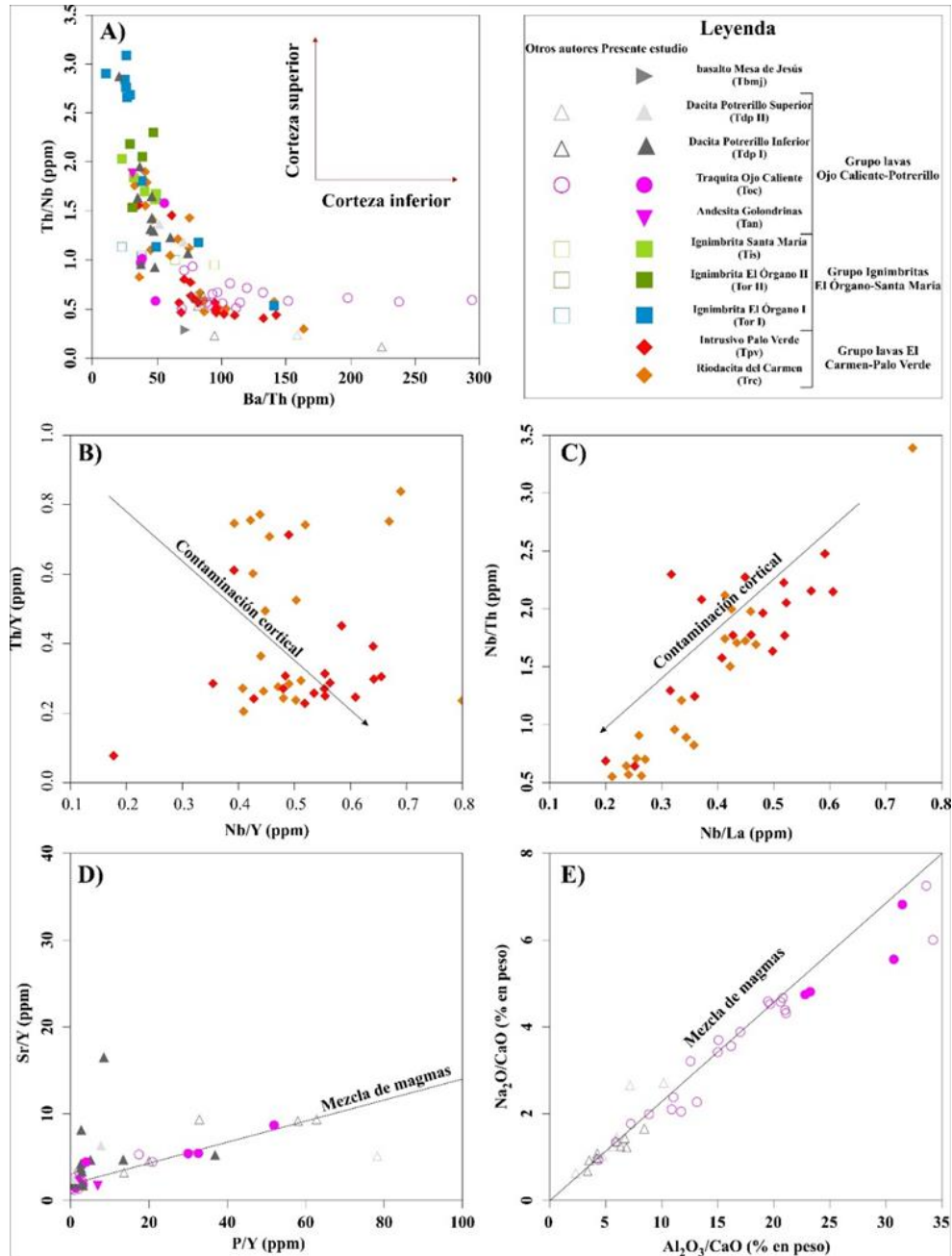


Figura 53.- A) diagrama Nb/Y vs Th/Nb tomado de Aguillón-Robles *et al.*, 2012 para identificar el origen de los magmas con respecto a la corteza continental. B) diagrama Nb/Y vs Th/y y C) diagrama Nb/La vs Nb/Th utilizado para identificar procesos de contaminación cortical para el Grupo El Carmen-Palo Verde (Qin *et al.*, 2016). D) diagrama para testear mezcla de magmas propuesto por Hannah *et al.* (2012) y D) diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  (Kazemi *et al.*, 2018) para identificar tendencia de mezcla de magmas.

El basalto Mesa de Jesús es clasificado como andesita basáltica perteneciente a las series shoshoníticas que exhibe un patrón geoquímico diferente a los basaltos de la Dacita Potrerillo Superior. Este basalto es de origen intraplaca, como también es sugerido por su menor contenido en tierras raras y por una mayor fraccionación de LREE

**5.6. Discusión de la geocronología de los grupos volcánicos**

Se realizó una comparación de las edades U-Pb obtenidas en el presente trabajo y las edades radiométricas reportadas en trabajos previos para las unidades del CVRSM agrupadas en el presente estudio como se aprecia en el diagramas de edades con su barra de error en la Figura 54.

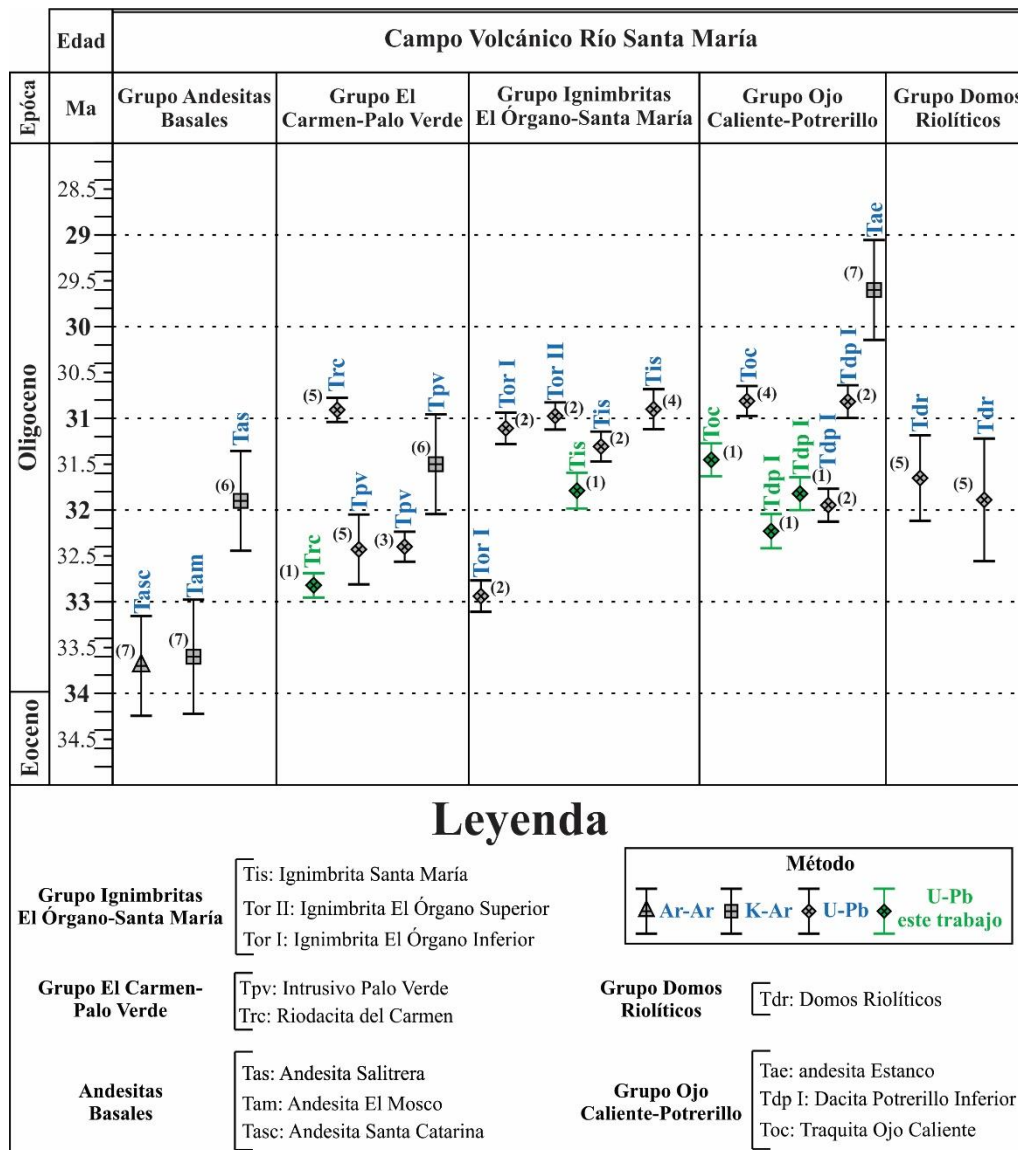


Figura 54.- Gráfica de correlación de edad que exhibe su barra de error (1σ) para las edades U-Pb obtenidas en el presente trabajo y las reportadas en trabajos previos. Los números en las edades corresponden a los autores citados en la Figura 17.

El Grupo de Andesitas Basales representa el inicio del vulcanismo en el CVRSM. La edad más antigua reportada corresponde a la Andesita Santa Catarina con una edad de  $33.7 \pm 0.7$  Ma (método Ar-Ar en feldespatos, Martínez-Esparza, 2004) que puede corresponder a la base del grupo y que presenta una edad similar a la andesita El Mosco con una edad de  $33.6 \pm 0.8$  Ma (método, K-Ar en feldespatos, Martínez-Esparza, 2004). Estas andesitas representan la base del estratovolcán de Atotonilco que se localiza al norte del CVRSM. La cima del grupo es representada por la Andesita Salitrera que tiene una edad de  $31.9 \pm 0.7$  Ma (método K-Ar, roca entera; Tristán-González *et al.*, 2009a), por lo que el evento volcánico que originó al Grupo de Andesitas Basales presente un rango de  $33.7 \pm 0.7$  Ma (Martínez-Esparza, 2004) a  $31.9 \pm 0.7$  Ma (Tristán-González *et al.*, 2009a). Sin embargo, debido a la escasez de edades radiométricas, es necesaria la obtención de edades con un método con un error analítico menor que pueda definir el evento volcánico para este grupo.

Para los domos exógenos y endógenos del Grupo El Carmen-Palo Verde (Figura 54) se aprecia que la edad U-Pb en circones obtenida en un domo exógeno en la localidad de La Atarjea, San Ciro de Acosta, S.L.P. que corresponde a la parte oriental del campo volcánico presenta una edad de  $32.82 \pm 0.17$  Ma que es similar a las edades reportadas por el mismo método para los domos endógenos de la unidad Intrusivo Palo Verde para la parte norte del campo volcánico, en la localidad de Palo Verde, Santa María del Río, S.L.P. con una edad de  $32.4 \pm 0.21$  Ma (Díaz-Bravo *et al.*, 2021) y para la porción central en la localidad de Los Mezquites, Tierra Nueva, S.L.P. con una edad de  $32.42 \pm 0.49$  Ma (García-Pérez, 2017). Sin embargo, se aprecia en la Figura 54 una edad de  $30.91 \pm 0.60$  Ma obtenida por el método U-Pb (García-Pérez, 2017) en la parte occidental del campo volcánico, en la localidad de Los Charcos, Tierra Nueva, S.L.P. es más joven que las anteriormente citadas, por lo que se sugiere no utilizar esta edad para los domos de la Riodacita del Carmen en la zona occidental. Esto es debido a que los domos riolíticos de esa zona fueron fechados por el método U-Pb en circones con una edad de  $31.65 \pm 0.60$  (García-Pérez, 2017) que sobreyacen a la Riodacita del Carmen. Por este motivo, se considera que los domos de la Riodacita del Carmen e Intrusivo Palo Verde fueron emplazados contemporáneamente durante el mismo evento volcánico.

Para el Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María, se aprecia en la Figura 54 que la base del grupo representada por la Ignimbrita El Órgano Inferior presenta un rango de edad muy grande que varía desde  $32.94 \pm 0.22$  (U-Pb en circones; Jaimes-Viera *et al.*, 2022) para una muestra colectada en la zona nororiental del CVRSM en la localidad de La Alameda, San Ciro de Acosta, S.L.P. y una

edad de  $31.15 \pm 0.22$  (U-Pb en circones; Jaimes-Viera *et al.*, 2022) para una muestra colectada en la parte meridional del campo, en la región de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto. Como se puede observar la edad más antigua proviene de la parte nororiental del campo. Sin embargo, con respecto al rango de edades reportadas para el resto de las ignimbritas de este grupo, se observa una variación muy grande. Esto puede ser debido a que pueda pertenecer a una ignimbrita más antigua que la Ignimbrita El Órgano Inferior procedente de la misma caldera de colapso. Sin embargo, sería necesario realizar una cartografía geológica a detalle de este grupo para la parte oriental del campo volcánico para determinar si existe un contacto que defina que es un pulso independiente. Otra explicación es que pueda corresponder al desarrollo de otra estructura de colapso, tal como la caldera de Milpa Grande que se localiza al norte del CVRSM que fue inicialmente propuesta por Grasel (1979) y Labarthe-Hernández *et al.* (1989) para explicar la emisión de estas ignimbritas. Para la Ignimbrita El Órgano Superior se ha reportado una edad U-Pb en circones de  $30.98 \pm 0.19$  Ma (Jaimes-Viera *et al.*, 2022) en una muestra colectada en Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz, Gto. Esta edad presenta un rango similar a las reportadas por el mismo método isotópico para la Ignimbrita Santa María de  $31.31 \pm 0.21$  Ma (Jaimes-Viera *et al.*, 2022) para una muestra colectada al sur de Ojo Caliente, Santa María del Río, S.L.P. y de  $30.9 \pm 0.28$  (Botero-Santa *et al.*, 2020) para la zona de El Arbolito, Santa María del Río S.L.P. por lo que se puede interpretar que ambas ignimbritas son contemporáneas. Con respecto a la edad obtenida en el presente trabajo para la Ignimbrita Santa María de  $31.79 \pm 0.25$  Ma para una muestra colectada en la parte norte del campo volcánico en la localidad de El Ranchito, Villa de Zaragoza, S.L.P. se puede apreciar que es más antigua que las previamente reportadas, sin embargo puede corresponder al inicio de emisión de la cima del grupo. En este trabajo se considera que la edad de emplazamiento de las Ignimbritas El Órgano-Santa María  $31.15 \pm 0.22$  (Jaimes-Viera *et al.*, 2022) y  $30.9 \pm 0.28$  Ma (Botero-Santa *et al.*, 2020). Se considera que es necesario obtener más edades radiométricas para la parte septentrional del campo volcánico.

El Grupo Ojo Caliente-Potrerrillo es representado en su base por la Andesita Golondrinas. Sin embargo, hasta el momento no se ha fechado esta unidad. En la parte occidental del campo, sobreyaciendo a esta ignimbrita, se encuentra la Traquita Ojo Caliente que se había fechado con el método U-Pb en circones con una edad de  $30.81 \pm 0.21$  (Botero-Santa *et al.*, 2020) cercano a la cabecera municipal de Santa María del Río, S.L.P. Sin embargo, en el presente estudio se obtuvo una edad de  $31.45 \pm 0.83$  Ma para una muestra colectada al oriente de la localidad Fracción

Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. para el flujo Inferior de esta unidad. Por lo que se puede considerar la edad mínima del emplazamiento de esta unidad. En esta misma zona, se encuentra sobreyaciendo la Dacita Potrerillo Inferior que también fue fechada por el mismo método con una edad de  $31.82 \pm 0.23$  Ma que presenta es similar al de la Traquita Ojo Caliente en esta zona (Figura 54). En este trabajo se obtuvo una edad de  $32.24 \pm 0.24$  Ma para la Dacita Potrerillo Inferior en una muestra colectada en la localidad de San Antón de los Martínez, San Luis de la Paz, Gto. Esta edad es más antigua que las previamente reportadas (Figura 54), así mismo, en esa zona sobreyace a la Ignimbrita El Órgano Inferior que fue fechada en la región de Vergel de Bernalejo, San Luis de la Paz con una edad U-Pb en circones de  $31.15 \pm 0.22$  Ma (Jaimes-Viera *et al.*, 2022). Por este motivo, no se considera utilizar esta edad reportada en el presente trabajo para definir la edad de la Dacita Potrerillo Inferior. En este trabajo se considera que el Grupo Ojo Caliente-Potrerillo presenta un rango de edad entre los  $31.45 \pm 0.23$  Ma (presente trabajo) y  $29.6 \pm 0.70$  Ma (método K-Ar en feldespato; Martínez-Esparza, 2004) que corresponde a la cima del grupo, representada por la andesita Estanco.

El Grupo Domos riolíticos presentan dos edades U-Pb en circones realizados por García-Pérez (2017) para dos muestras colectadas en el centro del campo volcánico. La primera edad de  $31.87 \pm 0.8$  Ma en el cerro de Piedras Coloradas, Tierra Nueva, S.L.P. y la segunda de  $31.65 \pm 0.60$  Ma en la localidad de La Ordeñita al norte del poblado de Lobos, Tierra Nueva, S.L.P.

## **5.7. Discusión general de los grupos volcánicos**

### **5.7.1. Discusión del Grupo El Carmen-Palo Verde**

En los primeros trabajos de cartografía geológica se definió a la unidad Riodacita del Carmen (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983) para caracterizar a cadenas extensas de domos exógenos y endógenos de composición riodacítica que cubren gran parte del campo volcánico. Posteriormente, en la cartografía de las Hojas Tierra Nueva (Tristán-González, 1986a) y El Realito-Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989) se describió por primera vez la petrografía de esta unidad, donde se clasificó modalmente como riodacita, que en algunas zonas cambia gradualmente a una roca cristalina de grano grueso que fue descrita inicialmente como Intrusivo Palo Verde al norte del campo volcánico (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). En cuanto a estudios de geoquímica, hasta el momento no se han reportado algún análisis ni se ha mencionado sobre el origen de los magmas a pesar de ser una unidad importante por su amplia extensión y estructura. Con respecto a la edad



estos domos solo se ha obtenido una edad U-Pb en circones de  $30.91 \pm 0.60$  Ma (García-Pérez, 2017) al oriente de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P.

En la cartografía de la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984) se detectó una roca cristalina de grano grueso que fue nombrada como Intrusivo Palo Verde. Esta unidad fue descrita por Labarthe-Hernández *et al.* (1984) como un cuerpo hipoabisal de composición granítica y se clasificó químicamente como traquita y riolacita subalcalina. En estudios posteriores hacia el oriente y suroriental del campo volcánico, se detalló la morfología de este cuerpo y se detectó que esta unidad cambia de forma transicional de un cuerpo cristalino con apariencia “intrusiva” hacia una roca porfirítica de grano fino por lo que se llevó a pensar al Intrusivo Palo Verde como un complejo de domos endógenos zonados texturalmente por Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva. Este mismo comportamiento también fue descrito en los domos localizados al oriente del campo volcánico en las Hojas El Realito-Refugio (Labarthe-Hernández *et al.*, 1989). Sin embargo, en estudios posteriores se ha seguido manejando como un cuerpo intrusivo de composición cuarzo-monzonítica a granítica (García-Pérez, 2017 y Díaz-Bravo *et al.*, 2021). Sobre la edad isotópica de esta unidad, se reportó una edad K-Ar en roca total de  $31.5 \pm 0.7$  Ma (Tristán-González *et al.*, 2009a) al norte del campo volcánico. Posteriormente se obtuvieron edades U-Pb en circones con edades de  $32.42 \pm 0.49$  Ma (García-Pérez, 2017) para el centro del campo volcánico y de  $32.4 \pm 0.2$  Ma (Díaz-Bravo *et al.*, 2021) para una muestra obtenida en la localidad donde toma su nombre. Sobre la geoquímica de esta unidad, recientemente fue estudiada por García-Pérez (2017) quien la clasificó como riolitas subalcalinas con afinidad a granitos intraplaca y concluyó que el magma que originó a esta unidad proviene de la corteza continental superior donde actuó la cristalización fraccionada en su diferenciación.

En el presente trabajo se obtuvo como resultados sobre la petrografía de la Riolacita del Carmen que en la zona oriental del CVRSM se clasifica modalmente desde cuarzo-andesitas hasta riolitas que presentan texturas de desequilibrio interpretadas como respuesta a un ascenso rápido del magma hacia la superficie. Los domos de la zona occidental del campo volcánico se clasificaron modalmente como riolacitas y riolitas y se determinó para los domos endógenos (“Sangre de Pichón”) que su oxidación característica fue generada por fluidos pneumatolíticos que afectaron a la roca en la fase final del emplazamiento, como se refleja en sus texturas de alteración. Con base al estudio geoquímico, se clasificó como riolitas subalcalinas de composición metaluminosa, provenientes de un ambiente de granitos de intraplaca y de manera subordinada de arco volcánico.

Se concluyó que el magma fue generado por fusión parcial de la base de la corteza inferior, donde actuó la cristalización fraccionada, contaminación cortical y fusión parcial en su diferenciación. Por último, se obtuvo una edad U-Pb de  $32.81 \pm 0.17$  Ma para los domos que afloran en la zona oriental del campo volcánico.

Con respecto al Intrusivo Palo Verde en el análisis petrográfico se separó en *facies* donde se aportan nuevas evidencias de una transición textural y mineralógica de una roca de grano grueso (*facies proximal*) a una roca de grano fino de textura porfirítica (*facies distal*) que presenta las mismas características mineralógicas y texturales de los domos exógenos y endógenos de la Riodacita del Carmen. Con base a los resultados de geoquímica, esta unidad se clasificó como riolitas y dacita subcalcinas de composición metaluminosa procedentes de un ambiente de granitos intraplaca y se concluyó que el magma que originó a esta unidad proviene por fusión parcial de la base de la corteza cuyos procesos de cristalización fraccionada, contaminación cortical y fusión parcial diferenciaron a esta unidad.

A partir de las características obtenidas en ambas unidades, se pueden dar argumentos para su integración en el Grupo El Carmen-Palo Verde. Los domos de la Riodacita del Carmen al oriente del campo volcánico tienen una edad similar ( $32.81 \pm 0.17$  Ma en este estudio) a la unidad Palo Verde que aflora al norte ( $32.42 \pm 0.49$  Ma; García-Pérez, 2017) y centro del campo ( $32.4 \pm 0.2$  Ma; Díaz-Bravo et al., 2021). La edad de  $30.91 \pm 0.60$  Ma (García-Pérez, 2017) se considera que no representa la edad de la Riodacita del Carmen debido a que esta edad es más joven que los domos riolíticos ( $31.87 \pm 0.086$  Ma y  $31.65 \pm 0.60$  Ma; García-Pérez, 2017). Para la unidad Palo Verde se considera que proviene por fusión de la base de la corteza inferior, contrario a lo concluido por García-Pérez (2017) que sugiere una derivación de la corteza superior. Así mismo, se determinó que ambas unidades presentan el mismo comportamiento geoquímico y se concluyó una fuente común del magmatismo, con los mismos procesos de diferenciación.

Estas características similares, principalmente petrográficas hicieron retomar el modelo de complejos de domos endógenos para la unidad Palo Verde (Tristán-González, 1986a) que encaja mejor con su estructura “concéntrica” y zonamiento textural. Con respecto al modelo de intrusivo, es inconsistente por las características presentadas en este trabajo, además sería necesario explicar los siguientes puntos: el evento tectónico que pudo exhumar a este supuesto cuerpo hipoabisal, aunque de ser así, también se observaría la secuencia sedimentaria exhumada y con el mismo nivel estratigráfico que las rocas volcánicas; se necesitarían altas tasas de erosión para “descubrir” la

superficie del cuerpo intrusivo, aunque las geoformas del campo volcánico presentan un estado juvenil con respecto a su erosión; este cuerpo presenta colgantes de clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (Formación Cenicera) y de bloques de caliza (Formación El Abra) que fueron recristalizados al momento de su levantamiento, de ser un cuerpo intrusivo estas mismas unidades se encontrarían en los bordes del cuerpo.

A través de los resultados obtenidos se pueden brindar argumentos para integrar a la Riodacita del Carmen y la unidad Palo Verde en el Grupo El Carmen-Palo Verde. Una de las limitaciones que tiene este grupo en el presente trabajo es la falta de análisis geoquímicos de elementos mayores y de fechamientos U-Pb para ambos domos en el extremo occidental del campo volcánico.

### **5.7.2. Discusión del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María**

En la porción norte del CVRSM se definió por primera vez a la Ignimbrita El Órgano en la Hoja Salitrera (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). En este estudio se describió como una ignimbrita con soldamiento alto y de composición riolítica. Posteriormente, hacia el centro del campo volcánico esta unidad fue separada en dos miembros por Tristán-González (1986a) en la Hoja Tierra Nueva quien determinó con base a la petrografía que el miembro inferior presenta menor contenido de cuarzo y feldespatos alcalinos con respecto al miembro superior. Con respecto a la geoquímica de esta unidad solo se ha obtenido su clasificación química como riolita subalcalina (Medina-Romero, 2008; Martínez-Torres, 2016; García-Pérez, 2017 y Jaimes-Viera *et al.*, 2022). Sin embargo, no existe hasta el momento estudios sobre el origen del magma que generó a esta unidad y solo se ha sugerido que la cristalización fraccionada ocurrió durante su diferenciación (Martínez-Torres, 2016). Las edades obtenidas inicialmente fueron con el método K-Ar, donde Ruíz *et al.* (1980) obtuvo edades de  $30.2 \pm 0.3$  Ma (roca entera) y  $29.1 \pm 0.3$  Ma (feldespato) y Labarthe-Hernández *et al.* (1982) de  $31.9 \pm 0.7$  Ma (feldespato alcalino) para el norte del campo volcánico. Actualmente, Jaimes-Viera *et al.* (2022) obtuvo edades U-Pb en circones  $31.15 \pm 0.16$  Ma y  $30.63 \pm 0.21$  Ma en la porción meridional del campo volcánico y una edad de  $32.94 \pm 0.22$  Ma en el extremo oriental del CVRSM.

Se designó como Ignimbrita Santa María para agrupar a las ignimbritas que afloran al poniente del campo volcánico en las Hojas Santa María del Río (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980) y en la Hoja Melchor (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983). En los primeros estudios de petrografía se clasificó modalmente como ignimbrita con soldamiento alto de composición riolítica (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983). Los estudios de geoquímica de esta unidad han sido incluidos

de manera secundaria en otros trabajos, en donde se ha clasificado químicamente como una riolita subalcalina (Medina-Romero, 2008; Martínez-Torres, 2016; García-Pérez, 2017) y se ha interpretado que el magma que originó a esta unidad sufrió procesos de cristalización fraccionada (Martínez-Torres, 2016). Sin embargo, no se ha reportado la procedencia del magma que originó a esta unidad. Con respecto a la edad de la Ignimbrita Santa María, las primeras edades en el CVRSM fueron obtenidas con el método K-Ar por Tristán-González *et al.* (2009a) de  $31.7 \pm 0.5$  Ma (roca entera) para la porción nororiental del campo volcánico y de  $31.3 \pm 0.7$  Ma (roca entera) en su localidad tipo. Posteriormente, fueron reportadas edades U-Pb en circones por Botero-Santa *et al.* (2020) de  $30.9 \pm 0.28$  Ma en una muestra obtenida en la localidad tipo y por Jaimes-Viera *et al.* (2022) de  $31.31 \pm 0.21$  Ma al sur de la localidad Ojo Caliente, Santa María del Río, S.L.P.

En el presente estudio los resultados de petrografía para la Ignimbrita El Órgano indican que se trata de una ignimbrita de soldamiento alto rica en fenocristales de cuarzo y sanidino que presentan una marcada textura eutaxítica y contiene abundantes *fiammes*. Como conclusiones geoquímicas, esta unidad es clasificada como riolitas subalcalinas de composición peraluminosa que proceden de un ambiente de granitos intraplaca y de arco volcánico de manera subordinada. Así mismo, se interpretó que el magma que originó a esta unidad proviene de la fusión parcial de la base de la corteza pero con un mayor periodo de residencia en la corteza superior, donde ocurrió el proceso de cristalización fraccionada.

Con respecto a la Ignimbrita Santa María, fue clasificada petrográficamente como ignimbrita de composición riolítica de soldamiento alto. Con base a los resultados de geoquímica, esta unidad se clasifica como riolita subalcalina de composición peraluminosa que proviene de un ambiente de granitos intraplaca. Así mismo, se concluyó un mismo origen que la Ignimbrita El Órgano. Se obtuvo una edad U-Pb en circones de  $31.79 \pm 0.25$  Ma.

A partir de estos resultados se pueden integrar ambas unidades en el Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María debido a que presentan la mismas características petrográficas, un mismo origen magmático para ambas unidades y la edad obtenida es similar a las obtenidas por Jaimes-Viera *et al.* (2022). Sin embargo, una de las limitaciones para este grupo volcánico es la falta de análisis de elementos mayores para la porción central y occidental del campo volcánico, por lo que se recomienda obtener estos valores para estudiar a detalle las características geoquímicas de ambas unidades.

### **5.7.3. Discusión del Grupo Ojo Caliente-Potreriillo**

Con respecto a los estudios realizados para conocer el origen de la Traquita Ojo Caliente, inicialmente se había considerado que el magma sufrió procesos simples de cristalización fraccionada-asimilación, sin embargo, este procesos no podría explicar la diversidad composicional que presenta esta unidad. Por este motivo se sugirió la intervención de procesos de diferenciación más complejos (de sistema abierto) como contaminación cortical y mezcla de magmas (Aguillón-Robles *et al.*, 2006; Medina-Romero, 2008; Aguillón-Robles *et al.*, 2009; Aguillón-Robles *et al.*, 2012). En estudios posteriores sobre la petrografía de esta unidad en el extremo occidental del CVRSM, se han reportado que presenta una diversidad composicional modal que varía desde cuarzo-andesitas, cuarzo-traquitas, dacitas y riolitas con texturas de desequilibrio (Espinoza-López, 2016 y Rodríguez-Salas, 2018) que sugieren mezcla de magmas (Rodríguez-Salas, 2018). Estas mismas texturas son observadas para la Dacita Potrerillo para la parte norte del campo volcánico (Martínez-Torres, 2016), unidad que no se ha estudiado a detalle y solo se sugiere un posible proceso de cristalización fraccionada previo a su emplazamiento (Martínez-Torres, 2016). La información reportada hasta el momento es corroborada en el presente estudio en donde se aportan evidencias texturales de desequilibrio para ambas unidades y geoquímicas que permiten confirmar un proceso de mezcla de magmas/*mingling* para el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo. Así mismo, se sugiere la presencia de un magma híbrido de composición intermedia (dacítico) entre la Traquita Ojo Caliente (más riolítico) y Dacita Potrerillo (más andesítico) que pudo originarse a partir de esta mezcla de magmas, como se sugiere a partir de los diagramas de geoquímica tipo Harker para elementos mayores y traza de este grupo volcánico. Se puede interpretar que el origen de este grupo volcánico procede de una cámara magmática evolucionada donde operó en menor grado la cristalización fraccionada (Traquita Ojo Caliente) y la cual sufrió proceso de diferenciación de sistema abierto (mezcla de magmas/*mingling*) de recargas de magmas más máficos y calientes (Dacita Potrerillo) donde actuó en mayor medida la fusión parcial.

Sin embargo, es necesario realizar los elementos mayores de la Dacita Potrerillo que sobreyace a la Traquita Ojo Caliente en la porción occidental del campo volcánico. Así mismo, se necesitan realizar estudios de química mineral a detalle de las plagioclasas, piroxenos y matriz para confirmar la mezcla de magmas/*mingling* y determinar las condiciones de equilibrio de estas fases minerales.

#### **5.7.4. Discusión del Grupo Domos Riolíticos**

En el presente estudio, no se estudió la petrografía y geoquímica del Grupo Domos Riolíticos debido a que fueron ampliamente estudiados por García-Pérez (2017) quien determinó que estos domos se clasifican modalmente como riolitas y presentan mismas firmas geoquímicas (alta fraccionación en LREE con respecto a HREE, anomalías negativas en Sr, Ti, Zr, Eu, y Hf). García-Pérez (2017) obtuvo dos edades U-Pb en circones de estos domos en  $31.87 \pm 0.86$  (oriente de la cabecera municipal de Tierra Nueva, S.L.P.) y de  $31.65 \pm 0.60$  Ma (norponiente de la localidad Puerto de Lobos, Tierra Nueva, S.L.P.). A partir de las relaciones estratigráficas presentadas en este estudio y con base a las conclusiones de García-Pérez (2017) se definió el Grupo Domos Riolíticos. García-Pérez (2017) determinó la procedencia del magma de la zona de la corteza continental superior, donde intervinieron procesos de cristalización fraccionada-asimilación como procesos de diferenciación.



## CONCLUSIONES

- A partir de la revisión bibliográfica y mediante una nueva revisión estratigráfica de campo de las unidades que comprenden al Campo Volcánico Río Santa María se realizó su integración en grupos volcánicos. Se obtuvieron cinco grupos: Andesitas Basales que integran a los aislados flujos de lavas andesíticas del Oligoceno temprano; El Carmen-Palo Verde donde se agruparon los domos endógenos y exógenos de las unidades Riodacita del Carmen y Palo Verde; Ignimbritas El Órgano-Santa María; Ojo Caliente-Potrerrillo que agrupa desde su base a la Andesita Golondrinas, continuando con la Traquita Ojo Caliente, Dacita Potrerillo Inferior y Superior y terminando hacia la cima con la andesita Estanco; y el Grupo Domos Riolíticos donde se integró a la Riolita San Miguelito, riolita Vigas y Domos riolíticos.
- Se realizó la cartografía geológico-estructural más actualizada en lugares clave del Campo Volcánico Río Santa María a partir de la integración de la cartografía de las Hojas realizadas por el Instituto de Geología de la UASLP.
- Se propone que la unidad Palo Verde representa un complejo de domos endógenos, donde la roca cristalina de grano grueso y con apariencia “hipoabisal” sea la parte interna de estos domos y que en su periferia sus texturas son porfíricas representando la zonación de texturas típicas de domos endógenos. Estos domos en el CVRSM se presentan como endógenos en la porción oriental-central y como exógenos en la porción oriental del campo volcánico.
- En el estudio petrográfico del Grupo El Carmen-Palo Verde se determinó que su composición modal varía desde cuarzo-andesitas hasta riolitas y que presentan texturas de desequilibrio (fenocristales con bordes corroídos, cristales reabsorbidos y que presentan un cambio transicional hacia la matriz, plagioclasas zonadas, fenocristales de hornblenda y biotita con texturas de deshidratación) que reflejan inestabilidad en la cámara magmática por un cambio en la presión y/o temperatura debido al ascenso rápido hacia la superficie;
- Para el Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María se clasificaron como ignimbritas riolíticas ricas en fenocristales (30-50%) con textura eutaxítica, abundantes fiammes y de soldamiento alto. Estas características se conservan en los afloramientos de ignimbrita de todo el campo volcánico, sugiriendo que su emplazamiento fue a altas temperaturas.

- En el Grupo Ojo Caliente-Potreriillo se detectó una diversidad composicional que varía desde andesitas y cuarzo-traquitas a dacitas y riocacitas con flujos de lava basáltica intercalada en la secuencia. Se detectaron texturas de desequilibrio en la Traquita Ojo Caliente y Dacita Potrerillo, especialmente en la transición entre ambas unidades donde se presentan texturas indicadoras de mezcla de magmas (plagioclasas sanas en conjunto con plagioclasas de mayor tamaño que exhiben bordes corroídos, zonación oscilatoria y textura de tamiz; fenocristales anhedrales de clinopiroxeno con textura de tamiz, glomerocristales de hornblenda y plagioclasa que suele exhibir zonamiento; lentes de cuarzo y feldespatos alcalinos con coronas de reacción de óxidos de hierro, manchas composicionales o blobs, entre otros) y se sugiere que represente un magma híbrido de composición intermedia (dacítica).
- A partir del estudio geoquímico se determinó una derivación del magmatismo por fusión parcial de la base de la corteza continental inferior, con una interacción menor con la corteza continental superior, con excepción del Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María que aparentemente tuvo un mayor periodo de residencia.
- Con base en la geoquímica, el Grupo El Carmen-Palo Verde se clasificó como riolitas y dacita subalcalinas pertenecientes a las series calcoalcalinas ricas en K y de composición metaluminosa. Este Grupo exhibe características geoquímicas de diferenciación por cristalización fraccionada, contaminación cortical y fusión parcial.
- El Grupo Ignimbritas El Órgano-Santa María fueron clasificados químicamente como riolitas subalcalinas de las series calcoalcalinas ricas en K, de carácter fuertemente peraluminoso y en menor medida metaluminoso. El proceso de diferenciación dominante para este Grupo fue un proceso de cristalización fraccionada.
- El Grupo Ojo Caliente-Potreriillo fue clasificado para su base (Traquita Ojo Caliente) como dacitas a riolitas y en su cima (Dacita Potrerillo) como traquiandesita, andesita, dacita y riolita, todas son subalcalinas con excepción de una traquiandesita de la Dacita Potrerillo Superior. A partir de sus tendencias lineales en los óxidos mayores y elementos traza se sugiere un proceso dominante de mezcla de magmas que pudo generar un magma híbrido caracterizado por ser de composición intermedia (dacítica) entre estas unidades y que es ligeramente rico en elementos compatibles (Ni, Cr, Co, Zr y Fe). También se determinó

que en este grupo actuó en mayor medida la fusión parcial y de manera subordinada operó la cristalización fraccionada, especialmente para la Traquita Ojo Caliente.

- Se obtuvieron cinco edades U-Pb en circones: para la Riodacita del Carmen se obtuvo una edad de  $32.81 \pm 0.17$  Ma que es similar a las edades obtenidas por este mismo método para la unidad Palo Verde de  $32.42 \pm 0.49$  Ma para la parte central del CVRSM (García-Pérez, 2017) y de  $32.4 \pm 0.2$  Ma al norte del campo volcánico (Díaz-Bravo et al., 2021) por lo que se soporta la correlación de este grupo. Para la Ignimbrita Santa María se obtuvo una edad de  $31.79 \pm 0.25$  Ma al norte del campo volcánico y que es más antigua que las reportadas para la porción occidental del campo volcánico de  $30.2 \pm 0.75$  Ma (Botero-Santa et al., 2021) y de  $31.31 \pm 0.21$  Ma (Jaimes-Viera et al., 2022). Para la Traquita Ojo Caliente se obtuvo una edad de  $31.45 \pm 0.28$  Ma y para la Dacita Potrerillo que la sobreyace de  $31.82 \pm 0.23$  Ma en la localidad Fracción Sánchez, Santa María del Río, S.L.P. Estas edades permiten establecer que ambas unidades son contemporáneas. Por último, se obtuvo otra edad para la Dacita Potrerillo en la localidad de San Antón de los Martínez, San Luis de La Paz Gto. con una edad de  $32.24 \pm 0.24$  Ma. Sin embargo, esta edad es más antigua que la Ignimbrita El Órgano Superior que la subyace (con edad de  $30.98 \pm 0.19$  Ma). Por este motivo no se utilizó para definir el periodo de vulcanismo.
- Se separó la unidad informal basalto Mesa de Jesús que sobreyace a la Dacita Potrerillo Superior en la localidad Mesa de Jesús, San Luis de la Paz, Gto., y que presenta características de un basalto alcalino posiblemente correlacionable con el Basalto Cabras que aflora en el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito.

**REFERENCIAS**

**Aguillón-Robles, A., Aguilón-Robles, A., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Bustos-Gutiérrez, L.A., Carrizales-Aguilar, A., 2004,** Carta Geológico-Minera Santa María del Río F14-C14, San Luis Potosí y Guanajuato, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.

**Aguillón-Robles, A., Medina-Romero, E., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 2006,** Evolución tectono-magmática de la porción occidental del Campo Volcánico Río Santa María, en el Estado de San Luis Potosí y Guanajuato (resumen), en Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jal., Unión Geofísica Mexicana, GEOS 26, p 164.

**Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., Bellon, H., 2009,** Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.021>

**Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R. A., García- Arreola, M. E., Almaguer-Rodríguez, J. L., Maury, R. C. 2012,** Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: the bearing of ICPQMS data: *Geofísica Internacional*, 51-3, p 293-380.

**Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R.A., Bellon, H., Martínez-Esparza, G., 2014,** Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol 276, p 152-172. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.019>

**Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1991,** The volcanic section at Nazas, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, vol 96, p 373-388.

**Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003,** Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: *Geology*, vol 31, no 9, p 773-776.

**Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008,** Ignimbrite Flare-up and graben-calderas of the Sierra Madre

Occidental, Mexico: in J. Martí and J. Gottsmann eds., “Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response”, Developments in Volcanology vol 1, Elsevier, Amsterdam, no 492, p 143.

**Aguirre-Díaz, G., Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Martí, J., 2013,** The graben caldera of Guanajuato, Mexico: American Geophysical Union, Spring Meeting 2013, abstract id. V43A-04.

**Aguirre-Díaz, G., Tristán-González, M., Gutiérrez-Palomares, I., Martí, J., López-Martínez, M., Labarthe-Hernández, G., Nieto-Obregón, J., 2021,** Graben type calderas: The Bolaños case, Sierra Madre Occidental, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, p 1-20.

**Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. F., Xu, S. S., 2002,** El sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol 55, no 1, p 12-29.

**Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005,** El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Número conmemorativo del centenario, tomo LVII, vol 1, p 65-8

**Almaguer-Rodríguez, 2010,** Estudio geoquímico de elementos traza en unidades volcánicas del CVSLP: Método ICP-MS (validación del método): Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-91.

**Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F., 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, vol 40, p 116-134.

**Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., 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 Mexicana, vol 53, p 59-71. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a3>

**Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., 2003,** Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, vol 115, p 298-313.

**Arena-Islas, D., Esquivel-Macías, C., Flores-Castro, K., 2009,** Amonoideos y bivalvos del Sinemuriano Superior en un nuevo afloramiento de la Formación Huayacocotla, Hidalgo, México, algunas consideraciones paleoambientales: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol 61, no 2, p 185-197.

**Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.M., 2004,** Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol 21, no 3, p 299-319. ISSN 1026-8774, ISSN-e 2007-2902.

**Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008,** The Early Mesozoic volcanic arco of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, vol 25, p 49-63.

**Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010,** Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere, vol. 6, no, 5: p. 621-640; doi: 10.1130/GES00545.1.1.

**Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Castellanos-Rodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D., Almaraz-Martínez-C., 2021,** Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening: Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening: Journal of South American Earth Sciences, vol 108, 102961, DOI <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102961>.

**Botero-Santa, P.A., Xu, S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaníz-Álvarez, S.A., 2020,** Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol 72, no 1, p 1-23. <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n011019>

**Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J., Wood, B. J. (2006),** Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat.: Contributions to Mineralogy and Petrology, vol 151, no 2, p 121–140. doi:10.1007/s00410-005-0060-5

**Burckhardt, C., 1930,** Etude Synthetiqu sur le Mesoziqie Mexicain: Mem. Soc. Paléont. Suisse, vol 49-50.



**Burt, D.M., Keller, L.P., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Jiménez-López, L., 1991,** Cuspidine reaction skarns from San Luis Potosí, Mexico: Geological Society of America. Abstracts with programs, v. 23, no. 4, p.9.

**Bryan, S.E., Ferrari, L., Reiners, P.W., Allen, C.M., Petrone, C.M., Ramos-Rosique, A., Campbell I.H., 2008,** New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology: *Journal of Petrology*, vol 49, no 1, p 47-77. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm070>

**Cabanis, B., Lecolle, M., 1989,** Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, vol 309, p 2023-2029.

**Carrasco, B., 1970,** La Formación El Abra (formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol 2, no 3, p 97-99.

**Carrillo-Bravo, 1971,** La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol 23, no 1-6, p 1-115.

**Carrillo-Bravo, J., 1982,** Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, no 34, vol 1, p 1-22.

**Centeno-García, E. 2005,** Review of Upper Paleozoic and Lower Meso-zoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Geological Society of America Special Paper*, vol 393, p 233-258.

**Chávez-Cabello, G., 2005,** Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: *Juriquilla, Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México*, tesis Doctoral, p 39-45.

**Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Iriondo-Perrone, A., 2009,** Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.*, vol 56, no 1-2, p 80-89.

**Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porras-Vázquez, D.P., Cossío-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011,** Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol 63, no 2, p 255-256.

**Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001**, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, vol 172, no 1–2, p 5–24. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00233-3.

**Cuellar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse G., Alaníz-Álvarez, S.A., Solari L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012**, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el Centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol 29, no 1, p 179-203 .

**Coney, P.J., 1976**, Plate tectonics and the Laramide orogeny: *New Mexico Geological Society Special Publication*, vol 6, p 5-10.

**Cserna, E.C., Bello, B.A., 1963**, Geología de la Sierra de Álvarez, municipio de Zaragoza, S.L.P.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 71, p 23-63.

**Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Angeles-Moreno, E., 2020**, Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system: *Journal of Maps*, vol 16, no 2, p 199-211. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1719911>

**Díaz-Bravo, B. A., Barboza-Gudiño, J.R., Ortega-Obregón, C., Morales-Gómez, M., 2021**, Late Cretaceous to Oligocene overlapping plutonic magmatism episodes in the eastern Mesa Central province of Mexico: *International Geology Review*, p 1-23. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1871866>

**Enciso de La Vega, S., 1963**, Resumen de la Geología de la hoja Nazas, Estado de Durango 13R-k(6) escala 1:100 000, México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto

**Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol 53, p 1-26.

**Erben, H.K., 1956**, Estratigrafía a lo largo de la Carretera México, D.F. y las áreas de Huachinango, Pue., Necaxa, Pue. y Huayacocotla, Ver: veinteavo Congreso Geológico Internacional, México, Libreto-Guía de la Excursión C-8, vol ilustr.

**Espinosa-López, M.G., 2016**, Características físicas, estructurales y petrográficas del domo El Original en el municipio de Santa María del Río, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, p 1-113.

**Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999,** Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, vol 27, p 303-306.

**Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002,** Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: *Tectonics*, p 1-21.

**Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005,** Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol 57, no 3, p 343-378. ISSN: 1405-3322.

**Fernández-Ruíz, R., 2000,** Web personal Dr. Ramón Fernández Ruiz, Seminarios: La técnica de plasma-masas ICP-MS: Recuperado de <http://ramontxrf.260mb.net/icpms.html>.

**Fitz Diaz, E., Lawton, T., Juárez, E., Chávez-Cabello, G., 2017,** The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*. vol 183, p 56-84. DOI 10.1016/j.earscirev.2017.03.002.

**Foxworth, R.W., 1960,** Economic Geology of the Las Cuevas Fluorspar Deposit, Salitrera, San Luis Potosí, Mexico: Texas Technological College, Master Thesis, p 1-34. <http://hdl.handle.net/2346/12238>

**Freundt, A., Wilson, C. J. N. & Carey, S. N., 1999,** Ignimbrites and Block-And-Ash Flow Deposits. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (Ed. Sigurdsson, H.). Academic Press. p 581-599.

**García-Pérez, K., 2017,** Modelo de emplazamiento de domos félsicos del área de San José de Alburquerque-Tierra Nueva, Estado de San Luis Potosí y su asociación con el intrusivo Palo Verde: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Posgrado en Geología Aplicada, Tesis de Maestría, p 1-140.

**Gehrels, G. E., Valencia, V. A., Ruiz, J., 2008,** Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation—multicollector—inductively coupled plasma—mass spectrometry, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol 9, no 3, p 1-13.

**Grasel, P. C., 1979,** The reconnaissance geology of the La Salitrera mining district, San Luis Potosí, Mexico: Houston, Univ. Houston (Doctoral dissertation, tesis de maestría, p 218. (inédita)).

**Garza-Blanc, S.A., 1978,** Cartografía geológica Hoja Santa Catarina: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no 61, p 1-40.

**Gill, J.B., 1981**, Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer–Verlag. 390 pp. Henry, C.D., Price, G.J., 1984. Variation in caldera development in the Tertiary volcanic field of Trans-Pecos Texas: *Journal of Geophysical Research*, vol 89, no B-10, p 8765–8768.

**Guerrero-Ibarra, C.A., 2012**, Geología a detalle del vaso de la presa el Realito, municipio de Victoria, Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-79.

**Hannah, R.S., Vogel, T.A., Patino, L.C., Alvarado, G.E., Pérez, W., Smith, D.R., 2002** Origin of silicic volcanic rocks in Central Costa Rica: a study of a chemically variable ash-flow sheet in the Tiribí Tuff: *Bulletin of Volcanology*, vol 64, no 2, p 117–133. doi:10.1007/s00445-001-0188-8

**Hanchar, J.M., Miller, C.F., 1993**, Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories: *Chemical Geology*, vol 110. Elsevier Science, p 1-13.

**Harker, A., 1909**, *The Natural History of Igneous Rocks*: Methuen y Company, London, 1-384 p.

**Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007**, Classification of Altered Volcanic Island Arc Rock using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram: *Journals of Petrology*, vol 48, no 12, p 2341-2357. Doi 10.1093/petrology/egm062

**Hernández-García, A. R., 2015**, Análisis del posible origen caldérico de los flujos piroclásticos de las ignimbritas Santa María-El Órgano, a partir de imágenes de satelitales: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-102.

**Hernández-García, A. R., 2018**, Análisis morfoestructural para determinar la posible presencia de una caldera en el Campo Volcánico del Río Santa María como fuente de emisión de las ignimbritas Santa María-El Órgano, mediante el uso de técnicas geomáticas.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Posgrado en Geología Aplicada, Instituto de Geología, Posgrado en Geología Aplicada, Tesis de Maestría, p 1-111.

**Hernández-Quistián, M.L., 2014**, Análisis estructural de los basculamientos de la Ignimbrita Cantera en la porción centro-oriental del Complejo Volcánico de la Sierra de San Miguelito: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 10-72 p.

**Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992,** The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, vol 20, p 701-704.

**Hibbard, M.J., 1995,** *Petrography to petrogenesis*: Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p 1-608.

**Hogan, J. P., 1993,** Monomineralic Glomerocrysts: Textural Evidence for Mineral Resorption during Crystallization of Igneous Rocks.: *The Journal of Geology*, vol 101, no 4, p 531–540. doi:10.1086/648245

**Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, R., Tuta, Z., Sutter, J.F., Jones, L.M., 1984,** Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern Mexico: *Economic Geology*, Vol 79, 87-105 p.

**Imlay, R.W., 1936,** Geology of the Western of The Sierra de Parras: *Bulletin of Geological Society of America*, vol 47, p 1091-1152. Pls 10, figs 3. Cretaceous Formation of Central America and Mexico, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, vol 28, p 1077-1195 (1944).

**Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M.J., Díaz-González, T., 1948,** Stratigraphic relations of certain Jurassic formation in eastern Mexico: *America Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol 32, no 9, p 1750-1761.

**Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971,** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, vol 8, p 523-548.

**Jacobs, D.C., William, T.P., 1976,** A Comparison of the Geochemistry of Biotite from Some Basin and Range Stocks: *Economic Geology*, vol 78, p 1029-1035.

**Jaimes-Viera, M., Aguirre-Díaz, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Serna-Bafún, J.H., Ramírez-Cruz, B.A., 2022,** Giant silicic ignimbrites and comagmatic domes at the southeastern end of the Sierra Madre Occidental, México: *Journal of South American Earth Sciences*, vol, 114, p 1-16.

**Jasso-Lara, A.A., 2015,** Análisis estructural del sistema de fallas normales del Bloque Ojo Caliente-Santa María del Río, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, p 1-147.

**Jurdy, D.M., 1984,** The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: *Tectonics*, no 3, p 107-113 doi 10.1029/TC003i002p00107

**Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y., Sarjoughian, F., 2018,** Role of magma mixing in generating of the Gheshlagh–Aftabrow intrusions, SW Buin Zahra, Iran: Evidence for a juvenile origin from geochemical and Sr–Nd isotopic data: *Geological Journal*, vol 55, no 1, p 253–279. doi:10.1002/gj.3384

**Kelly, 1936,** Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Bulletin of Geological Society of America*, vol 47, p 969-1008.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978,** Cartografía Geológica Hoja “San Luis Potosí”: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 59, p 1-41.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980,** Cartografía Geológica Hoja Santa María del Río, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 67, p 32.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J., 1982,** Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 85, p 1-109.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Geohidrología, V., Julián-Martínez, R., 1983,** Estudio geohidrológico de la Hoja Melchor, Estados de San Luis Potosí-Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No 92, p 1-136.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1984,** Cartografía Geológica 1:50,000 Hoja Salitrera, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No 94, p 1-85.

**Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Jiménez-López, L. S., Aguillón-Robles, A., y Romero, A., 1989,** Cartografía Geológica Esc. 1:50,000 de Las Hojas El Refugio y Mineral del Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 112, p 1-76.

**Labarthe-Hernández, G., Sánchez-Pérez, M., Vázquez-Guillén, M., 1999,** Mapa geológico del Volcán Atotonilco, S.L.P., México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 125, p 0-19.

**Lavallée, Y., Wadsworth, F. B., Vasseur, J., Russell, J. K., Andrews, G. D. M., Hess, K., von Aulock F.W., Kendrick, J.E., Tuffen, H., Biggin A.J., Dingwell, D. B., 2015,** Eruption



and emplacement timescales of ignimbrite super-eruptions from thermo-kinetics of glass shards: *Frontiers in Earth Science*, vol 3, p 1-11. doi:10.3389/feart.2015.00002

**Leisen, M., Barra, Fernando., Romero, R., Reich, M., 2015**, Geocronología U-Pb de Circones Mediante Ablación Láser Acoplado a un ICP-MS Multicolector: Metodología Utilizada en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Centro Fondap CEGA, Universidad de Chile: XIV Congreso Geológico Chileno, metamorfismo y magmatismo en zonas de subducción, libro de resúmenes, p 559-562.

**Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986**, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, p 745-750.

**Li, H., Myint, A.Z., Yonezu, K., Watanabe, K., Algeo, T.J., Wu, J.H., 2018**, Geochemistry and U-Pb geochronology of the Wagone and Hermyingyi A-type granites, southern Myanmar: Implications for tectonic setting, magma evolution and Sn-W mineralization: *Ore Geology Reviews*, vol 95, p 575-592.

**López-Doncel, R., 2003**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Vales-San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol 20, no 1, p 1-19. ISSN: 1026-8774 (<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57220101>).

**López-Ramos, E., 1979**, *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., p 454. ISSN electrónico: 2007-2902.

**Martínez-Esparza, G., 2004**, *Geoquímica de las rocas andesíticas del Campo Volcánico de San Luis Potosí*: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-66.

**Martínez-Esparza, G., 2008**, *Geoquímica del vulcanismo básico-intermedio desde el Eoceno al reciente: su importancia en la evolución del Campo Volcánico de San Luis Potosí*: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, p 1-113.

**Martínez-Hernández, S., 1979**, *Contribución al estudio geológico del Sector Vizarrón Tolimán, Estado de Querétaro, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura (inérita), p 1-78.

**Martínez-Torres, E.E., 2016,** Caracterización geoquímica-petrográfica de la Serie Volcánica Potrerillo en la porción nor-oriental del Campo Volcánico Río Santa María: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-77.

**Medina-Romero, E., 2008,** Geoquímica de la Unidad Ojo Caliente (Traquita Ojo Caliente) del occidente del Campo Volcánico Río Santa María, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, p 1-95.

**Muir, J.M., 1934,** Limestone reservoir rocks in the mexican oil fields, in Problems of Petroleum Geology. (Sydney Powers Memorial Volume): Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p 377-398.

**Montoya-Castillo, L.A., 2011,** Graben de Enramadas: Un ejemplo de control estructural del vulcanismo generado por diques piroclásticos en el NW del Campo Volcánico Río Santa María, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, p 1-78.

**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.

**McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979,** Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America, Special Paper, vol 180, p 113-124. DOI 0.1130/SPE180-p113.

**McDowell, F.W., McIntosh, W.C., 2012,** Timing of intense magmatic episodes in the northern and central Sierra Madre Occidental, western Mexico: Geosphere, vol 8, no 6, p 1505-1526. DOI: <https://doi.org/10.1130/GES00792.1>

**Nageswaran, G., Choudhary, Y.S., Jagannathan, S., 2017,** Chapter 8 - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: In Micro and Nano Technologies, Spectroscopic Methods for Nanomaterials Characterization, Elsevier, 163-194 p.

**Namin O. K, Ardalan A. A, Razavi M. H, Gourabjeripour A, Yazdi A., 2015,** Mineral Chemistry Studies and Evidences For Magma Mixing of Bala Zard Basic-Intermediate Volcanic Rocks, Lut Block, Iran. Special Issue of Curr World Environ; vol 10, Special Issue 1, p 1194-1205. <http://dx.doi.org/10.12944/CWE.10.Special-Issue1.140>

**Nieto-Samaniego, A.F., 1990,** Fallamiento y estratigrafía cenozoica en la porción sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Revista del Instituto de Geología, vol 9, no 2, p 146–155.

**Nieto-Samaniego, A.F., Alanis-Álvarez, S., Labarthe-Hernández, G., 1997,** La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol 14, no 1, p 13-25. ISSN 0185-0962.

**Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999,** Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, vol 111, p 347-363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2)

**Nieto-Samaniego, A.F., Alanis-Álvarez, S.A., Camprubí í Cano, A., 2005,** La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, tomo 57, no 3, p 285-318. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>

**Nieto-Samaniego, Á.F., Báez-López, J.A., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., Noguez-Alcántara, B., Solé-Viñas, J., 2015,** New stratigraphic, geochronological, and structural data from the southern Guanajuato Mining District, Mexico: implications for the caldera hypothesis: *International Geology Review*, vol 58, no 2, p 246–262. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1072745>

**Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón-S, B.E., Silva-Pineda, A., 1998,** Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía, Paleoecología y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la Región de Molango, Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol 15, no 1, p 67-63.

**Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002,** Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol 118, p 37-56. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4)

**Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995,** Oaxaquia, a proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, vol 23, p.1127-1130.

**Ortega-Gutiérrez, Fernando & Elías-Herrera, Mariano & Morán-Zenteno, Dante & Solari, L.A. & Weber, Bodo & Luna-Gonzalez, Laura. (2018).** The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution: *Earth-Science Reviews*, vol 183, p 2-37, DOI 10.1016/j.earscirev.2018.03.006.

**Parker, D.F., Ghosh, A., Price, C.W., Rinard, B.D., Cullers, R.L., Ren, M., 2005,** Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, east-central San Juan Mountains, Colorado, USA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol 139, 185-210 p.

**Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977,** Identification of ore deposits environments from trace elements geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic processes in ore genesis: Geological Society of London, special publication (1971), vol 7, no 1, p 14-24.*

**Pearce, J.A., 1982,** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Willey and Sons, p 252-548.

**Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.J., 1984,** Trace element discrimination diagrams tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, vol 25, p 956-979.

**Qin, Q., Huang, H., Wang, T., Guo, R., Zhang, Z., Tong, Y., 2016,** Relationship of the Tarim Craton to the Central Asian Orogenic Belt: insights from Devonian intrusions in the northern margin of Tarim Craton, China: *International Geology Review*, vol 58, no 16, p 2007–2028. doi:10.1080/00206814.2016.1199289

**Quintero-Legorreta, O., 1992,** Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista del Instituto de Geología*, vol 10, no 1, p 6-25.

**Raisz, E., 1959,** Landforms of Mexico: Office of Naval Research, geography Branch, Mapa de México escala 1:29,560,000.

**Rodríguez-Salas, S.C., 2018,** Caracterización petrográfica del sistema de domos félsicos del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Área Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, p 1-122.

**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*, vol 24, no 3, p 328-343.

**Ruiz, J., 1980,** Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, La Salitrera, S.L.P., México: University of Michigan, Master Thesis, p 1-98 (inedited).

**Ruiz, J., Kesler, S.E., Jones, L.M., Sutter, J., 1980**, Geology and Geochemistry of the Las Cuevas Fluorite Deposit, San Luis Potosi, Mexico: *Economic Geology*, vol 75, no. 18, p 1200-1209. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.8.1200>

**Sánchez-Pérez, M., 1998**, Estudio de las avalanchas del Estrato-Volcán de Atotonilco al SW del poblado Atotonilco, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Reporte Final del curso de opción a no Trabajo Recepcional, p 1-61.

**Servicio Geológico Mexicano, 2001**, Carta geológico-Minera Xichú, F14-36, Guanajuato, escala 1:50,000: Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hidalgo, México, 1 mapa.

**Seegerstrom, K., 1961**, Geología del sureste del estado de Hidalgo y del noreste del estado de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol 3, no 3-4, p 147-168.

**Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009**, U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5-18.

**Shand, S.J., 1943**, *Eruptive Rocks*. Second Edition: John Wiley y Sons, New York, p 1-444.

**Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994**, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, vol 118, no 1-4, p 63–84. doi:10.1016/0009-2541(94)90170-8

**Schlatter, R., Schmidt-Effing, R., 1984**, Bioestratigrafía y fauna de ammonites de Jurásico Inferior (Sinemuriano) del área de Tenango de Doria (Estado de Hidalgo, México): 3er Congreso Latinoamericano de Paleontología, Oaxtepec, Morelos, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Memorias, p 154-156.

**Speer, J.A., 1987**, Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoids rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina: *American Mineralogist*, vol 78, p 863-878.

**Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Feineman, M., Rosas, M., Burkert, C., Ibañes, O., 2012**, Complejo caldera Diamante-volcán Maipo (34°10'S, 69°50'O): evolución volcanológica y geoquímica e implicancias en su peligrosidad: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol 69, no 4, p 508-530.

**Streckeisen, A., 1979**, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee

on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, vol 7, no 7, p 331-335. Doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.0.CO;2

**Serna-Bafún, J.H., 2018**, Control estructural para explicar el emplazamiento del volcanismo final en el Norte del Complejo Volcánico de la Sierra San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, p 1-185.

**Soto-Velasco, A.J., 2015**, Los diques piroclásticos de la Ignimbrita Panalillo Inferior en la porción central de la Sierra de San Miguelito: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 31-56 p.

**Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976**, Calderas of San Juan Volcanic Field, southwestern Colorado, U.S.: Geological Survey Prof Paper p 958-993.

**Stewart, J.H., 1978**, Basin-Range structure in western North America: A review: Geological Society of America, memoir 152, p 1-27.

**Stull, R.J., 1979**, Mantled feldspars and synneusis: *American Mineralogist*, vol 64, p 514-518.

**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*, vol 42, p 31-345.

**Swanson, E.R., Keizer, R.P., Lyons, J.I., Clabaugh, S.E., 1978**, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p 1000-1012.

**Swanson, E.R., McDowell, F.W., 1984**, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field, Western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, vol 89, no B10-8, p 787-8-799.

**Swanson, E.R., Kempler, K.A., McDowell, F.W., McIntosh, W.C., 2006**, Major ignimbrites and volcanic centers of the Copper Canyon area: A view in the core of Mexico's Sierra Madre Occidental: *Geosphere*, vol 2, no, 3, p 125-141. DOI <https://doi.org/10.1130/GES00042.1>

**Torres-Hernández J.R., 2009**, Origen y Emplazamiento de las Ignimbritas Cantera y Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de doctorado, p 1-161.

**Torres-Hernández, J.R., Tristán-González, M., 2015**, Evidencias de Transpresión Tectónica en la Pare sur de la Mesa Central de México, *Unión Geofísica Mexicana*, resumen GET-5, no 0921.



**Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Verma, S. P., Velasco-Tapia, F., Torres-Hernández, J. R., 2019,** Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene–Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 102311, vol. 95, p. 1-5. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102311

**Torres-Sánchez, D., Verma, S. K., Barry, T. L., Verma, S. P., Torres-Hernández, J. R., 2020,**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and petrogenesis of the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico: *Lithos*, 105613, vols. 370-371, p 1-21. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105613

**Tristán-González, M., 2015,** Evidencias de transpresión tectónica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Unión Geofísica Mexicana*, resumen GET-5, no 0921.

**Tristán-González, M., 1986a,** Cartografía Geológica Hoja Tierra Nueva, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No 109, p 1-103.

**Tristán-González, M., 1986b,** Estratigrafía y Tectónica del Graben de Villa de Reyes en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto Técnico, p. 107, 54.

**Tristán-González, M., 2008,** Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central. Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Tesis de Doctorado, p. 190-220.

**Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguirre-Díaz, G.J., Aguilón-Robles, A., 2008,** Tectono-Volcanic control of fissure type vents for the 28 Ma Panalillo Ignimbrite in the Villa de Reyes graben, San Luis Potosí, México: *Collapse Calderas Workshop*. México, IOP conf. Series: *Earth and Environmental Science* vol 3, p 1-6.

**Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009,** Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol 61, no 3, p 287-303. <https://doi.org/10.18268/bsgm2009v61n3a1>

**Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, J.G., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009b,** Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a

volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, vol 471, p 136-152.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>

**Torres-Aguilera, J.M., 2005**, Caracterización petrográfica y geoquímica del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría, p 1-97.

**Tsuchiyama, A., 1985**, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Springer-Verlag, vol 89, p 1-16.

**van Zalinge, M.E., Cashman, K.V. & Sparks, R.S.J., 2018**, Causes of fragmented crystals in ignimbrites: a case study of the Cardones ignimbrite, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, vol 80, no 22, p 1-14. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1196-2>

**Varol, E., Temel, A., Gourgaud, A., 2008**, Textural and Compositional Evidence for Magma Mixing in the Evolution of the Çamildere Volcanic Rocks (Galatean Volcanic Province), Central Anatolia, Turkey: *Turkish Journal of Earth Sciences*, vol 17, p 709-727.

**Verma, S. P., 1984**, Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zacatecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico: *Chemical Geology*, vol 46, no 1, p 37–53. doi:10.1016/0009-2541(84)90164-5

**Verma, S.P., 1999**, Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol 93, no 1-2, p 151-171.

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

**Velez-Scholvink, D.V., 1990**, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol 40, no 2, p 1-35.

**Vermeesch, P., 2018**, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology: *Geoscience Frontiers*, vol 9, 1479-1493 p.

**Villegas-Grimaldo, A., 2015**, Evolución Geoquímica del vulcanismo efusivo del Graben de Villa de Reyes en la porción meridional del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de ingeniería, Trabajo Recepcional, p 1-49.

**Washington, H.S., 1896**, The magmatic alteration of hornblende and biotite: Journal of Geology, vol 4, no 3, p 257-282.

**Wetherill, G.W., 1956**, Discordant uranium-lead ages I: Transactions American Geophysical Union, vol 37, no 3, p 320-326. DOI: 10.1029/TR037i003p00320

**Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, T.E., 1955**, Un banco calizo del Cretácico en la parte Oriental del Estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol 18, p 1-10.

**Wilson, B. M., 1989**, Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach: Springer Netherlands, 1-466 p.

**White, D.E., 1948**, Antimony deposits of the Soyatal district, State of Querétaro, México: United States Geological Survey Bulletin, Bull. 960, p 1-60. Recurso electrónico: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/b960B>

**Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004**, Tilting mechanism in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central México: Geológica Acta, vol 2, no 3, 189-201 p.

**Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2012**, Emplacement of pyroclastic dykes in Riedel shear fractures: An example from the Sierra de San Miguelito, central Mexico: Elsevier, Journal of Volcanology and Geothermal Research, p 2-32.

**Zárate-Velázquez, O.D., 2020**, Análisis de las etapas de deformación de Graben de Enramadas, S.L.P.: ¿Transtensión o cizalla pura?: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, p. 1-104.