



**INGENIERÍA EN GEOLOGÍA**

**“Análisis cartográfico y geoquímico en la zona sur de la Mesa Central en el  
área entre San Luis de la Paz y Tierra Nueva, México”**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE**

**INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA**

**JOSÉ MANUEL CASTRO ACEVES**

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. ISIDRO LOZA AGUIRRE**

**COASESORA DE TESIS**

**DRA. POOJA VINOD KSHIRSAGAR**

**Guanajuato, Gto.**

**Agosto 2020**

## **RESUMEN**

El estudio que aquí se presenta tiene como finalidad la obtención de una mayor información geológica en el área comprendida entre los poblados de San Luis de la Paz, Gto. y Tierra Nueva, SLP. Lo cual involucra una adquisición de conocimientos en cartografía, geoquímica, petrografía y geocronología. Para ello se utilizó como base a los mapas F14 C25 y F14 C35 con escala 1:50,000 elaborados por INEGI, con la intención de ampliar la información procedente de dichas cartas geológicas.

Este trabajo alberga una serie de investigaciones que comenzaron con un análisis foto interpretativo del área en cuestión, en el cual se señalaron lineamientos posiblemente asociados a sistemas de fallas de escala regional que afectan la topografía de la zona de estudio.

En el estudio de campo se recolectaron 37 muestras de roca de diversas composiciones, de las cuales se seleccionaron 7 de ellas para estudios petrográficos y geoquímicos, así como 2 muestras para estudios de datación por medio de U/Pb en circones, las cuales se realizaron en riolitas, quienes arrojaron edades comprendidas entre 30.1 y 30.9 ma. Por su parte, el análisis geoquímico determinó la composición de las muestras en rocas riolíticas, andesíticas, traqui-dacitas y traqui-andesíticas, modificando con ello un poco la composición conocida previamente.

Los resultados geoquímicos se compararon con análisis realizados en muestras de los Campos Volcánicos de San Luis Potosí y el Campo Volcánico de Santa María, pudiendo así establecer una relación directa con estos campos, brindando pauta a que se continúen elaborando estudios geoquímicos más profundos en el área de estudio para así determinar con mayor certeza la procedencia, composición y relación estratigráficas de las secuencias que en esta área afloran, con las de los campos volcánicos vecinos.

## **AGRADECIMIENTOS**

En primera instancia quiero agradecerle a Dios por acompañarme en todo momento a lo largo de mi vida, es y será fundamental siempre en mi camino.

Por supuesto le doy las gracias a mis hermanas Myriam y Marilú, así como a mis padres Manuel y Victoria Eugenia, por el apoyo que a lo largo de mis 24 años de vida me han dado, por sus enseñanzas dentro y fuera del salón de clases, por sus consejos, apoyo, regañíos y por sus “sí” y sus “no” que al día de hoy me han llevado a concluir mis estudios profesionales de forma satisfactoria, gracias por darme la mejor de las herencias que un padre y una madre le pueden dar a su hijo, la educación y los buenos valores.

Agradezco de igual forma al Dr. Isidro Loza Aguirre, director de esta tesis y a la doctora Pooja Vinod Kshirsagar, coasesora de dicha tesis, así como a la M.C. Paulina Olmos Moya, personas a las cuales les debo infinidad de habilidades que adquirí como ingeniero geólogo en preparación, por sus consejos, su apoyo, su comprensión y su paciencia al momento de instruirme y dirigirme en este proceso terminal de mis estudios en la licenciatura.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) por el financiamiento del proyecto 004/2015 y 1013/2016 del que forma parte este trabajo de tesis de licenciatura.

De igual manera le doy las gracias a la Universidad de Guanajuato y al Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología por el apoyo que como estudiante me brindaron, por la oportunidad que me dieron de ser parte de ella, por el apoyo económico que en innumerables ocasiones me otorgaron para hacer de mi

persona, un profesionista exitoso, íntegro y apto para ejercer con responsabilidad, confianza y capacidad mis labores con la sociedad. “la verdad os hará libres”.

Los amigos serán siempre pieza fundamental en el proceso de superación, y yo sin ellos, no hubiera llegado hasta este momento, específicamente a Daniel Origel, Jorge Padilla, Osvaldo Ramos, Manuel Blanco, Azael Hernández, Ricardo Ruteaga, Ángel Hernández, Rodrigo Pérez, Jesús Simental, Ángel Aguilera y Miguel de los Cobos, gracias por formar parte de mi vida en San Francisco del rincón, León, Guanajuato y demás lugares. Sepan que de todos ustedes aprendí algo y lo llevaré conmigo siempre.

Por supuesto agradezco al Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, por el apoyo en la realización de mis pruebas de laboratorio, en específico al Ing. Juan Tomás Vázquez Ramírez y al Dr. Carlos Ortega Obregón, así como al Dr. Raúl Miranda Avilés y Cristina Daniela Moncada Sánchez, responsables del laboratorio de investigación y caracterización de minerales y materiales del departamento en ingeniería de minas, metalurgia y geología de la universidad de Guanajuato y claro, al Ing. Pablo Francisco Pérez Pérez por su apoyo incondicional, enseñanzas y amistad que a lo largo de mi periodo universitario siempre me brindo.

Finalmente quiero mencionar también a la compañía Golden Minerals y en especial a los ingenieros Omar Martínez, Luis Hernández, Matthew Booth y Jorge Monsivais, quienes me dieron la oportunidad de realizar mi Servicio Social Profesional con ellos, momento a partir del cual viví con mayor fervor la profesión de ingeniero geólogo, gracias por darme la oportunidad.

## ÍNDICE

### RESUMEN

#### CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1 Introducción.....	6
1.2 Problemática.....	7
1.3 Objetivo.....	10
1.4 Metas.....	11
1.5 Localización y vías de comunicación.....	11
1.6 Fisiografía y geomorfología.....	12

#### CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Mesa Central.....	15
2.1.1 Estratigrafía.....	17
2.1.2 Geología estructural de la MC.....	25
2.2 Campos volcánicos.....	32
2.2.1 San Luis Potosí.....	32
2.2.2 Santa María.....	32
2.3 Geología del Sur de la Mesa Central.....	34
2.4 Antecedentes de la geología del área de estudio.....	42

#### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Fotointerpretación.....	53
3.2 Trabajo de campo.....	53
3.3 Petrografía.....	54
3.4 Geocronología.....	54
3.5 Geoquímica.....	58

#### CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1 Cartografía.....	63
4.2 Geoquímica.....	66
4.3 Geocronología.....	74

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN.....	76
----------------------------	----

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.....	78
-------------------------------	----

APÉNDICE 1.....	81
-----------------	----

APÉNDICE 2.....	88
-----------------	----

### REFERENCIAS

### ANEXOS

# CAPÍTULO 1

## **GENERALIDADES**

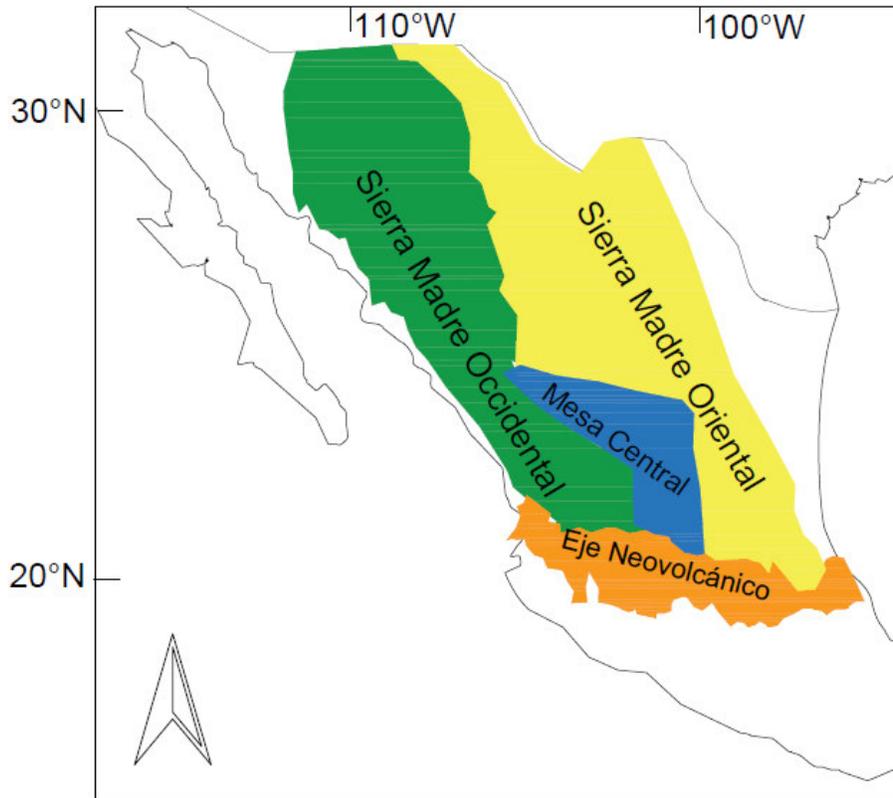
### 1.1 INTRODUCCIÓN

La información que se ha sido recabada sobre la provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC) a lo largo de la historia, se puede remontar desde los tiempos de la Nueva España. A partir de esta época se empieza a tener un interés particular por las Ciencias de la Tierra, específicamente por la Geología aplicada a la minería.

El primer nombre que recibe la provincia de la Mesa Central se le denominó Altiplano del centro de México y poseía unos límites doblemente extensos a los actuales.

Durante las últimas décadas, el estudio de la MC ha estado enfocado principalmente en la porción meridional y en las rocas cenozoicas. Actualmente se cuenta con una descripción estratigráfica bastante completa, así como edades isotópicas de diversos tipos de rocas y varios estudios estructurales, lo que ha generado que se hayan propuesto ya algunos modelos de la evolución tectónica de la MC, tal es el caso de Nieto Samaniego et, al. (1997), quienes documentan que en la parte sur de la Mesa Central ocurrió un proceso de deformación tridimensional entre el Oligoceno y el Mioceno. Por otra parte también documentan que ocurrieron varios eventos de deformación durante el Cenozoico: Un primer evento extensional ocurrido en el Eoceno, posteriormente un evento menor

ocurrido a los 32 millones de años (ma). Así como el evento principal que tuvo lugar entre los 27-30 ma. y finalmente 2 eventos menores ocurridos entre los 24 y 11 ma.



*Figura 1.* Ubicación de las provincias fisiográficas de principal influencia en el presente trabajo. Modificado de Nieto Samaniego et, al. 2005.

## 1.2 PROBLEMÁTICA

El área de estudio (*figura 2*) comprende una serie de problemáticas particulares. En primera instancia, en esta región, que forma parte de la porción Sur de la Mesa Central, atraviesa parte del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, de rumbo NW-SE. Este sistema ha sido ampliamente estudiado en su porción Norte por Labarthe Hernández y Jiménez López, 1992, 1993, 1994. Caballero Martínez et,

al. 1999. Nieto Samaniego et, al. 1997, 2005. Xu et, al. 2004. En su límite SE se han realizado menos investigaciones, por lo cual, no se ha reportado una traza exacta, ni la magnitud del desplazamiento, sus periodos de actividad, o la correlación que este sistema de fallas pueda tener con algunos otros sistemas estructurales de la porción Sur de la Mesa Central, como lo son el sistema de fallas del Bajío de rumbo NW-SE y el sistema Taxco-San Miguel de Allende de rumbo N-S.

En esta investigación se propone generar información cartográfica, geoquímica, estratigráfica y geocronológica, que sirva como base para resolver el problema de falta de información a detalle en esta región perteneciente a la cuenca de la Independencia, cuya hipótesis sugiere que por medio de fallas geológicas se genera principalmente la recarga de sus acuíferos.

En esta cuenca, ubicada al noreste del estado de Guanajuato, englobando parte de los municipios de Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende, San Diego de la Unión, Doctor Mora, San Felipe y San Luis de la Paz, lugar donde habitan alrededor de 600,000 personas, no se especifica la relación que puede existir entre las zonas de recarga en los diferentes acuíferos de esta cuenca y las estructuras mayores que por ella circulan (Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, Sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende y Sistema de fallas del bajío), de ahí la importancia de obtener la mayor información geológica posible en esta región. Véase figura 2 de localización de la cuenca.

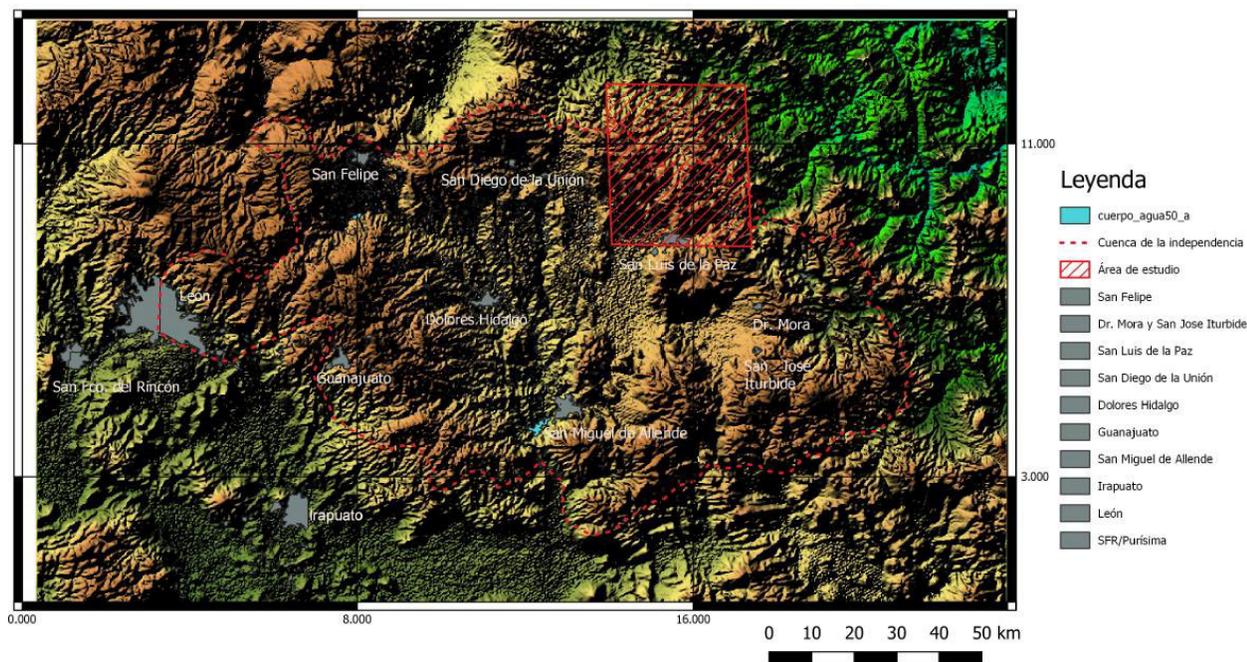


Figura 2. Localización de la cuenca de la independencia.

Por otra parte, el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes está involucrado en la formación de fosas tectónicas a lo largo de su traza o en las cercanías de esta, fosas que posteriormente fueron rellenadas por sedimentos aluviales y lacustres, lo que ha permitido la formación de acuíferos importantes, ciudades como Fresnillo, Durango y Sombrerete son ejemplos de poblaciones que se han visto favorecidas por el aprovechamiento de acuíferos generados bajo estas condiciones geológicas, por lo que el análisis cartográfico a detalle será de fundamental importancia para el desenlace de este proyecto.

Las cartas de geológico-mineras de INEGI, F14-C25 y F14-C35 con escala 1:50,000 correspondientes a San Luis de la Paz y Tierra Nueva han servido como base en esta investigación, pero, a pesar de ser consecutivas, no concuerdan con los nombres y límites que tienen las unidades marcadas en ellas, por tal motivo,

esta investigación también servirá para generar un mapa geológico con información más actualizada y unificada de los límites litológicos que integran las unidades geológicas en esta cuenca, y con ello, poder estudiar y entender mejor la evolución de la cuenca, la relación roca-contaminantes en el agua subterránea, y la relación fallas geológicas-circulación del agua subterránea. Así como la caracterización de ciertos lineamientos que puedan ser analizados e interpretados como parte de alguno de los sistemas de fallas antes mencionados.

Con la generación de datos anterior se pretende unificar la información de las cartas geológico-mineras de INEGI, F14-C25 y F14-C35 en una sola.

### 1.3 OBJETIVO

1. Estudiar geológicamente un área de 1260 km<sup>2</sup> aproximadamente ubicado entre los estados de Guanajuato y San Luis Potosí, específicamente entre los municipios de San Luis de la Paz, Gto. Y Tierra Nueva S.L.P.

2. Generar nuevos datos en las bases científicas en las ramas de geoquímica, estratigrafía y geocronología que sirvan para los posteriores estudios geológicos en la cuenca de la independencia principalmente.

3. Comprender de mejor manera la geología de la porción Sur de la Mesa Central, en el área de San Luis de la Paz y Tierra Nueva entre los estados de Guanajuato y San Luis Potosí que ayude a la generación de una carta geológica más completa y que se integre de mejor manera con otros trabajos complementarios que estudian la evolución y la relación existente entre las fallas geológicas de escala regional y la recarga y contaminación natural del acuífero de la Cuenca de la Independencia.

#### 1.4 METAS

- Elaborar un mapa geológico del área comprendida entre San Luis de la Paz, Gto. Y Tierra Nueva S.L.P.
- Elaborar una columna estratigráfica de la región con base a la disposición normal de los conjuntos litológicos.
- Definir la edad absoluta de al menos 2 conjuntos litológicos que no se hayan estudiado hasta la fecha por medio de dataciones isotópicas por U/Pb en zircones.
- Obtener la edad de las rocas, de las cuales no se tengan registros previos.
- Realizar estudios geoquímicos que relacionen a las formaciones geológicas del área de estudio con algunas formaciones geológicas aledañas.

#### 1.5 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

La zona de estudio se localiza en la porción Norte del estado de Guanajuato, colindando con el estado de San Luis Potosí (figura 2). Políticamente abarca los municipios de Tierra Nueva y San Luis de la Paz, Guanajuato, cubriendo una superficie de 1280 km<sup>2</sup>. Está delimitada por los paralelos 21° 15´ a 21° 38´ de latitud norte y 100° 39´ a 100° 20´ de longitud Oeste, comprendiendo las cartas geológicas de INEGI F14-C25 y F14-C35

Su acceso es por la autopista San Luis Potosí-Querétaro hasta el kilómetro 67, donde se toma una desviación de 12 kilómetros hacia el suroriente, que comunica a la cabecera municipal de Tierra Nueva o bien por la carretera federal 110, que une a la ciudad de Guanajuato con San Luis de la Paz.

Dentro de sus límites se encuentran las poblaciones de San Luis de la Paz, San Antón de los Martínez, Pozo Hondo y La Cantera como principales ciudades y comunidades.

De acuerdo con la clasificación de Raisz (1964), la carta se ubica en los límites de las provincias de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Occidental y hacia el occidente por la Sierra Madre Occidental y al sur por la depresión conocida como el bajío. Con respecto a su ubicación paleogeográfica, queda ubicada en la cuenca mesozoica del valle de México y al poniente de la provincia Valles- San Luis Potosí (Nieto Samaniego et al., 2005). De acuerdo a la denominación de terrenos tectonoestratigráficos queda ubicado en los límites del terreno Guerrero y el terreno Sierra madre (Campa & Coney, 1982)

## 1.6 FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

La provincia fisiográfica de la Mesa Central, (Raisz, 1964), se localiza en la parte centro-norte de México, en una región semidesértica del país, caracterizada por poseer una cuenca rodeada por montañas más elevadas, más altas y planas que la provincia de cuencas y sierras localizada al norte de esta provincia (*figura 3*).

Las cotas de elevación en esta provincia generalmente se localizan por arriba de los 2000 m.s.n.m. y no presentan desniveles tan prominentes, es raro encontrar escarpes mayores a 500 metros. Si comparamos estas cualidades con las características geológicas de la Sierra Madre Oriental (SMOr), que es una cadena montañosa de origen sedimentario, nos damos cuenta que presenta cotas de elevación que varían entre 2800 m.s.n.m. en su parte Noreste y menores a 2000 m.s.n.m. en su parte Oriental (Eguiluz de Antuñano et, al. 2000). Este mismo comparativo de elevaciones lo hacemos con la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMOc) hacia el Oeste de la MC, pues en el límite entre ellas aparece una porción de 130 km de ancho en promedio, con elevaciones que llegan a superar los 2800 metros y a partir del cual hacia el Occidente las elevaciones son menores a 2000 m.s.n.m. y decrecen hasta llegar a la costa.

Finalmente, hacia el Sur se delimita por la depresión conocida como el Bajío, ahí las elevaciones pasan abruptamente de 2000 a 1800 m.s.n.m. (Nieto Samaniego et, al. 2005).

Esta provincia está dividida en 2 regiones, la región Norte y la región Sur. Esta división está basada en las variantes geomorfológicas que ambas regiones poseen. La región norte, que cubre una mayor extensión, muestra un estado de erosión avanzado, con grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres. Esa región posee las cotas de elevación más bajas y los desniveles son menores. Por su parte la zona Sur, que es en la cual se ubica nuestra área de estudio, presenta las cotas más elevadas, en su mayoría

localizadas por encima de los 2000 m.s.n.m. salvo por ejemplo el Valle de Aguascalientes.

La porción Suroeste presenta una planicie con solo unos cuantos domos de composición riolítica de baja elevación.

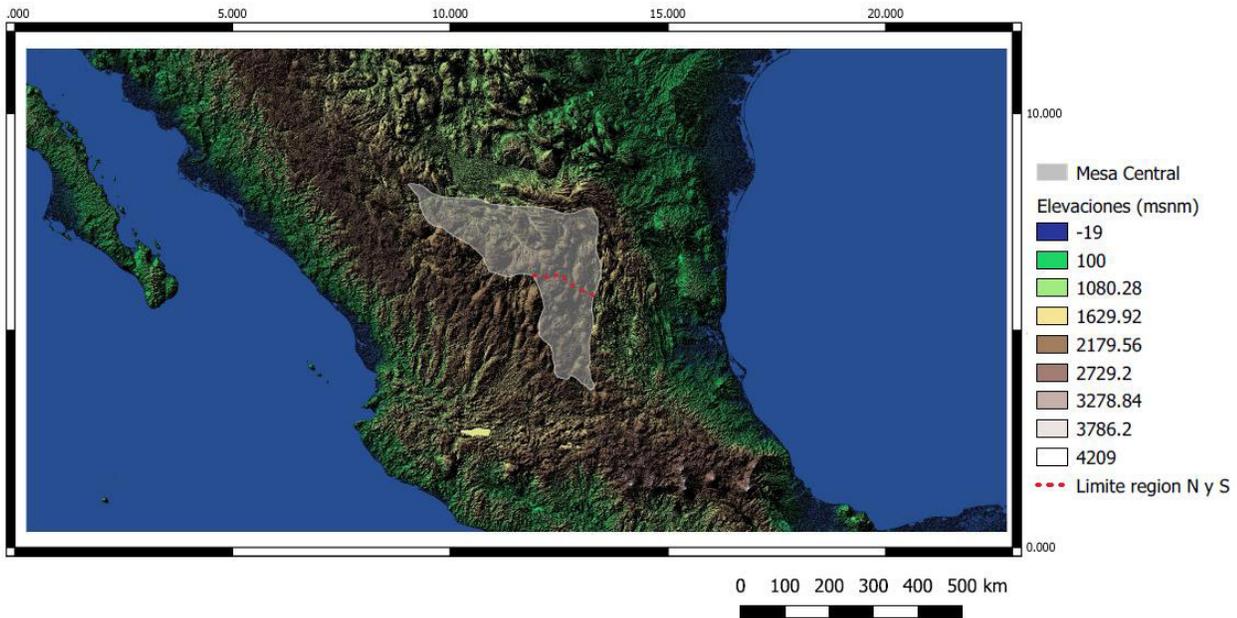


Figura 3. Modelo de elevación digital con la ubicación de la Mesa Central, mostrando su límite con línea punteada. Modificado de Nieto Samaniego et, al. 2005

## CAPÍTULO 2

### **Marco geológico**

#### 2.1 MESA CENTRAL

El estudio de la MC ha sido cada vez más detallado por diferentes autores (Nieto Samaniego, 1990, 2001, 2002, 2004, 2005, 2015; Alanís Álvarez, 2001, 2002, 2004, 2005, 2015; Alanís Ruíz, 2002; Isidro Loza, 2013, 2015; Orozco Esquivel, 2001, 2002 Luis F. Vassallo, 2001, 2002 Shunshan Xu, 2002, 2004, 2015; Carlos Ortega, 2015 entre otros). Desde la época de la colonia española se ha estudiado la geología de esta provincia, con la finalidad de descubrir nuevos yacimientos minerales, principalmente de Au/Ag. Posteriormente, han documentado a detalle su geología, estratigrafía y geología estructural

El límite entre las dos regiones de la Mesa Central descritas anteriormente lo constituye un gran lineamiento de más de 1600 km de longitud con rumbo promedio NW, que ha sido documentado como un sistema de fallas normales de edad Cenozoica que corresponde al Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT), que ha sido documentado por varios autores; en San Luis Potosí-San Luis de la Paz (Alanís-Álvarez et al., 2001; Xu et al., 2004), Salinas de Hidalgo (La Ballena, Silva-Romo 1996), en el estado de San Luis Potosí, en Pinos (Aranda-Gómez et al.1992) y Zacatecas (Loza-Aguirre et al., 2008), en el estado de Zacatecas, y en las regiones de Nazas-Rodeo (Aranda-Gómez et al., 2003) Nuevo Ideal (Nieto Samaniego et al., 2012), Santiago Papasquiario y Tepehuanes (Loza-

Aguirre et al., 2012). Existen además otros trabajos que reportan presencia de fallas normales paralelas al lineamiento sobre su traza en las zonas mineras de Zacatecas y Fresnillo (de Cserna 1976, Ponce y Clark 1988, Albinson 1988).

Por otra parte, en la MC se conoce que el espesor más aceptado hasta el momento de la corteza en la Mesa Central es de 32 km, mientras que los espesores de la SMO<sub>r</sub> y la SMO<sub>c</sub> son de 37 km y 40 km respectivamente (Kerdan, 1992; Campos-Enriquez et, al.1992; Nieto-Samaniego et, al.1999; Urrutia\_Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996). Fix (1975) (*citado en: geology of Mexico: celebrating the centenary of the geological society of Mexico, pag. 213-283*). interpreta en su modelo sísmico que bajo el bloque adelgazado de la MC existe una zona de fusión parcial cercana al 20% que inicia alrededor de los 34 km de profundidad y se extiende hasta los 260 km, disminuyendo paulatinamente el porcentaje de fusión parcial.

Hayob et, al. (1989), ) (*citado en: geology of Mexico: celebrating the centenary of the geological society of Mexico*) por su parte, deducen que la temperatura actual más probable en la base de la corteza en la MC es de 850°C.

De esta manera, las últimas investigaciones reportadas, explican que esta provincia fisiográfica está considerablemente más elevada y delgada que las provincias aledañas, pues esta bordeada por dos bloques corticales relativamente más gruesos y deprimidos.

Por otra parte, se ha documentado que debajo de la corteza de la Mesa Central aparecen cuerpos parcialmente fundidos de material del manto. Dicha configuración es típica de procesos de adición de base cortical, lo cual sugiere ese mecanismo como probable responsable del levantamiento de la corteza

sobreyacente debido a la presencia del material parcialmente fundido bajo la zona elevada (Nieto-Samaniego et, al. 2005). La figura 4 representa una sección longitudinal de la MC en comparación con las provincias vecinas de la SMOc y SMOe. La figura 4 muestra una sección longitudinal modificada de Nieto Samaniego et, al. 2005.

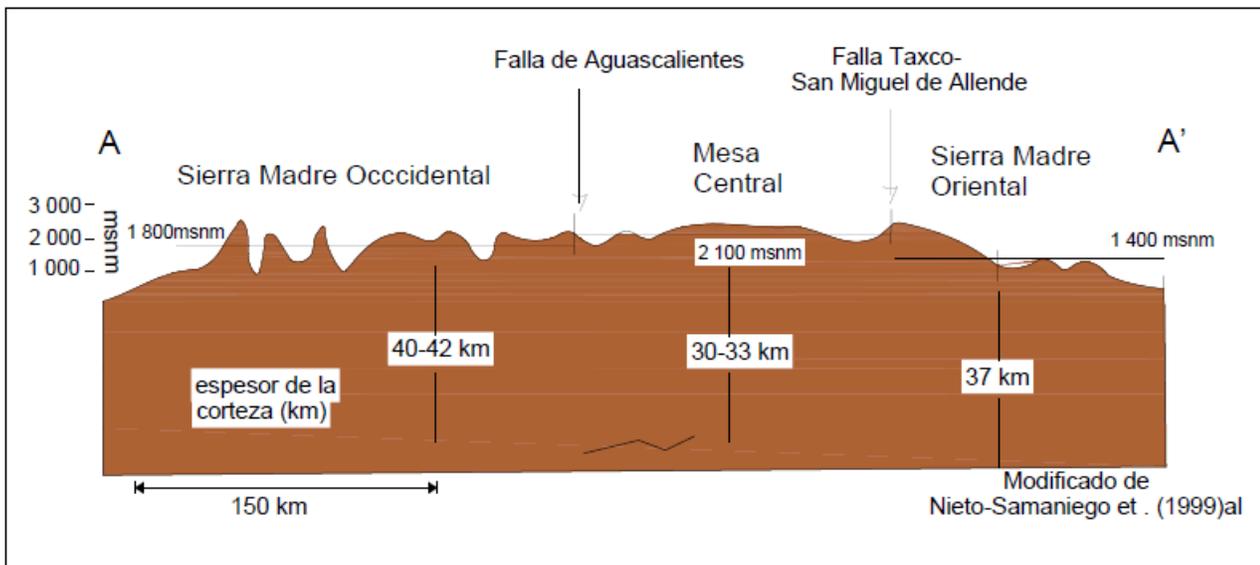


Figura 4. La sección A-A' corresponde a la hipsografía y espesores de la corteza editado por diversos autores para el centro de México.

## 2.1.1 ESTRATIGRAFÍA

### MESOZOICO

#### Triásico

Las rocas más viejas que afloran en la Mesa Central corresponden a rocas triásicas reconocidas en la Sierra de Salinas, Charcas y la Sierra de Catorce. En estos sitios, del estado de San Luis Potosí, se identificaron secuencias potentes de areniscas y lutitas que han sido descritas como secuencias turbidíticas (Silva-

Romo, 1996; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo et al., 2000), (citado a partir de Nieto-Samaniego et, al. 2005).

En el área de Real de Catorce esas unidades antiguas corresponden a una secuencia siliciclástica que posee una correlación con la formación Zacatecas. Esta unidad de lutita, que se presenta en paquetes o bancos de varios metros de espesor, poseen una alternancia rítmica entre grauvacas finas, limolitas y lutitas, la sobreyacen rocas ígneas de composición andesítica y dacítica del Jurásico inferior, todas ellas debajo de los grandes paquetes de calizas de las formaciones Zuloaga, La Caja, Tamaulipas y Cuesta del Cura del Cretácico que Integrando las secuencias de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

En Zacatecas las rocas triásicas están constituidas por sedimentos clásticos de bajo grado de metamorfismo (formación Zacatecas), hacia la base predominan esquistos y filitas con intercalaciones de areniscas y conglomerado sobre esa secuencia se identifican filitas con areniscas y mármol. Monod y Calvet (1992) dividen a esta unidad en 3 unidades: Formación Pimienta, compuesta de capas de caliza, tobas y esquistos sericíticos, Formación El Bote que es una alternancia de meta-lutitas negras y areniscas cuarcíferas y Formación El Ahogado, de lutitas con alternancia de areniscas más delgadas. Aparecen también cuerpos intrusivos (diques y sills), esas rocas son de edad más recientes y han sido interpretadas como Cretácicas (Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

El carácter turbidítico de las secuencias triásicas en la Sierra de Salinas, en la Sierra de Catorce y en Charcas S. L. P., ha sido interpretado como evidencia de que en esa región existió un margen continental.

En la Sierra de Guanajuato, que se ubica en la región Centro-Sur de la Mesa Central, se ha documentado la presencia de rocas con características de secuencia de cuenca. Esta secuencia está representada en su base por una secuencia ofiolítica, en cuya base hay cuerpos plutónicos ultramáficos, constituido por peridotitas serpentinizadas, harzburgitas y piroxenitas (Complejo ofiolítico San Juan de Otates, Servais et, al. 1981; Ofiolita Barbosa, Quintero-Legorreta, 1992; Ortiz Hernández et, al. 2003). Por otra parte, estas secuencias se encuentran cubiertas por unas secuencias sedimentarias denominadas Formación Arperos, cuya edad tentativa, según Ortiz-Hernández et, al. (1992), corresponde al Cretácico Inferior (108.4 Ma) y está compuesta de calizas, lutitas silíceas, calizas pelágicas, lutitas con radiolarios y turbiditas de grano fino; y la Formación La Esperanza que se compone de una serie de lutitas negras y localmente pizarras con horizontes intercalados de areniscas, conglomerado y calizas arcillosas constituyendo estructuras tipo Flysch (Echegoyen, 1978; Servais et, al. 1981; Corona-Chávez, 1988, Ortiz-Hernández et, al. 1992) que sobreyace concordante y transicionalmente a la formación Arperos.

En las cercanías de León, Gto., se conoce un registro estratigráfico de la relación directa entre la secuencia volcánica con sedimentos de cuenca y rocas calcáreas, en ese lugar las rocas volcánicas yacen en discordancia angular bajo calizas que contienen una gran cantidad de fauna fósil de edad Aptiano-Cenomaniano (Quintera-Legorreta, 1992).

## **Jurásico**

Durante el Jurásico inferior y medio, en gran parte de la Mesa Central es posible identificar unidades como conglomerados y areniscas, producto del cambio transicional de un ambiente marino a uno continental, principalmente en Zacatecas, Sierra de Salinas, Sierra de Catorce y Charcas, extendiéndose incluso fuera de la Mesa Central hasta la Sierra Madre Oriental.

La presencia de unidades de roca de ambiente de transición finalizaría en el Jurásico superior, en donde se presentó el fin de los depósitos de rocas clásticas marinas. En su lugar se evidencía la presencia de actividad volcánica sub aérea durante el periodo en que la Mesa Central se mantuvo emergida (Nieto-Samaniego et, al. 2005).

Sobre las rocas que integraron el Jurásico medio-superior, hay una discordancia que abarca prácticamente toda la MC (Nieto-Samaniego et al., 2005; Pantoja-Alor, 1963; López-Infanzón, 1986; Silva-Romo, 1996).

El segundo conjunto litológico del Jurásico tardío integra rocas marinas calcáreas que a la base se componen de caliza y caliza dolomítica de plataforma, que forman parte de la formación Zuloaga, mientras que la parte superior la constituyen principalmente limolitas calcáreas con estratos intercalados de pedernal de la Formación La Caja (Imlay, 1938, en Nieto-Samaniego et, al. 2005). Estas rocas afloran principalmente en la Sierra de Catorce y Charcas, S.L.P.

## **Cretácico**

En el límite Este de la Mesa Central y extendiéndose más hacia el Oriente, se encuentran depositados los sedimentos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) que forman una cubierta con espesores superiores a 4000 metros (Carrillo-Bravo, 1971).

Esta cubierta es reconocida como la más grande provincia paleogeográfica de una serie de plataformas carbonatadas aisladas circundadas por zonas de aguas profundas en México, en donde se han reconocido grandes formaciones calcáreas como Fm. Taraises, Fm. Tamaulipas Inferior y Superior, Fm. Cuesta del Cura, Fm. Soyatal y Fm. Caracol, formaciones que generalmente están compuestas por Calizas, dolomias bioclásticas, margas, lutitas, Calcilitas, en la mayoría de los casos con presencia de microfósiles pelágicos.

Hacia el occidente de la PVSLP y ocupando casi la totalidad de la MC se localiza un paquete muy grueso de sedimentos marinos, depositados en mar abierto y aguas profundas al que se ha denominado Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971).

Durante el cretácico existe un cambio litológico entre caliza arcillosa y lutita calcárea, culminando hacia la cima en rocas clásticas, principalmente areniscas con numerosos clastos de rocas volcánicas (Formación Caracol) que marca el fin de las condiciones marinas en la MC hacia el Cretácico tardío, que afloran ampliamente en el NE de la Mesa Central.

Hacia el Oeste de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, y localizándose en el límite Oeste y Sur de la MC, se localiza una secuencia vulcano sedimentaria

marina, formada por un gran paquete de basaltos almohadillados, derrames y cuerpos intrusivos de diabasas, intercalados con capas de toba, pizarra, pedernal y radiolarita. Las unidades sedimentarias más importantes consisten principalmente de lutitas, areniscas y algunas calizas (Ranson et al.,1982; Centeno García y Silva Romo, 1997; Martínez-Reyes, 1992). Este conjunto litológico se extiende ampliamente en la parte Occidental de México hacia el Norte y Sur de la MC (Freydier et, al. 1996, citado en secuencia vulcano-sedimentaria La esperanza, al norte de Guanajuato, *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, vol. 65, p. 511-525). dichas unidades presentan una intensa deformación contractiva, y a diferencia de las rocas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, muestran una facie metamórfica de esquistos verdes, principalmente en las rocas volcánicas. Estas litologías han sido interpretadas como una secuencia de arco volcánico marino.

Es importante mencionar que el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México coincide con el límite oriental de la MC y con la traza del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alanís-Álvarez et, al. 2002). Por otra parte, el límite entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la secuencia vulcano-sedimentaria mesozoica sigue burdamente la mayor parte del borde Occidental de la Mesa Central y el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes.

## CENOZOICO

Encima de las rocas Mesozoicas se encuentran depositadas discordante las rocas continentales sedimentarias y volcánicas que marcan el cambio entre el medio

marino y continental, el cual perdurará en la MC hasta el presente (Carrillo-Bravo, 1971). En dichas unidades es posible encontrar rocas volcánicas procedentes de la actividad terciaria desarrollada en la Sierra Madre Occidental y del Eje Neovolcánico, así como depósitos sedimentarios de la Sierra Madre Oriental, por lo cual, durante el cenozoico la descripción geológica de la Mesa Central se torna un tanto compleja.

En cuanto a los sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno se encuentran aflorando en la parte N y NW de la Mesa Central y en localidades aisladas en el Centro, Sur y Este, está compuesto principalmente de conglomerados y areniscas. La parte superior del conjunto de rocas oligocénicas corresponde a depósitos de actividad volcánica explosiva. Se trata de una cubierta de ignimbritas y otras rocas piroclásticas de composición riolítica que aparecen cubriendo a domos y derrames riolíticos del Eoceno. El Eoceno es el periodo en el cual comenzó a intensificarse la actividad volcánica en la Sierra Madre Occidental.

Durante el Oligoceno, sincrónicamente con el vulcanismo, se depositaron sedimentos continentales en buena parte de la MC.

Al Sur de San Luis Potosí, en la sierra de Guanajuato, afloran basaltos y andesitas que coronan las partes elevadas que corresponden al Basalto el Cubilete por Martínez Reyes en 1992 y fueron fechadas en 13.5 Ma. Por Aguirre Díaz en 1997 (citado en Alanís-Álvarez et, al. 2002, Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, vol. 55, p. 12-29).

Las rocas volcánicas Pliocénicas y Cuaternarias de la MC se caracterizan, por composición alcalina y porque comúnmente son portadoras de Xenolitos, de

lerzolita provenientes del manto y de granulitas procedentes de la base de la corteza.

En cuanto a las rocas sedimentarias del Oligoceno-Cuaternario se encuentran aflorando principalmente en la su porción Sur y Occidente de la MC. Su topografía muestra un conjunto de sierras de poca elevación rodeadas de cuencas continentales con relleno fluvial-lacustre.

Dentro de la MC se encuentran aflorando varios cuerpos intrusivos de diferentes edades y composición mineralógica, tales como:

El Granito Comanja que aflora en la cercanía de la ciudad de Guanajuato, corresponde a un cuerpo de dimensiones batolíticas que ocupa un área aproximada de 160 km<sup>2</sup> desde Comanja de Corona hasta el Mineral de la Luz en el distrito minero de Guanajuato y fue fechado en 53 Ma. (Botero-Santa et, al. 2015).

En Zacatecas, aflora el intrusivo Peñón Blanco que presenta una textura porfídica-inequigranuklar, y es de composición granítica. La edad aproximada para este cuerpo es de 48.4 Ma. (Mujica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983).

Otro más es el intrusivo Palo Verde, que está compuesto por dos cuerpos principales y varios cuerpos pequeños, fue denominado así por Labarthe-Hernández et, al. (1989). Se le considera como una roca de composición riodacítica y por su posición estratigráfica se le asigna una edad de 31.5 Ma. Aflora cerca del poblado de Santa María del Río. La figura 5, debajo, muestra la columna más generalizada actualmente para interpretar la estratigrafía de la MC.

### Columna estratigráfica de la Mesa Central

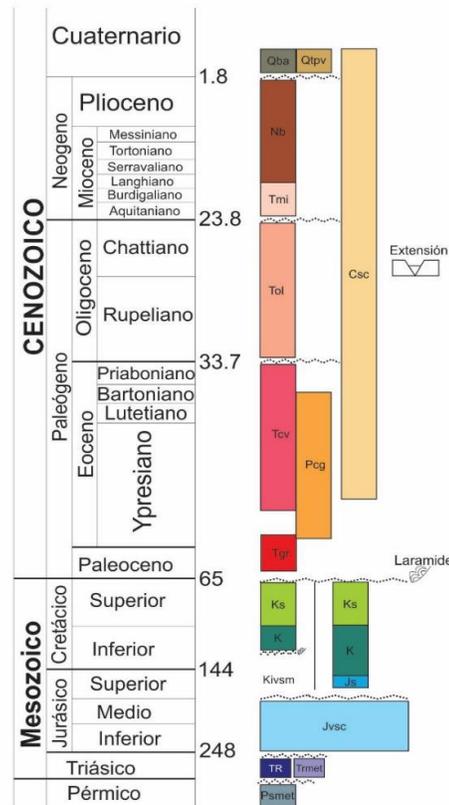


Figura 5. Columna estratigráfica de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et, al. 2005).

### 2.1.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA MESA CENTRAL

El centro de México está caracterizado por la evidencia de 2 principales eventos tectónicos que lo han afectado desde el mesozoico a nuestros días. El primero de ellos corresponde a un evento de deformación contráctil, que se atribuye a la Orogenia Laramide, de edad Cretácico tardío-Paleógeno, se caracteriza por el desarrollo de plegamientos y fallamiento inverso en rocas sedimentarias marinas principalmente, que dio origen a la provincia de la Sierra Madre Oriental en el Este de México, pero que afectó de igual manera al basamento mesozoico de la Mesa Central (De Cerna, 1950; Henry y Aranda Gómez, 1992; Nieto Samaniego et, al.

2005; Eguiluz de Antuñano et, al. 2000). En general el rumbo del plegamiento de las rocas en la SMO<sub>r</sub> es de NW-SE a E-W al Norte de la MC y de N-S al Oriente de la MC.

Seguido a este acontecimiento se presentó un evento de deformación extensional denominado Basin and Range mexicano, que se caracteriza por fallamiento de tipo normal que afectó de forma considerable el Norte y Centro de México durante el cenozoico y hasta nuestros días. Generalmente este evento de deformación presenta estructuras de rumbo NW, y en algunos casos estas estructuras generan Grabens o semi Grabens que representan a la mayoría de los grandes sistemas de fallas cenozoicos del centro de México (Aranda Gómez et, al. 1989; Nieto Samaniego et, al. 1989, Aranda Gómez y McDowell, 1998; Xu et al., 2004; Ferrari et al., 2007; Nieto-Samaniego et al., 2005; Aranda-Gómez et al., 2007; Loza-Aguirre et al., 2008; Martini et, al. 2011, Loza-Aguirre et al., 2016; Nieto-Samaniego et al., 2007, 2012; Botero-Santa et al., 2015; Escalona-Alcázar et al., 2016), Miranda-Avilés, Puy-Alquiza, 2016).

### FALLA DEL BAJÍO

La Mesa Central limita al Sur con la faja volcánica transmexicana (FVMT), y este contacto directo está delimitado por la Falla del Bajío, que es una falla normal de rumbo NW-SE, con buzamiento hacia el SW. Esta estructura forma parte de un semi graben y tiene una extensión aproximada de 140 km (Martínez Reyes, 1987; Aranda Gómez et, al. 1989; Nieto Samaniego et, al. 1990; Nieto Samaniego et, al. 1992; Alanís Álvarez y Nieto Samaniego 2005; Nieto Samaniego et, al. 2007).

Este sistema de fallas se subdivide en 2 segmentos mayores; el primero de ellos se extiende desde el poblado de Celaya hasta Irapuato en el estado de Guanajuato, con una dirección E-W. El rechazo vertical medido en esta región va de 350 a 500 metros con espesores de relleno de alrededor de 100 metros. El segundo segmento de esta falla forma el escarpe SW de la Sierra de Guanajuato, se extiende por 100 kilómetros aproximadamente desde la ciudad de Irapuato hasta Lagos de Moreno, Jalisco, este segmento permite aflorar el basamento mesozoico. El rechazo vertical en esta región es del orden de 800 metros, con un desplazamiento de cerca de 1200 metros (Quintero Legorreta, 1992).

#### SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE

El límite Este entre las provincias de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental lo constituye el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), que corresponde a un sistema de fallas tipo normal de rumbo NNW-SSE con más de 500 km de longitud y 35 km de ancho que se extiende desde Taxco, Guerrero, hasta el Norte de la Sierra de Catorce, Alanís-Álvarez et, al. 2002; Nieto Samaniego et, al. 1999), afectando a 3 provincias geológicas (Mesa Central, Sierra Madre Oriental y Faja Volcánica transmexicana).

El SFTSMA constituye también el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí al Este y la Cuenca Mesozoica del Centro de México localizada al Oeste. Es considerado como un límite mayor de la corteza, ya que los espesores hacia un lado y hacia el otro de este sistema de fallas varían considerablemente según los estudios geofísicos realizados por Urrutia Fucugauchi y Flores Ruíz en 1996.

## SISTEMA DE FALLAS SAN LUIS-TEPEHUANES

Como ya se mencionó anteriormente, este sistema de fallas divide burdamente a la provincia de la MC en dos porciones (Norte y Sur), posee una dirección NW-SE y se extiende desde San Luis de la Paz, Gto, hasta Tepehuanes, Dgo. (*figura 6*).

Su traza coincide relativamente con el límite de los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental y con los afloramientos de las secuencias volcano sedimentarias de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

El límite SE de este sistema que comienza en San Luis de la Paz constituye el límite de las regiones meridional y septentrional de la MC. El primer segmento que se ha estudiado a detalle incluye lo afloramientos entre San Luis de la Paz y Santa María del Río, en donde se ha cartografiado un sistema de numerosas fallas normales con rumbo NW-SE y buzamiento hacia el SW, en algunos lugares forman fosas tectónicas y desplazan principalmente a rocas del Oligoceno temprano (Labarthe Hernández y Tristán González, 1980; Tristán González, 1987; Alvarado-Méndez et, al. 1997, citado en: Isidro Loza, Nieto-Samaniego, Alanís-Álvarez, relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes), lo que indica una edad máxima de actividad en el Oligoceno tardío. No se han elaborado aun trabajos concretos en donde se especifique la magnitud de los desplazamientos horizontales o rechazos verticales para este sistema a lo largo de este segmento hasta el momento.

En la sierra de San Miguelito se identifica otro segmento que ha sido estudiado a detalle, se localiza al Suroeste de la ciudad de San Luis Potosí, en ella se intersecta con el graben de Villa de Reyes, de rumbo NNE-SSW, con cerca de 100 km de longitud y rechazos verticales que alcanzan los 500 m (Tristán-González, 1986). Este segmento está integrado por numerosas fallas de rumbo que varían entre los  $N60^{\circ}W$  a  $N20^{\circ}W$  y echados de  $45^{\circ}$  a  $75^{\circ}$  al SW, formando un arreglo tipo dominó que causó un basculamiento promedio de  $20^{\circ}$  al NE en las capas de rocas volcánicas Oligocénicas (Nieto-Samaniego et, al. 2005).

Más al NW, en la región de Zacatecas y siguiendo la traza de este sistema, se han cartografiado dos sistemas mayores de fallas (Ponce y Clark, 1988; Caballero-Martínez et, al. 1999), posiblemente este segmento sea el más estudiado, esto debido a que en esta región el SFST posee una de las mayores zonas mineralizadas de México. Las fallas más antiguas tienen dirección NW-SE, en su mayoría con echados de  $50-70^{\circ}$  al SW, sus longitudes varían entre 4 y 16 km, las mayores vetas mineralizadas y mejor conocidas de la región son: La Plomosa, Tajos de Pánuco, Veta Grande, Mala Noche, Bote, Cantera y San Rafael (Ponce y Clark, 1988), así como las vetas mineralizadas de San Carlos, San Diego y Jarillas, entre otras, pertenecientes al distrito minero de Fresnillo, Zac.

Hacia el NW de Sombrerete y Zacatecas, siempre siguiendo la traza del SFSLT, se sigue un trend de fallas normales que configuran una serie de cuencas continentales con relleno aluvial, que sigue hasta la cercanía de Tepehuanes, Dgo.

Más hacia el NW el sistema de fallas continúa extendiéndose burdamente, por lo que posiblemente tenga una extensión mayor.

## GRABEN DE AGUASCALIENTES

Esta estructura es considerada como el límite entre la Sierra Madre Occidental y la porción meridional de la Mesa Central (*véase figura 6*), pues las morfologías que se presentan a uno y otro lado de ella adquieren rasgos contrastantes. La falla principal de esta estructura se localiza al Occidente con una longitud de 150 km y una dirección N-S y buzamiento hacia el Este, desde los Altos de Jalisco hasta su intersección con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, cerca de Zacatecas.

El rechazo vertical de este sistema en las cercanías de Aguascalientes es del orden de los 900 metros (Nieto Samaniego et, al. 2005), y presenta un ligero desplazamiento hacia el Oeste, justo al norte de Ciudad Cuauhtémoc, este desplazamiento hacia el Oeste del sistema de fallas con rumbo norte sugiere que el sistema de fallas NW-SE tuvo actividad posterior al sistema N-S, y abre la posibilidad de que haya tenido una componente lateral izquierda (Loza-Aguirre et, al. 2008).

## SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS DE LA SMOc

Como tal el límite Norte de la Mesa Central no se encuentra dividido por algún sistema estructural importante, más bien, se encuentra limitado por un sistema montañoso de dirección aproximada E-W que está constituido por pliegues en rocas calizas del Jurásico superior que forman parte de la Sierra Madre Oriental. El plegamiento posee dirección  $N70^{\circ}W$  y se caracterizan por pliegues angostos y alargados, la mayoría de ellos son vergentes al NNE, aunque existen excepciones (Eguiluz-De Antumaño et, al. 2000).

No se han documentado fallas que constituyan el límite Norte entre la Sierra Madre Oriental y la Mesa Central.

#### SISTEMAS DE FALLAS EN EL INTERIOR DE LA MESA CENTRAL

Dentro de la MC hay numerosos sistemas de fallas de dirección N-S, E-W, NW-SE, y NE-SW lo que le confiere a la región una configuración estructural compleja. Las más importantes y mayormente estudiadas, se localizan en la parte Sur de la Mesa Central, en parte por la cercanía que estos tienen con los poblados de San Luis Potosí y Guanajuato y por estar relacionados con cuerpos mineralizados de oro y plata. Estos sistemas son:

EL graben de Villa de Reyes, que está integrado por un fallamiento normal de rumbo NNE-SSW, con cerca de 100 km de longitud y rechazos verticales que alcanzan los 500 m (Tristán González, 1986). Nieto Samaniego et, al. 1999 documentaron que este Graben constituye el límite NW de la Sierra de Guanajuato.

El Graben de la Saucedá de dirección ENE con una longitud de casi 25 km y rechazo vertical que alcanza los 400 m (Nieto Samaniego, 1992), constituye el límite sudoriental de la Sierra de Guanajuato, separándola de la Sierra de Codornices y se le asigna una edad entre el Plioceno-Cuaternario (Nieto Samaniego et, al. 1992). El Graben de Cuarenta de dirección N-S con 40 km de longitud y un rechazo vertical que alcanza los 1000 m (Quintero Legorreta, 1992). La figura 6 muestra de forma general los principales sistemas de fallas que limitan esta provincia fisiográfica.

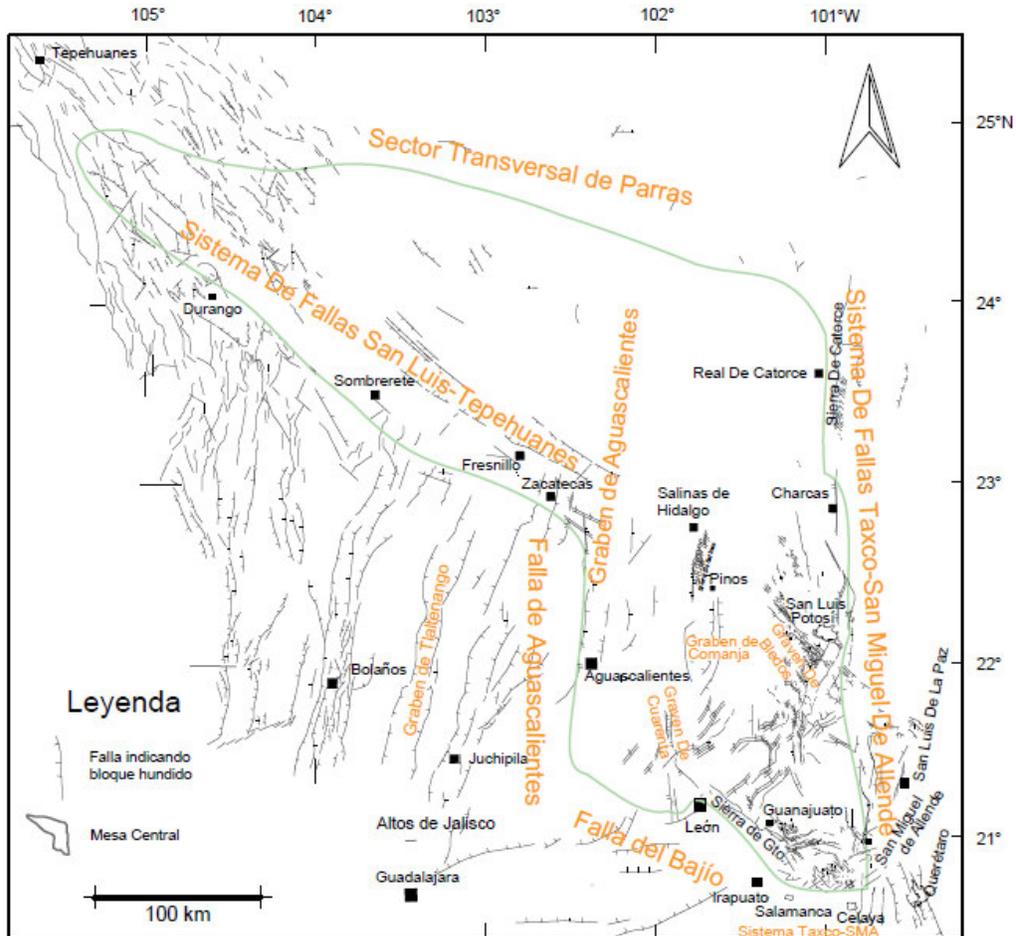


Figura 6. Mapa de la Mesa Central mostrando las principales ciudades de referencia, así como las principales estructuras geológicas que la integran y forman parte de los límites con las provincias vecinas de la SMoc, SMor y Eje Neovolcánico. Modificado de Nieto Samaniego et, al. 2005.

## 2.2 CAMPOS VOLCÁNICOS

Dos campos volcánicos separados por una estructura volcano-tectónica se desarrollaron en la porción Sur de la Mesa Central durante el Cenozoico, en la etapa de máxima extensión continental. Las rocas volcánicas asociadas a estos campos volcánicos varían en composición, desde basaltos subalcalinos a basanitas o andesitas basálticas hasta riolitas emplazadas desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno en diversos eventos volcánicos (Aguillón-Robles et, al. 2012).

### 2.2.1 CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ (CVSLP)

Es una de las dos estructuras volcánicas localizadas en la porción Sur del estado de San Luis Potosí. Su formación comenzó durante el Eoceno con la erupción de flujos de lava de composición andesítica (Labarthe-Hernández et, al. 1982; Tristán González et, al. 2009), al igual que dacitas y riolitas, que fueron emplazadas durante el Oligoceno tardío, estas últimas se encuentran cubiertas y atravesadas por flujos de lava basáltico de intraplaca emitidas esporádicamente del Mioceno al Pleistoceno, esto daría pie al segundo grupo de estructuras volcánicas en la región: al campo volcánico de Santa María (Aguillón-Rodríguez et, al. 2012), véase *figura 7*.

### 2.2.2 CAMPO VOLCÁNICO DE SANTA MARÍA (CVSM)

La formación de este campo volcánico se remonta a mediados del Eoceno (Labarthe Hernández, 1982), con erupciones de lava de composición andesítica seguido por el emplazamiento de un voluminoso depósito de material félsico durante el Oligoceno (Labarthe-Hernández, 1982; Tristán-González, 1986). Esta deposición incluye un gran volumen de flujos piroclásticos de composición riolítica sobre los que se depositaron traquitas y flujos de lava andesítica. Las erupciones piroclásticas fueron a su vez las responsables del colapso de la caldera Milpa Grande (Grasel, 1979, Labarthe-Hernández et, al. 1984, Tristán-González, 1987, Labarthe-Hernández et, al. 1989). El volcanismo del CVSM con esporádicos flujos de lava andesítica intercalados con riodacita y flujos de lava basalto-andesíticos, (Aguillón-Rodríguez et, al. 2012).

Ambos campos volcánicos se encuentran divididos por una estructura volcano-tectónica muy importante, por una parte, porque dicha estructura marca el límite NW de la región mineralizada de la veta madre en el distrito minero de Guanajuato, y en este caso, constituye de igual manera el límite entre estos dos campos volcánicos, este es el denominado Graben de Villa de Reyes, este Graben posee un trend estructural predominantemente NE-SW. (Véase figura 7). Este sistema forma un complejo patrón de fallas tipo dominó, en algunas partes de este graben se depositaron flujos piroclásticos de composición riolítica, alternados con flujos de lava basálticos, formando una típica asociación volcánica bimodal (Tristán-González, 1986, Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Torres-Aguilera, 2005; Torres-Hernández et, al. 2006; Tristán-González et, al. 2008; Rodríguez Ríos y Torres Aguilera, 2009).

Se espera que la actividad geológica de estos campos volcánicos haya tenido presencia en la región de estudio más al Sur en la Mesa Central en el área de estudio, por lo cual es importante señalar sus características más generales. La figura 7, debajo, muestra la ubicación y límites estimados para ambos CV

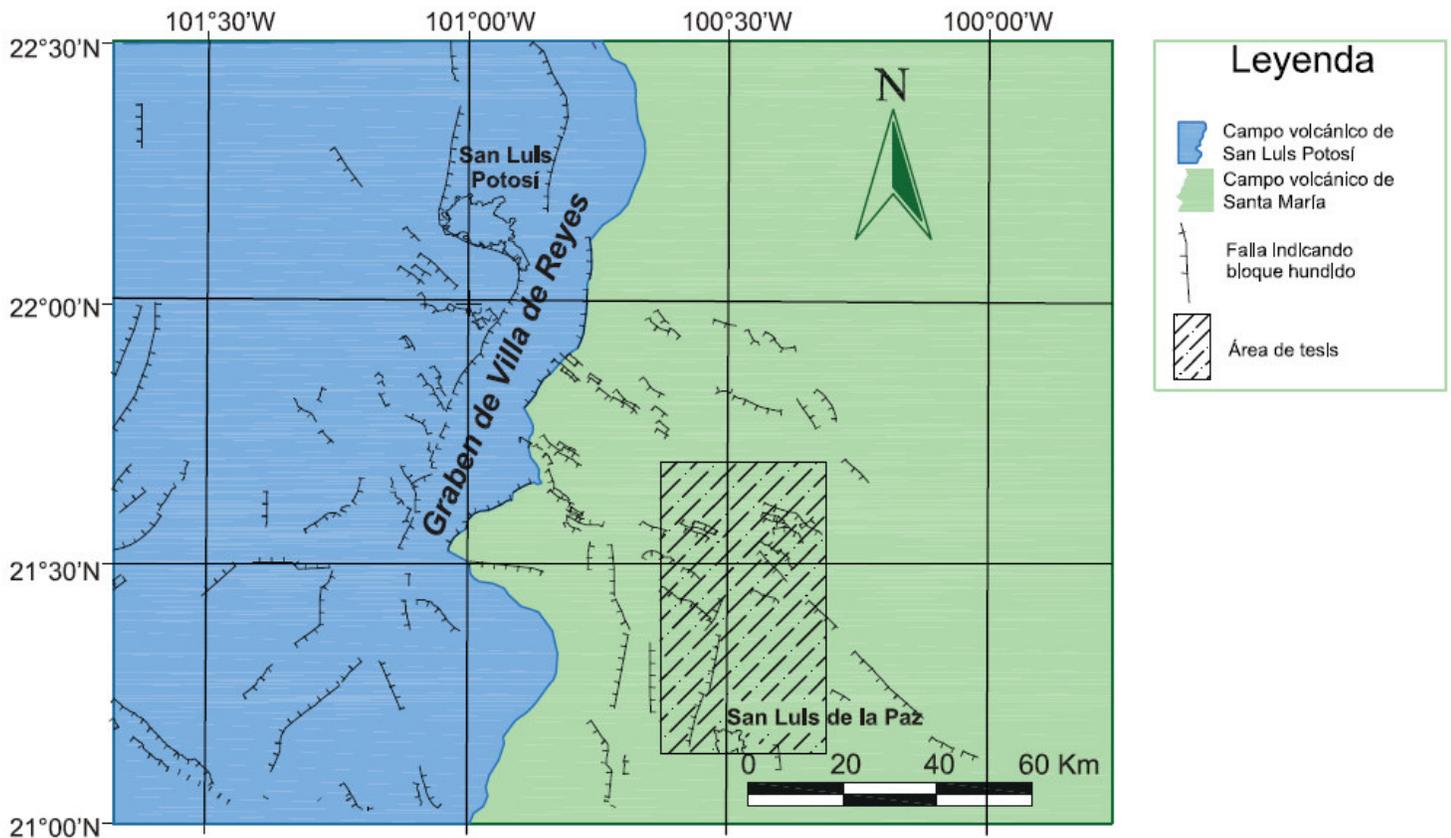


Figura 7. Localización de los 2 Campos Volcánicos de interés, así como la ubicación del área de estudio. Modificado de Tristán-González, 1987, Labarthe-Hernández et, al. 1989)

### 2.3 Geología del Sur de la Mesa Central

La zona de estudio está ubicada dentro de esta porción de la MC, en esta región dominan las unidades volcánicas del Cenozoico, principalmente de composición félsica, en donde se aprecia más la influencia de la actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental.

Geomorfológicamente, la región constituye el tipo montañoso accidentado con mesetas, en una etapa del ciclo erosivo de juventud tardía a vejez temprana. Las geoformas están controladas principalmente por zonas volcánicas y calcáreo-arcillosas; las primeras dan origen a relieves fuertes con drenaje paralelo de fondo rocoso y ocupan las partes topográficamente altas. Las calcáreo-arcillosas

originan relieves suaves con drenajes tipo dendríticos, formando bajos topográficos y lomeríos redondeados (Carta geológica INEGI F14-C25 GM)

## MESOZOICO

Estratigráficamente hablando es posible localizar unidades geológicas del mesozoico que integran el basamento en dicha región y que afloran en zonas muy específicas. Como por ejemplo en la Sierra de Guanajuato, donde se han documentado tonalitas cortadas por diques Doleríticos con edades entre Jurásico tardío y Cretácico (Martínez Reyes, 1992), así como rocas de composición diorítica, granítica y gabrónica del cretácico temprano (Martínez Reyes, 1992), a las que se le sobrepone un complejo volcano-sedimentario que pertenece a un arco volcánico submarino del Jurásico superior-Cretácico (Monod et, al. 1990). Estas alcanzan alrededor de 600 metros de espesor compuesto por pizarras negras carbonáceas intercaladas con areniscas, calizas y flujos volcánicos de composición andesítica y basáltica, presentando una débil facie a filitas y mármoles, este complejo es denominado como Formación Esperanza y aflora principalmente en la Sierra de Guanajuato, aunque se han documentado afloramientos en el escarpe de la falla San Miguel de Allende, Juventino Rosas y la Sierra de los Cuarzos.

Cabalgando a la secuencia volcano-sedimentaria se encuentra la unidad La Luz, que es una sucesión de derrames masivos que posee un espesor aproximado de 1000 metros, y que se distribuye regionalmente a lo largo de la Sierra de Guanajuato (Echegoyen Sánchez, 1970).

Entre las ciudades de San Luis Potosí, Guanajuato, Dolores Hidalgo y San Luis de la Paz se agrupan 2 conjuntos litológicos de edad Cretácico inferior-medio, el conjunto inferior está integrado por areniscas, filitas y algunos pedernales intercalados con basaltos y tobas de composición básica, mientras que el conjunto superior, está integrado por calizas y margas con intercalación de arenisca que se relacionan con rocas sedimentarias de la provincia de la Sierra Madre Oriental.

Por su parte, hacia el borde Oriente de la MC se identificaron unidades calcáreas del Cretácico medio-superior intercaladas con lutitas, margas y areniscas, que se correlacionan con las formaciones Santuario y Soyatal, pertenecientes al margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y que se encuentran aflorando localmente al Este de la zona de estudio.

## CENOZOICO

Dispuesto de manera discordante a las rocas del Mesozoico, se encuentra aflorando en buena parte de la porción Sur de la MC un conglomerado continental polimíctico color rojo cuya principal zona de estudio se encuentra en la ciudad de Guanajuato, se le estima un espesor probable de mil metros y se le asigna una edad en el Paleoceno-Eoceno (Gross, 1975; Mango, 1992) (Tomado de Nieto-Samaniego et, al. 2005).

Al SW de la ciudad de San Luis Potosí se localiza el Campo Volcánico de San Luis Potosí, en el cual se encuentran evidencias de esta secuencia de depósitos clásticos continentales, pero en este caso, presenta intercalaciones de lavas andesíticas fechadas en 49-44 Ma. (Aranda Gómez y McDowell, 1998; Tristan González et, al. 2008).

En el área de San Miguel de Allende, este conglomerado se encuentra intercalado con derrames basálticos, y ocasionalmente con ignimbritas riolíticas, así como diques y cuerpos intrusivos andesíticos y riolíticos (Alanís-Álvarez et, al. 2001).

Posterior a este conjunto sedimentario comienza a depositarse una serie de depósitos volcánicos que se asocian principalmente al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental, tal es el caso de la Ignimbrita la Bufa, que se documentó en el distrito minero de Guanajuato y está constituido por ignimbritas, brechas, tobas y derrames de composición riolítica (Nieto-Samaniego et, al. 1999). Presenta coloraciones blanco y rosado, generalmente se le aprecia en forma masiva y en estructuras columnares. Se le estima un espesor de 180 metros (Echegoyen Sánchez et, al. 1970). Se determinó su edad en 37 Ma. (Gross, 1975). Se sobrepone de manera concordante al conglomerado rojo de Guanajuato.

De acuerdo a Gross, 1975, sobreyaciendo de manera concordante a la ignimbrita la Bufa se localiza otra ignimbrita, pero de composición andesítica denominada Ignimbrita Calderones, posee una coloración verde clara muy distintiva, posee un espesor estimado en 200 metros para la zona del distrito minero de Guanajuato, por relación estratigráfica se le asigna una edad en el Oligoceno.

En el Campo Volcánico de Santa María, ubicado a 30 km al Sur de la Ciudad de San Luis Potosí aflora la ignimbrita Santa María del Oligoceno temprano, que posee una composición riolítica y es la unidad basal más importante que cubre todo el CVSM.

De acuerdo con Labarthe Hernández et, al. 1982, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, durante el Oligoceno, se depositaron 2 conjuntos volcánicos, el primero de ellos se compone de lavas de composición dacítica que formaron

domos y se les asignó una edad de 32-31 Ma. El segundo evento está formado por un voluminoso depósito de lavas e ignimbritas riolíticas a los cuales se les asigna una edad entre 31-28 Ma. (Labarthe Hernández et, al. 1982). Es justo en este periodo de tiempo cuando se desarrollan los principales eventos volcánicos de este campo, pues está representando por un gran volumen de rocas de composición riolítica, aparentemente relacionado con los eventos tectónicos del Basin and Range que se activó hace 32 Ma. (Labarthe Hernández et, al. 1982; Tristán González et, al. 2009).

Al Oriente del Graben de Villa de Reyes entre San Luis Potosí y Guanajuato, se depositaron de igual manera tobas, ignimbritas, derrames y domos de composición riolítica a riodacítica, a las cuales se les asigna una edad entre 32 y 27 Ma. y es conocida como secuencia volcánica inferior y superior del GVR (Orozco Esquivel et, al. 2002).

Por su parte en el distrito minero de Guanajuato se depositaron flujos de lava de composición andesítica y tobas y se le denomina Andesita EL Cedro. Aflora ampliamente en la parte meridional de la MC yaciendo siempre bajo domos y derrames riolíticos del oligoceno superior. Aflora también al Norte de Celaya y en la Sierra de los Cuarzos. Posee un espesor que varía entre 250 y 400 metros (Randall-Roberts et, al. 1994) y se le asigna una edad de 30.6 Ma. (Cerca Martínez et, al. 2000). (obtenido de Yann René-Ramos et, al. 2004).

Yaciendo de manera concordante a la andesita El Cedro, se depositó en el mismo distrito de Guanajuato la ignimbrita Chichindaro, localizada ampliamente en el SE de la Sierra de Guanajuato. Consiste en derrames de lava y tobas ácidas formando domos riolíticos. Es posible estimar su espesor en 400 metros. Su edad

fue determinada en 30.1 Ma. (Nieto Samaniego et, al. 1996) ubicándola temporalmente en el Oligoceno.

Hacia el Sur y Occidente de la Ciudad de San Luis Potosí se localiza la Sierra de San Miguelito, en este complejo se encuentra depositada una serie de lavas e ignimbritas de composición riolítica, denominada Riolita San Miguelito que se encuentra formando domos exógenos (Labarthe Hernández y Jiménez López, 1992; Aguillón Robles et, al. 1994; Rodríguez Ríos, 1997). Esta unidad integra el mayor volumen de roca de dicha sierra, presentando intercalaciones de flujos piroclásticos, como lo es la ignimbrita Cantera y San José, de una edad de 29 Ma. En el CVSLP se depositó entre los 28 y 25.4 Ma. la ignimbrita Panalillo (Tristán González et, al. 2009) la cual se emplazó en diversas fases de actividad volcánica, en las cercanías de San Luis Potosí, se le atribuye un espesor de 120 metros (Labarthe Hernández et, al. 1985).

Entre las ciudades de San Miguel de Allende y Querétaro, se agruparon un conjunto de ignimbritas, denominadas ignimbrita Cañada de la Virgen, (cuyo espesor varía entre 30 y 120 metros) y la ignimbrita San Nicolás con edades de 28.6 y 24.8 Ma. respectivamente.

A finales del Oligoceno y principios del Mioceno, las características composicionales en las cámaras magmáticas empiezan a modificarse, de ahí que comiencen a aparecer en más áreas del Sur de la MC derrames de composición básica, tal es el caso de la secuencia de rocas basálticas y andesíticas que afloran discordantemente sobre la secuencia superior del Graben Villa de Reyes. Dicha unidad está compuesta principalmente por derrames fisurales de rocas basálticas,

a las cuales se les atribuye una edad entre 20 y 13.5 Ma. ubicándosele en el Mioceno. Tal es el caso del Basalto del cubilete (Aguirre Díaz et, al. 1997).

Mismas características se presentan en el campo volcánico de San Luis Potosí, en donde después del emplazamiento de los domos riolíticos e ignimbríticos, se depositó una secuencia de basaltos andesíticos y basaltos alcalinos durante el Mioceno medio y temprano (22-12 Ma.) (Labarthe Hernández et, al. 1982).

Factor similar se suscitó en el distrito minero de Guanajuato, donde flujos de lava andesítica cubrieron de manera discordante a la ignimbrita Chichíndaro del Oligoceno, a la cual se le calculó un espesor probable de 150 metros o más, y es conocida como andesita Presa de Manantial.

Por su parte, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, se presentó el emplazamiento de una serie de lavas de composición traquítica y riodacítica, denominada traquita Ojo Caliente y latita Portezuelo, respectivamente (Tristán González et, al. 2006). La traquita Ojo Caliente cubre gran parte de la porción Oeste del Campo Volcánico del Río Santa María (Labarthe Hernández et, al. 1982). Se le estima un espesor probable de 180 m. Por su parte la riodacita Latita Portezuelo, pertenece más bien al campo vecino de San Luis Potosí, al cual se le estima un espesor probable de 440 metros y su emplazamiento se asocia con la formación del Graben de Villa de Reyes. (Labarthe Hernández et, al. 1982; Tristán González et, al. 1986; 2008; 2009). En el presente trabajo se estudia más a fondo las características geoquímicas de la traquita Ojo Caliente, pues se estima que exista una correlación con ciertas unidades localizadas en el área de estudio.

Durante el Mioceno, en las cercanías de San Miguel de Allende, se depositaron la andesita y basaltos La Joya, a los cuales se les asocian los estratovolcanes Palo Huérfano y la Joya y los derrames de la parte Sur de la Sierra de Guanajuato.

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí, sobre la ignimbrita Panalillo, se depositó de igual manera un grupo de lavas basálticas con una afinidad alcalina. Se estima que se generaron en el régimen intraplaca durante el periodo de extensión del Basin and Range (Tristán González et, al. 2009).

Nuevamente en el Mioceno en muchas porciones del Sur de la MC se vuelven a depositar unidades de composición riolítica, como lo fue entre San Miguel de Allende y Querétaro, donde se documentó la secuencia Cerro Colorado de 16.1 Ma. descrita por Pérez Venzor et, al. (1996). Como acontecimiento importante, cabe señalar que sobre esta secuencia se depositó la Dacita Obrajuelo, que representa la transición de la actividad volcánica entre la provincia de la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans mexicana.

A finales del Plioceno y hacia el SE de la Sierra de Guanajuato, se depositó la ignimbrita San Nicolás (Nieto-Samaniego et, al., 1992), que sobreyace concordantemente sobre la riolita Chichíndaro o bien, sobre la andesita Presa de Manantiales, no se tiene un registro exacto de su edad, pero por posición estratigráfica es que se le estima una edad comprendida en el Plioceno.

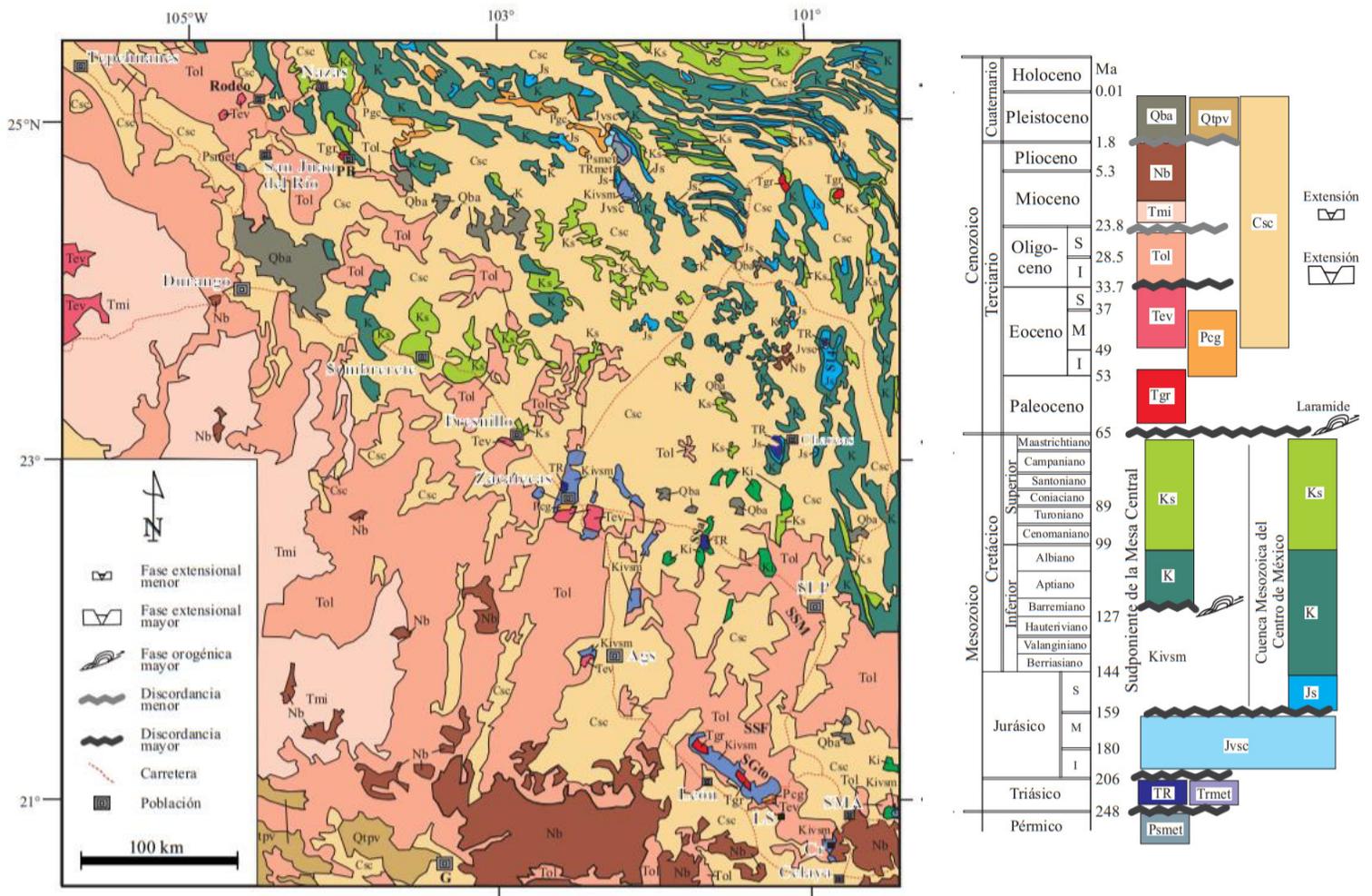


Figura 8. Mapa geológico general de la Mesa Central. Compilación de De Cserna, 1976, Labarthe Hernández et, al. 1982, 2003, Aranda Gómez et, al. 2003, García y Silva Romo, 1996, 1997, Nieto Samaniego et, al. 1997, 2005, Moran Zenteno et, al. 2000, Barboza Gudiño, 2004, Ferrari et, al. 2005, Loza Aguirre, 2015, entre otros.

## **CAPÍTULO 3**

### **METODOLOGÍA**

#### **3.1 FOTOINTERPRETACIÓN**

Con la ayuda del software GoogleEarth Pro se obtuvieron fotografías satelitales de la zona de estudio, en ellas identificamos lineamientos que posiblemente pueden estar asociados a algún tipo de fallamiento.

Durante esta etapa también se realizó un mapa geológico preliminar con la ayuda de las cartas geológicas y topográficas de INEGI escala 1:50,000 en la que se delimitaron los contactos litológicos.

#### **3.2 TRABAJO DE CAMPO**

A partir de la información recabada durante la fotointerpretación, fueron seleccionados varios puntos de interés en base a su morfología, si se encontraba en un límite litológico o si se consideraba representativo de la zona para visitarse en campo, en los cuales se comprobaría o descartaría la existencia de algún sistema de fallas, o bien para corroborar o modificar sus contactos litológicos o las unidades descritas en trabajos anteriores.

Dentro de este trabajo de campo también se obtuvieron 31 muestras de mano de las distintas litologías presentes, de las cuales se seleccionaron 7 muestras para ser analizadas por medio de Geoquímica y obtener su edad por medio del método de fechamiento isotópico de U/Pb en zircón.

### 3.3 PETROGRAFÍA

Para los análisis petrográficos se seleccionaron 7 muestras de las obtenidas en campo. Fueron elegidas por ser representativas del área de estudio, así como por poseer particularidades en el campo, como lo eran: sus alteraciones, su posición estratigráfica, su ubicación espacial, su textura, entre otras. Para estas muestras se elaboraron láminas delgadas que fueron descritas a detalle por medio de un microscopio, esto con la finalidad de obtener más información sobre la génesis de la roca. Para la elaboración de las láminas delgadas se trabajó en colaboración con el Ingeniero Juan Tomás Vázquez Ramírez, responsable del laboratorio petrográfico en el Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) Campus Juriquilla.

Se puede consultar la información obtenida de las muestras de mano y las láminas delgadas en los anexos al final del trabajo.

### 3.4 GEOCRONOLOGÍA

Para el estudio geocronológico se seleccionaron solamente 2 muestras de roca para realizarse en ellos fechamientos U-Pb por medio de Zirrones. Estas rocas fueron seleccionadas primero por su composición félsica, pues en este tipo de rocas es mayor el contenido de zirrones, lo que facilita su obtención y tratamiento. Posteriormente, se seleccionaron específicamente ellas por sus características texturales que indicaban ser una de carácter intrusivo (muestra SLTN-16) y otra de carácter extrusivo (muestra SLTN-05).

La preparación de la muestra se llevaría a cabo en el Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la UG, con el apoyo de la M. C. Paulina Olmos Moya, y el análisis llevado a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO de la UNAM. Para este estudio se contó con la asistencia el Dr. Carlos Ortega Obregón, responsable de dicho laboratorio.

La técnica para fechamientos isotópicos por el método de U/Pb, está basada en el decaimiento radiactivo natural de los isótopos padre de uranio (U) 238, 235 y de torio 232 a isotopos hijo de plomo (Pb) 206, 207, 208 con una vida media de 4500 y 704 m. a. Esos decaimientos provienen de una serie de reacciones complejas que involucran Uranio (U) y torio (Th), permitiendo tener varios geocronómetros dentro de un mismo sistema.

$$^{206}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pbi} /^{204}\text{Pb} + ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}, \quad \lambda_{238} = 1.5512 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}$$

$$^{207}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{207}\text{Pbi} /^{204}\text{Pb} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}, \quad \lambda_{235} = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}$$

$$^{208}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{208}\text{Pbi} /^{204}\text{Pb} + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}, \quad \lambda_{232} = 0.4947 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}$$

Donde P representa la abundancia del isótopo en la muestra, i la abundancia isotópica inicial,  $^{204}\text{Pb}$  hace referencia al plomo común y  $\lambda$  es la constante de decaimiento para cada uno de los isótopos de uranio y torio. Se asume que este sistema de decaimiento de U/Pb en circón, permaneció como un sistema cerrado.

Las ecuaciones que caracterizan los geocronómetros pueden ser simplificadas a la siguiente forma:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \left( e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = \left( e^{\lambda_{235} t} - 1 \right)$$

La edad se define con base en una relación isotópica proporcional, como una evolución simultánea entre U y Pb la cual da lugar a la curva de concordia (Wetherill, 1956), donde se ajustan las muestras sin pérdida de Pb o ganancia de U. Se define la edad de concordia como aquella edad relacionada directa y exclusivamente con el decaimiento radioactivo.

Para poder llevar a cabo esta técnica de fechamiento es necesario utilizar un mineral que contenga gran cantidad de uranio en su sistema. El circón es un mineral que al momento de su cristalización almacena y retiene en su estructura una importante concentración de uranio y por el contrario muy poco o nada de plomo. Se encuentra presente en rocas ígneas de composición silícica a intermedia y es un mineral química y mecánicamente resistente, por lo que es más difícil que ocurra pérdida de plomo radiogénico o un exceso de plomo común. Su comportamiento como geocronómetro está condicionado a su alta temperatura de cierre (Figura 11) que es de 700-900 °C (Harrison and McDougall, 1980). Por estas características, el circón se ha convertido en el principal material usado para datación de U-Pb. El método U/Pb en circón ha permitido datar eventos que se relacionan con metamorfismo y cristalización de magmas.

1. Las muestras fueron trituradas y molidas en una prensa hidráulica y Posteriormente se tamizaron en tres tamaños de mallas diferentes (No.

120, 35 y 4). Las fracciones menores a la malla No. 35 se emplearon para separar minerales pesados haciendo uso de la batea y colocando este material pesado en pequeños recipientes (vasos Petri) con alcohol. Esto se llevó a cabo en el taller de molienda del Centro de Geociencias de la UNAM.

2. Del concentrado de minerales pesados, donde se asume que se encuentran los circones se hizo una selección manual de esos minerales bajo el microscopio haciendo uso de pinzas desmagnetizadas.
3. Se montaron los circones sobre una cinta de doble pegamento. Para cada muestra se montaron de 50 a 60 cristales. Sobre ellos se colocó una briqueta de plástico con resina epóxica y se dejó secar aproximadamente 24 horas.
4. Posteriormente al montado, se pulieron las briquetas con lijas para agua de diferentes tamaños de grano (800-300). Al tener pulidas las briquetas, en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO de la UNAM se obtuvieron las imágenes de catodoluminiscencia. Sobre estas imágenes se seleccionaron los puntos (zonas de núcleo y zonas de bordes de crecimiento) que serían analizados por ablación laser.
5. Los análisis de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del CGEO de la UNAM. El sistema de ablación que se utilizó para realizar los análisis es de marca Resonetics, el cual se encuentra unido a un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Las briquetas se colocaron dentro de la celda de ablación que está presurizada con gas helio. El tamaño del spot que se

empleó para los análisis de las muestras DG-01 y RL-01 fue de 23 micras, mientras que para PB-01 fue de 17 micras. Para el cálculo de edades y sus respectivos errores se utilizó un software Isoplot 4.1.

### 3.5 GEOQUÍMICA

En el estudio Geoquímico, se analizaron las mismas 7 muestras que se utilizaron para el estudio petrográfico, esto con la intención de compararlas y correlacionarlas. Este estudio se llevó a cabo en el Laboratorio de Investigación y Caracterización de materiales y minerales (LICAMM), del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato, campus Guanajuato, con la colaboración del Dr. Raúl Miranda Avilés y la Dra. Pooja Vinod Kshirsagar.

Existen diferentes tipos de analizadores para fluorescencia de rayos X, pero el principio tiende a ser el mismo, este principio consiste en el estudio, análisis e interpretación del comportamiento de las emisiones de fluorescencia que se generan en una muestra al ser excitada por una fuente de rayos X. Sirve para analizar una amplia variedad de tipos de muestra, sean sólidos, líquidos, lodos y polvos sueltos, pudiendo analizar elementos desde el Berilio (Be) hasta Uranio (U) en gamas de concentración de un 100% a niveles subatómicos, permitiendo medir la longitud de onda y la intensidad de la luz emitida por los átomos energizados de una muestra. La radiación que se genera, incide sobre la muestra excitando sus átomos, provocando así que se genere a su vez radiación en respuesta a esto, en otras palabras, se genera la fluorescencia de rayos X, esta, por su parte, se

canaliza a un cristal analizador que por medio de las diferentes longitudes de onda que generen los átomos de las diferentes muestras, nos darán como resultado el análisis puntual de la muestra que se está observando. Generalmente su aplicación radica en el análisis cuantitativo de perlas de arenas, aluminosilicatos, cales y calizas, aceros de baja y media densidad, aceros inoxidable, algunas aleaciones de plomo y determinación de trazas por pastillas en muestras geológicas con Geoquant de Brunner.

1. Las muestras fueron trituradas por medio de un mortero de cerámica hasta obtener 5 gramos de material molido al tamaño de 75 micrones.
2. Se embolsaron y marcaron las 7 muestras con precaución y se enviaron al Laboratorio del LICAMM para realizar en ellas pruebas con el espectrómetro de rayos X (ver tabla 1 en el apartado de resultados)
3. En el laboratorio se realizó, de igual manera, la prueba de pérdida de calcinación que consiste en lo siguiente:

El examen de pérdida de calcinación (Loss On Ignition, LOI) consiste en la calcinación de las muestras molidas para determinar el porcentaje de la pérdida de peso por el contenido de volátiles ( $H_2O^+/H_2O^-$  y/o  $CO_2$ ) dentro de las muestras al ser calentada a determinada temperatura. Bajo porcentajes de LOI se indica si la roca es fresca, favoreciendo la calidad de los datos geoquímicos (mayores, menores, trazas y raras). Un alto porcentajes de LOI se puede encontrar en rocas muy alteradas. En el caso de las muestras del presente trabajo, al ser muestras provenientes de rocas ricas en sílice, se pesaron 1.7g de muestra molido y se calentaron a  $900^{\circ}C$ ,

posteriormente se sacaron y se colocaron a temperatura ambiente, en seguida se les pesó para documentar la pérdida de masa y una vez más se les calentó, ahora a una temperatura de 1000°C y se repitió el proceso. Debido a que en esta segunda exposición al calor algunas de las muestras seguían presentando disminución en masa se les expuso de nuevo a una temperatura de 1050°C. Con los datos obtenidos en laboratorio se prosiguió a calcular la pérdida de calcinación con la siguiente fórmula:

$$L.O.I. (\text{peso } \%) = 100 * [(N_2 - N_3) / (N_2 - N_1)]$$

*N1= crisol*

*N2=crisol + muestra molida*

*N3=Masa total.*

El resultado final para cada muestra queda expresa en la tabla 1 en el apartado de resultados.

Como parte del estudio realizado en el LICAMM, se pretendió realizar una correlación de las muestras encontradas en el área de estudio con muestras de campos volcánicos adyacentes. Dicha correlación tomó como referencia a los campos volcánicos de San Luis Potosí y de Rio Santa María, esperando que por su cercanía al área de estudio, tuvieran cierta relación con las unidades litológicas de la región.

En el caso particular de este estudio se analizaron exclusivamente óxidos de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O, MgO, K<sub>2</sub>O, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

La geoquímica se desarrolló mediante el equipo NEX-CG de la marca Rigaku. La técnica se elaboró mediante energía de dispersión (EDXRF). Este espectrómetro cuenta con tubo de rayos X de ánodo de paladio (Pd), con potencia máxima de 50 W con voltaje máximo de 50 Kb, una corriente de 2 mA y en una atmosfera de Helio (He).

El número total de datos analizados es de 67 muestras, distribuidos de la siguiente manera: 7 muestras propias de este estudio y 60 muestras obtenidas de la literatura perteneciente a Aguillón-Robles et al., (2012); Rodríguez-Ríos et al., (2007), Ortega Guerrero, Carrasco Nuñez (2014) y Torres et, al. 2019.

Una vez desarrollada la investigación con dicho equipo, pasamos a los resultados obtenidos por medio del XRF, en donde se encontró una correlación de dichas muestras con ambos Campos Volcánicos en cuestión. Por lo que los datos que aquí se muestran son resultados propios de este estudio y de datos obtenidos del muestreo realizado por los autores antes mencionados.

Para la clasificación química de los diferentes tipos de roca se utilizó el diagrama "Total Alkali vs Silica" (TAS Le Bas et al., 1986; figura 1), además de incluir los diagramas "Alcalino-Sub Alcalino (de la Roche et al., 1980), diagrama Arc Rock Type (Peccerillo & Taylor 1976) y diagrama Shand's index (Maniar & Piccoli 1989), que sirven para distinguir los campos alcalinos de los sub alcalinos, que a su vez ayudan a determinar la especie de campo sub alcalino a la cual pueden pertenecer las muestras, ya sea serie calco-alcalino o toleítica y así, a su vez, dividir las muestras de acuerdo a su clasificación por alúmina.

## CAPÍTULO 4

### **Resultados**

#### 4.1 CARTOGRAFÍA

Retomando el mapa geológico elaborado a partir de las cartas de INEGI F14-C25 y F14-C35 y añadiendo la información obtenida de las investigaciones geoquímicas, petrográficas, fotointerpretativas y geocronológicas, se generó un nuevo mapa que posee nuevos límites litológicos, posibles lineamientos y clasificaciones más precisas que detonaron en un cambio de nombre para algunas unidades previamente establecidas.

Las modificaciones que recibió en comparación a las cartas anteriormente elaboradas fueron:

- Mayor precisión en los afloramientos presentes en el área de estudio.
- Renombramiento de unidad andesítica a traqui-andesita por presentar variantes geoquímicas que la agrupan como una roca más evolucionada.
- Contactos litológicos de las unidades ubicadas en la región Norte de la carta F14-C25 cuando entran en contacto con las unidades señaladas en la región Sur de la carta F14-C35, esto por medio del estudio foto erpretativo con imágenes satelitales de Google Earth Pro.
- Agrupación de las unidades sedimentarias del Mesozoico como el grupo que integra al basamento.
- Creación de una columna estratigrafía que agrupara todas las unidades presentes en el área de estudio.

Hacia el extremo NW de la zona de estudio se presenta un relieve relativamente bajo con planicies moderadamente grandes desde la proximidad con la comunidad del Tule hasta la cercanía con la presa Paso de Vaqueros, ubicada al SW de la zona de estudio, región a partir de la cual la topografía se torna más abrupta (*véase figura 10*).

Las zonas más accidentadas se localizan en una franja que atraviesa E-W la zona de estudio justo en la parte central, cubriendo además en mayor medida la porción centro y prácticamente toda la región E en donde se forma un macizo de sierras, ligeramente orientadas NW-SE (*véase figura 10*).

La cota máxima se presenta en el cerro el viejo con 2,400 msnm y la cota más baja esta sobre la traza del río Santa María del Río con una elevación de 1,200 msnm, destacando los acantilados verticales de 250 metros de altura.

En el área de estudio se identificaron 11 unidades diferentes a las que asignan edades comprendidas entre el cretácico superior a la actualidad. Involucra rocas sedimentarias, volcánicas y cuerpos intrusivos, todos ellos en composición variada, desde basáltica hasta riolítica, como diferencias de emplazamiento, desde coladas de lava hasta flujos piroclásticos.

Se han realizado estudios previos sobre las unidades que aquí se presentan, así como de sus alrededores próximos, explicando en ellos sus características geoquímicas o estructurales, esto por parte del SGM y de investigaciones realizadas por Alanís Álvarez (2002, 2005, 2015), Nieto Samaniego (2002, 2005, 2015), Luca Ferrari (2005), Aguillón Robles (2009, 2012, 2014), entre otros. La

finalidad de esta descripción es complementar dicha información, para lo cual se describirán dichas unidades.

### **Basamento Mesozoico**

En este trabajo se decidió agrupar a todas las rocas Pre-Cenozoico como parte del basamento, pues no representan parte fundamental en el desarrollo de esta investigación.

El basamento Mesozoico está constituido por rocas sedimentarias que queda descrita en la compilación realizada por Ezequiel Orozco et, al. 2002 y por el SGM en sus cartas de escala 1:50,000 F14-C25 y F14-C35. En dichos trabajos se describen las unidades sedimentarias como una serie de rocas que van desde areniscas de grano medio en matriz de limo, cementante calcáreo y estratificación delgada alternada con lutitas, hasta un conjunto de rocas calizas mudstone y Wackestone recristalizadas con estratificación delgada y mediana, fenómeno que marca el final de la depositación marina en la región y es conocida como formación Soyatal (López-Doncel, 2003). Dentro de la zona de estudio estas unidades son localizan principalmente en la porción Centro-Este, cerca de la comunidad de Milpilllas (*véase figura 10*).

Durante la investigación no se observaron afloramientos de dichas unidades cretácicas del basamento, esto debido al interés particular de esta tesis que consiste en el estudio cartográfico principalmente de las rocas que integran a las unidades que se depositaron por encima del basamento, unidades que comienzan

a acumularse en el Paleógeno comenzando en el Oligoceno, por lo cual se describirán más extensamente en este trabajo.

## **Cenozoico**

### OLIGOCENO

#### *Ignimbrita Riolítica:*

Morfológicamente hablando, esta unidad presenta una característica distintiva, pues comúnmente se encuentra formando domos. Los afloramientos de este tipo de roca tienden a presentar pseudo estratificación y suelen estar intercaladas con depósitos de toba de la misma composición. Al ser rocas bastante duras gracias a su alto contenido en sílice, tienden a resistir fuertemente la erosión, por lo que generalmente se les aprecia bien conservadas. En muestra de mano se presenta con abundantes pómez cuando está bien preservada, fragmentos líticos de riolita angulosos y de granulometría variada, que va desde 0.5 mm hasta 5 cm aproximadamente, en ciertos sitios presenta abundantes cristales de micas y cuarzo, en algunos casos se presentan de forma masiva, pero sobre todo con pseudo estratificación. Se encuentra ampliamente distribuida hacia el NE y Centro de la zona de estudio (*véase figura 10*). Gracias a los trabajos realizados por Nieto Samaniego (2005), Alanís Álvarez (2002) y Aguillón Robles (2014), así como al estudio realizado en la carta del Servicio Geológico Mexicano, F14-C25, se es posible asumir que esta unidad tiene una edad comprendida en el Oligoceno inferior, al ser el periodo auge de la actividad silícica en México. Esta unidad está

dispuesta discordantemente a las formaciones sedimentarias del Cretácico superior.

#### *Dacita:*

De manera concordante a las ignimbritas riolíticas, se sobrepone una roca de composición dacítica. La muestra de mano analizada se describe como una roca leucocrática con textura fanerítica de grano medio, así como una textura porfídica con matriz oxidada color ocre y fenocristales de cuarzo. Por su parte, en el estudio realizado con la petrografía en lámina delgada, la muestra expone también cristales de ortoclasa, sanidino y oligoclasa. Se extrajo una muestra para análisis petroquímico (muestra SLTN-20), (*véase apartado de descripción de muestras de mano y de láminas delgadas*). Esta unidad aflora principalmente en una franja en el centro de la zona de estudio que se abre hacia el NW y NE de dicha área, pasando al Norte y Este de Tierra Nueva principalmente (*véase figura 10*), debido a su posición estratigráfica se le atribuye una edad comprendida del Oligoceno inferior al Oligoceno medio, esta unidad no presenta gran información previa, por lo que la información ahora mencionada puede dar paso a una mayor profundización en un futuro sobre ella. Gracias a la interpretación de los resultados de la geoquímica, se llegó a la conclusión de que su composición se asemeja más a la de una traqui dacita que a la de una dacita.

#### *Andesita:*

Durante el Oligoceno medio-superior y de forma concordante a los derrames lávicos de dacita, se depositó el primer conjunto de rocas andesíticas. La muestra

de mano indica que la unidad presenta una coloración verde oscura con textura afanítica holocristalina con pequeños cristales de plagioclasa, que con la petrografía se clasifica como andesina que posee igualmente cristales de clinopiroxenos y olivinos de hábito masivo (*ver apartado de descripción de muestra de mano y lámina delgada*).

Se obtuvo una muestra a escasos 4 kilómetros al NE de la ciudad de San Luis de la Paz para estudio petroquímico de ella (muestra SLTN-13) (*ver figura 7*) Gracias a los resultados del análisis químico (especificados más adelante, en el apartado de geoquímica), se clasifica para dicha andesita como una roca andesítica de la serie calco-alcalina metaluminosa (*Véase apartado de Geoquímica*). Este conjunto litológico aflora en la región SE de la carta cerca de la presa Paso de Vaqueros.

Este conjunto litológico puede tener cierta correlación con la andesita El Cedro, que fue descrita por Echegoyen Sanchez et, al. 1970 en el distrito minero de Guanajuato y que aflora ampliamente en la parte meridional de la Mesa Central yaciendo siempre bajo domos y derrames riolíticos oligocénicos, en el caso particular de esta andesita Cerca Martínez et, al. 2000, por medio de K-Ar, fecharon esta unidad en 30.6 ma. Muestra que fue obtenida en las coordenadas 20° 52.8´N, 101°1.58´W fuera de nuestra zona de estudio.

#### *Riolita:*

Durante el Oligoceno medio-superior se depositó una segunda unidad de composición riolítica, la diferencia con la anterior es que se presenta como derrames de lava y no como flujos piroclásticos predominantemente. Dichas rocas

riolíticas son las más abundantes en la zona de estudio y se encuentran formando muchas veces domos riolíticos o bien con presencia de intercalaciones de tobas e ignimbritas riolíticas en cuyas cubiertas es muy común la presencia de vitrófido. En general presenta abundantes cristales de cuarzo, micas y feldespatos, en la mayoría de los casos se presenta con una textura en bandas de flujo y generalmente presenta un bajo grado de oxidación e incluso una débil alteración argílica (*véase apéndice I de descripción de muestras de mano*).

En la petrografía realizada en láminas delgadas, se corrobora la información anterior al notarse la amplia presencia de micro fracturamiento con relleno de cuarzo secundario, lo que indica que hubo circulación de fluidos a través de buena parte de esta unidad.

Se obtuvieron 2 muestras para análisis petrográfico y geoquímico (muestras SLTN-5 y SLTN-14), (*véase figura 9*),

Por medio de los estudios geoquímicos, se pudo determinar que ambas muestras poseen una gran correlación, pues se pudo determinar que las rocas aquí mencionadas son pertenecientes al Campo Volcánico de San Luis Potosí al adquirir características químicas muy semejantes a las analizadas por Aguillón Robles et, al. 2012.

Por su parte, se realizó de igual manera un fechamiento isotópico por el método de U/Pb en circones para las muestras SLTN-5, la cual reportó una edad de 30.11  $\pm$ 0.90 Ma (*véase tabla 1*).

La decisión de analizar dichas muestras era debido a que se tenía la hipótesis de que las muestras SLTN-5 y SLTN-14 tenían características muy similares, misma característica textural que poseían las muestras SLTN-16 y SLTN-26, cuya alteración característica hacía pensar que posiblemente se trataba de una roca intrusiva de composición granítica, misma que según reportes del SGM, aflora en la parte Norte de nuestra zona de estudio, al N-NE de Tierra Nueva.

Tienen una presencia general a lo largo de la región, salvo en la porción SW, que está integrada por material de relleno.

#### *Traqui Andesita*

Durante el mioceno y de manera concordante a las rocas riolíticas del Oligoceno medio-superior, según la descripción del SGM y la corroboración de los estudios aquí realizados, se presentó un segundo evento de depósito con características andesíticas muy parecidas a la sucedida durante el oligoceno tardío (*véase figura 10*).

En muestra de mano se describe como una roca mesocrática color verde oscuro con estructura de bandeamiento de flujo y textura afanítica con presencia de plagioclasas y en menor medida de epidota. (*véase apartado de descripción de muestras de mano*), mientras que la petrografía complementa al mencionar que posee cristales de clinopiroxenos y plagioclasas de andesino que denotan una zoneación, lo que se entiende como un cambio rápido de temperatura en el magma.

Se extrajo la muestra SLTN-19 a escasos 2 km al NW de la muestra SLTN-20 de composición traqui-dacítica, justo en el Centro-Este de la zona de estudio. Los estudios de geoquímica realizados sobre dicha muestra ayudaron a determinar el parecido con la muestra SLTN-13 explicada anteriormente, pero con sus ligeras variaciones, como lo fue el incremento de  $K_2O$  reflejado en el diagrama "Arc Rock Type".

Probablemente ambas unidades sean pertenecientes a la misma cámara magmática, en donde la diferencia es solo por la evolución que ese magma adquirió.

Se encuentra aflorando en la porción Centro y Poniente de la zona de estudio, entre las comunidades del Aguacatillo y Puerto Los Encinos principalmente. Dicha unidad presenta rasgos físicos muy semejantes a la andesita.

#### *Basalto andesítico:*

Sobreyaciendo a la unidad traqui andesítica anterior y posiblemente durante el pleistoceno, se finalizan los depósitos ígneos que se acumularon desde el paleógeno *véase figuras 10 y 11*).

Esta litología se identifica fácilmente por localizarse en las partes altas de los cerros formando mesetas planas, en el estudio de campo se describieron estas rocas como basaltos color gris oscuro con textura afanítica y pequeños cristales de plagioclasa y en menor medida olivinos, en algunos casos presentando

oquedades y relleno por calcita, así como alteración potásica en algunos casos, otorgándole así una coloración rosada.

Dicha unidad tiene mayor presencia en la región Sur, justo al Norte y Este del municipio de San Luis de la Paz y disminuyendo a medida que nos dirigimos al Centro de la zona de estudio, hasta desaparecer y no tener gran presencia en la porción Norte.

*Conglomerado polimíctico:*

Durante el cuaternario se depositó en las zonas bajas una intercalación de areniscas y conglomerado polimíctico que se presentan como relleno. En muchos casos el conglomerado denota un bajo grado de compactación entre los clastos de riolita y andesita y la matriz, se localiza principalmente hacia el Centro-Oeste de la zona de estudio, entre las comunidades de Vergel de Guadalupe y Las Adjuntas, al NE de San Luis de la Paz.

*Material lacustre:*

Finalmente se presenta el material de relleno, en menor medida aluvión y con mayor extensión se identifica material lacustre. Se encuentra rellenando una amplia superficie hacia el SW de la zona de estudio. La cabecera municipal de San Luis de la Paz se encuentra asentada sobre material de relleno de estas características. Este material de relleno sirve como límite burdo entre el valle y el terreno escarpado al Norte de San Luis de la Paz.

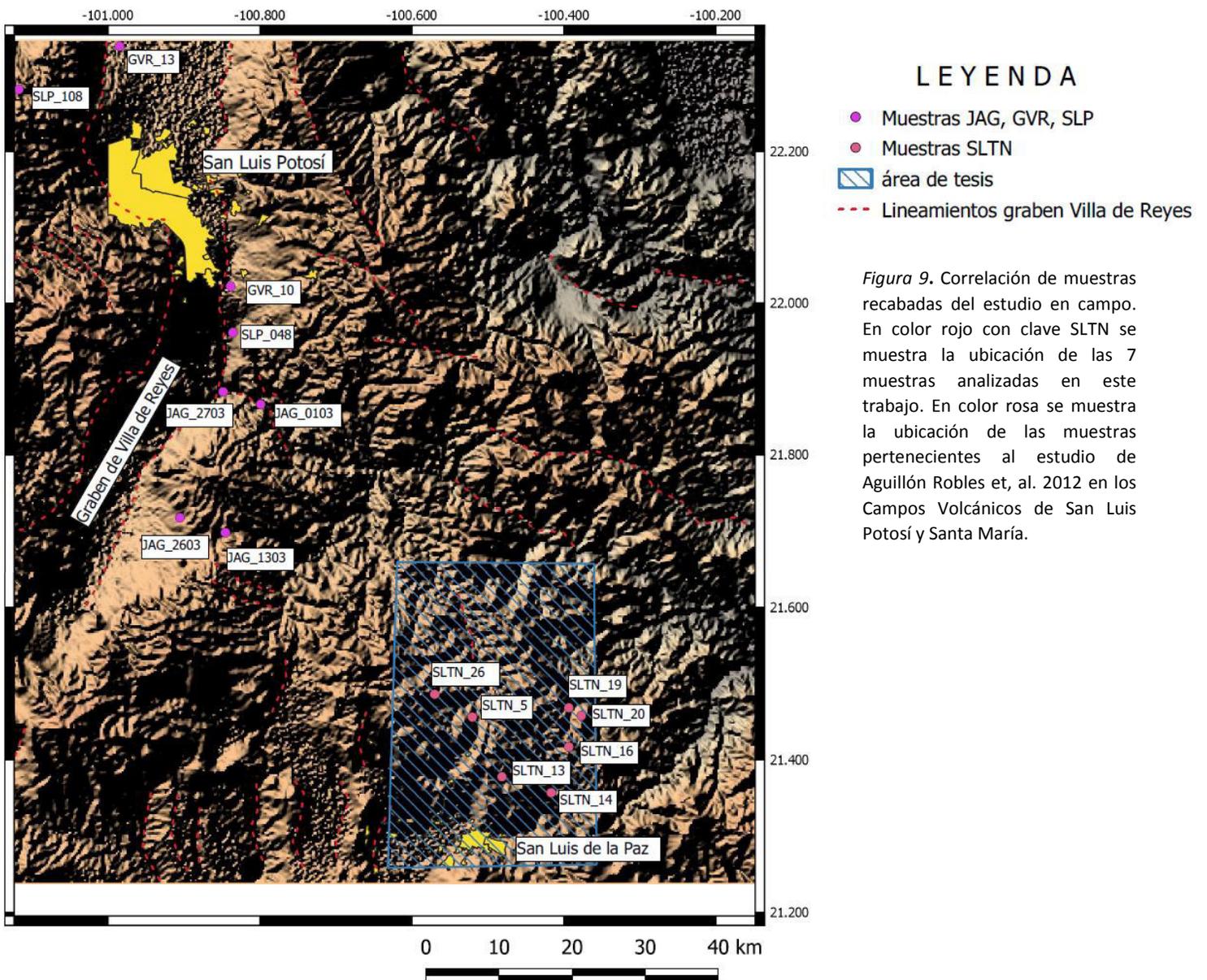
### *Cuerpos intrusivos:*

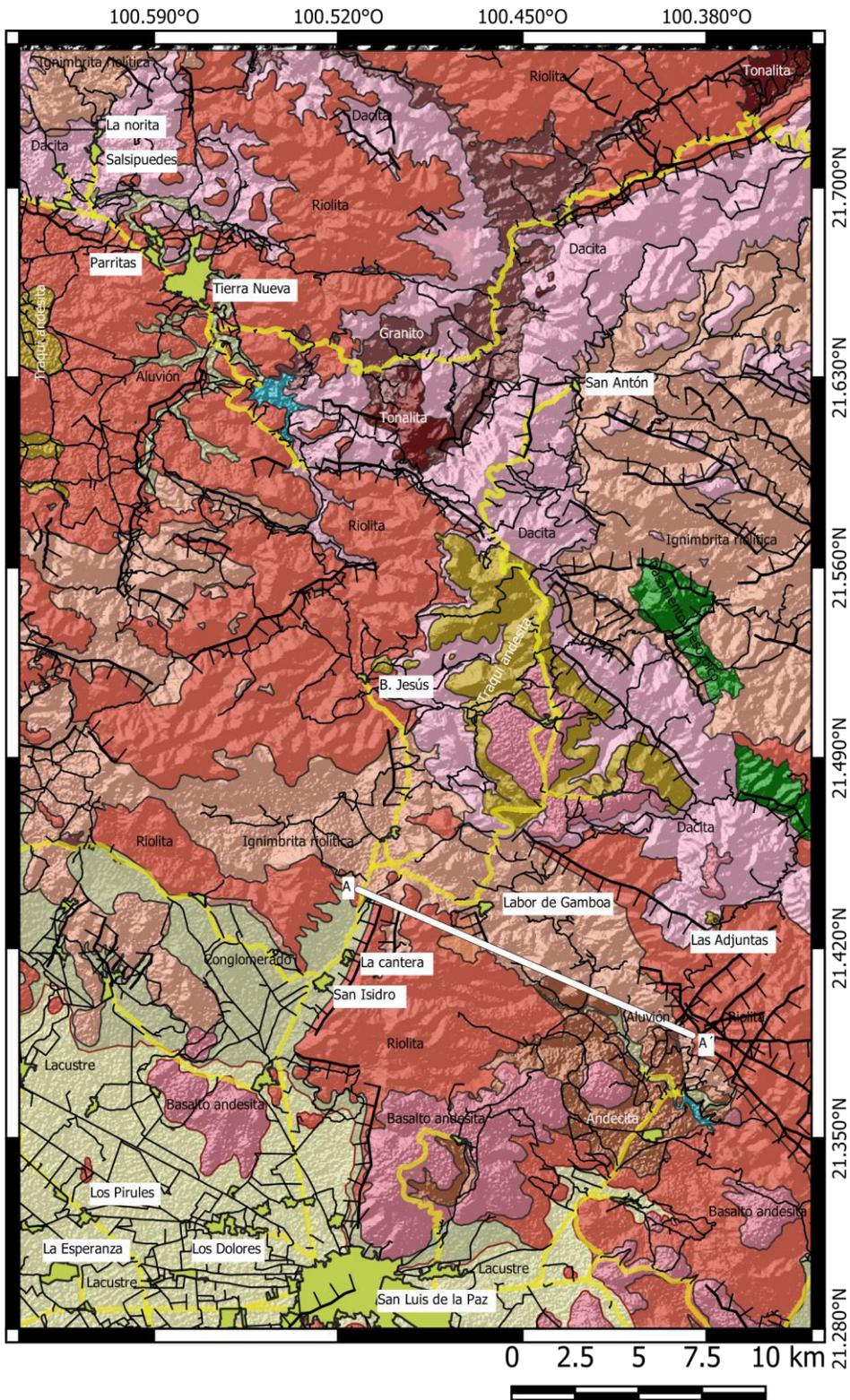
Hacia la porción NE de la zona de estudio afloran rocas ígneas intrusivas, que según describe el SGM, se presentan en forma de apófisis de diferentes tamaños, de composición granítica, que por su posición estratigráfica se le asigna una edad en el oligoceno tardío (*véase figura 11*). Previamente no se había determinado su edad con exactitud, por lo que este estudio se encargó de realizar el primer fechamiento para esta unidad de composición silícica.

En muestra de mano se describe como una roca leucocrática con coloración grisácea y tonalidades ocre, presenta una textura fanerítica holocristalina y presenta una débil alteración argílica y una moderada oxidación, mientras que la petrografía nos arroja información sobre la alteración importante presente en los minerales, pues la muestra presenta una textura poiquilítica y los cuarzos poseen una textura esquelética, factores que se deben en gran medida a la alteración en la matriz producida por el óxido de hierro. Se obtuvieron 2 muestras: SLTN-16 y SLTN-26. Específicamente en la muestra SLTN-16 es posible apreciar una alteración concéntrica por óxido de hierro que altera solo a la matriz, posiblemente atribuido a un rápido enfriamiento del intrusivo que generó la presencia de vidrio.

La muestra SLTN-16 fue quien junto con la muestra SLTN-5 recibieron el análisis geocronológico por U/Pb por poseer una relación composicional, exceptuando sus diferencias texturales. La edad para esta roca fue determinada en  $30.9 \pm 1.4$  Ma, valor similar al determinado para la muestra SLTN-5.

La ubicación de las muestras obtenidas para análisis geoquímico (SLNT-05, SLTN-13, SLTN-14, SLTN-16, SLTN-19, SLTN-20 y SLTN-26), petrográfico (SLTN-05, SLTN-13, SLTN-14, SLTN-16, SLTN-19, SLTN-20 y SLTN-26) y geocronológico (SLTN-05 y SLTN-16) en este estudio se puede apreciar con mayor detalle en el mapa de la figura 9.





UNIVERSIDAD DE  
GUANAJUATO

### Simbología

- caminos
- carretera.
- Tierra Nueva
- San Luis de la Paz
- cuerpos de agua
- Fallas normales
- Sección A-A'

### Litologías

- Aluvión
- Lacustre
- Conglomerado-Arenisca
- Basalto-Andesita
- Traqui andesita
- Riolita
- Andesita
- Dacita
- Granito
- Tonalita
- Ignimbrita riolítica
- Basamento cretácico

MAPA ELABORADO POR:  
José Manuel Castro Aceves. Asesorado por:  
Dr. Isidro Loza Aguirre y Dra. Pooja Vinod  
Kshirsagar

Figura 10. Mapa Geológico del área de estudio entre San Luis de la Paz, Gto. Y Tierra Nueva SLP.

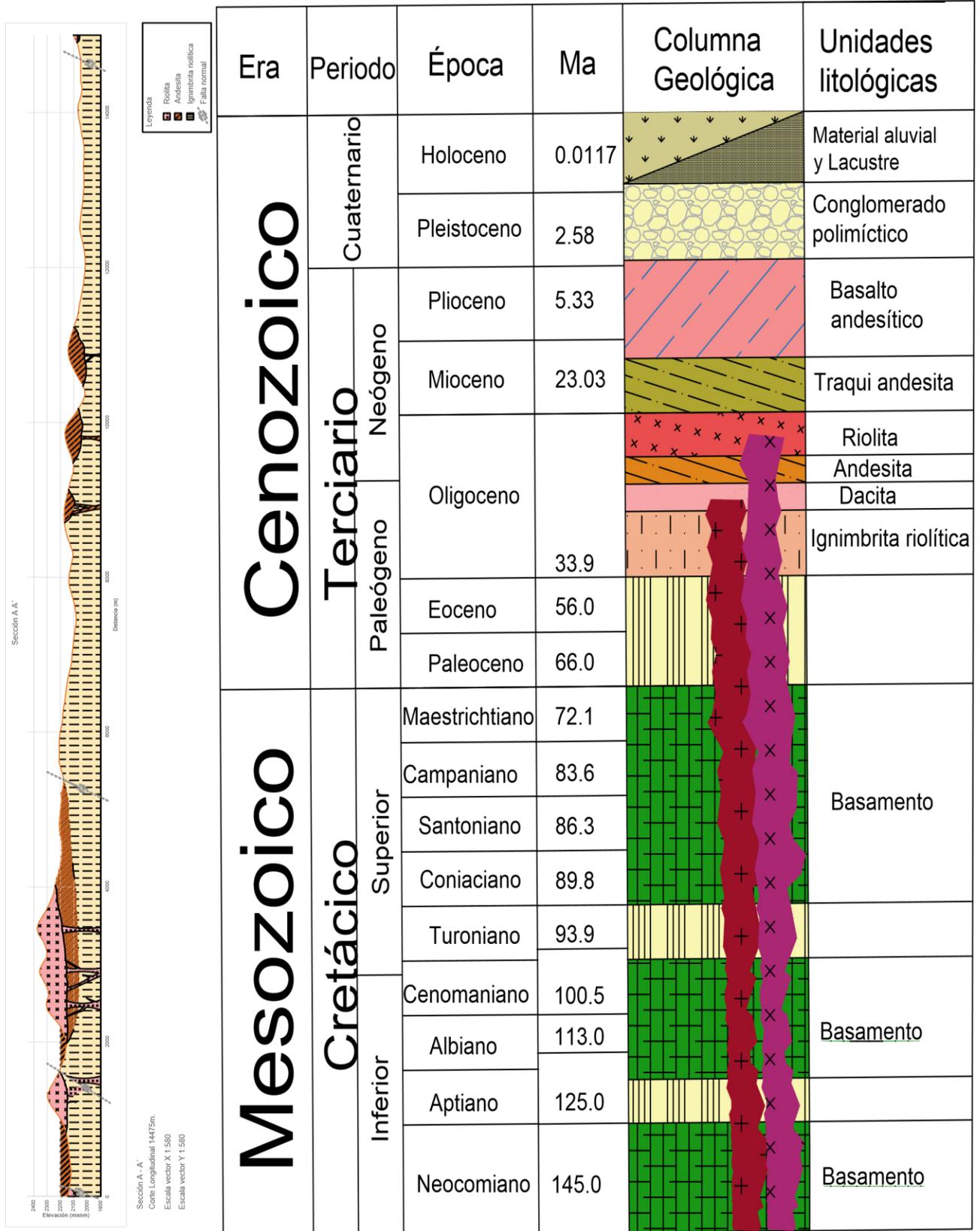


Figura 11. Columna estratigráfica del área de estudio.

Figura 12. Perfil geológico A-A' que muestra los domos riolíticos de donde se obtuvieron los fechamientos U/Pb de las muestras SLTN 05 y SLTN-16

## 4.2 GEOQUÍMICA

Dentro de los resultados de geoquímica, se mostrará una tabla en la que se aprecia el porcentaje de óxidos mayores y la pérdida de calcinación (LOI) obtenida para cada una de las 7 muestras recolectadas. Posteriormente se mostrarán los diagramas TAS, Shand's index, arc rock type, alcalino-subalcalino, Harper y Fenner, los cuales relacionan valores específicos obtenidos en la tabla 1 de geoquímica, que nos ayudarán a entender el origen, evolución y correlación de las unidades geológicas de nuestra área de estudio.

**Tabla 1: Óxidos mayores (en wt.%) y elementos traza(en ppm) geoquímica del área de estudio en SLDLP/Tierra Nueva**

Muestra No.	SLTN-05	SLTN-13	SLTN-14	SLTN-16	SLTN-19	SLTN-20	SLTN-26		
Tipo de roca	Riolita	Andesita	Riolita	Riolita	Traqui Andesita	Traqui Dacita	Riolita		
Tipo de muestra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava		
Latitud (N)	21.439512°	21.322592°	21.310136°	21.390147°	21.429572°	21.437117°	21.452989°		
Longitud (W)	-100.511207°	-100.475589°	-100.440828°	-100.392411°	-100.373392°	-100.392808°	-100.603931°		
Altitud (msnm)	2123	2133	2093	2073	2179	2113	2247		
Periodo de tiempo	H	H	H	H	H	H	H		
<b>Oxidos (wt.%)</b>	<b>A.M.</b>	<b>D.L.</b>							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	XR F	0.0969	72	59.8	72.3	71.1	60	67.1	71.8
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	XRF	0.0229	15.4	17	15.5	13.4	16	14.8	13.4
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3(T)</sub></b>	XRF	0.0006	2.01	5.45	2.11	2.35	6.84	4.31	2.37
<b>MnO</b>	XRF	0.0009	0.0201	0.0889	0.028	0.0229	0.0964	0.0474	0.0259
<b>MgO</b>	XRF	0.0347	0.0746	2.34	ND	0.37	1.28	0.664	ND
<b>CaO</b>	XRF	0.0065	1.04	7.31	1.26	1.82	6.1	1.82	1.41
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	XRF	0.0249	3.52	5.11	2.73	5.25	5.39	5.92	5.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	XRF	0.0032	5.32	1.22	5.27	4.96	2.24	4.42	4.98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	XRF	0.0004	0.299	1.15	0.371	0.405	1.4	0.539	0.301
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	XRF	0.0004	0.542	0.288	0.117	0.0819	0.398	0.17	0.0903
<b>Total</b>		<b>100.00</b>	<b>100.01</b>	<b>100.00</b>	<b>99.97</b>	<b>99.99</b>	<b>100.01</b>	<b>99.92</b>	
<b>Mg#</b>		4.43	34.92	0	16.4	18.95	16.14	0	
<b>LOI</b>		1.235294	1.928844	0.829314	2.023291	5.222608	2.264439	1.152806	

**Tabla 1.** Descripción detallada de las 7 muestras sometidas a estudio geoquímico a las cuales se les determinó porcentajes de óxidos por medio de fluorescencia de rayos X (XRF).

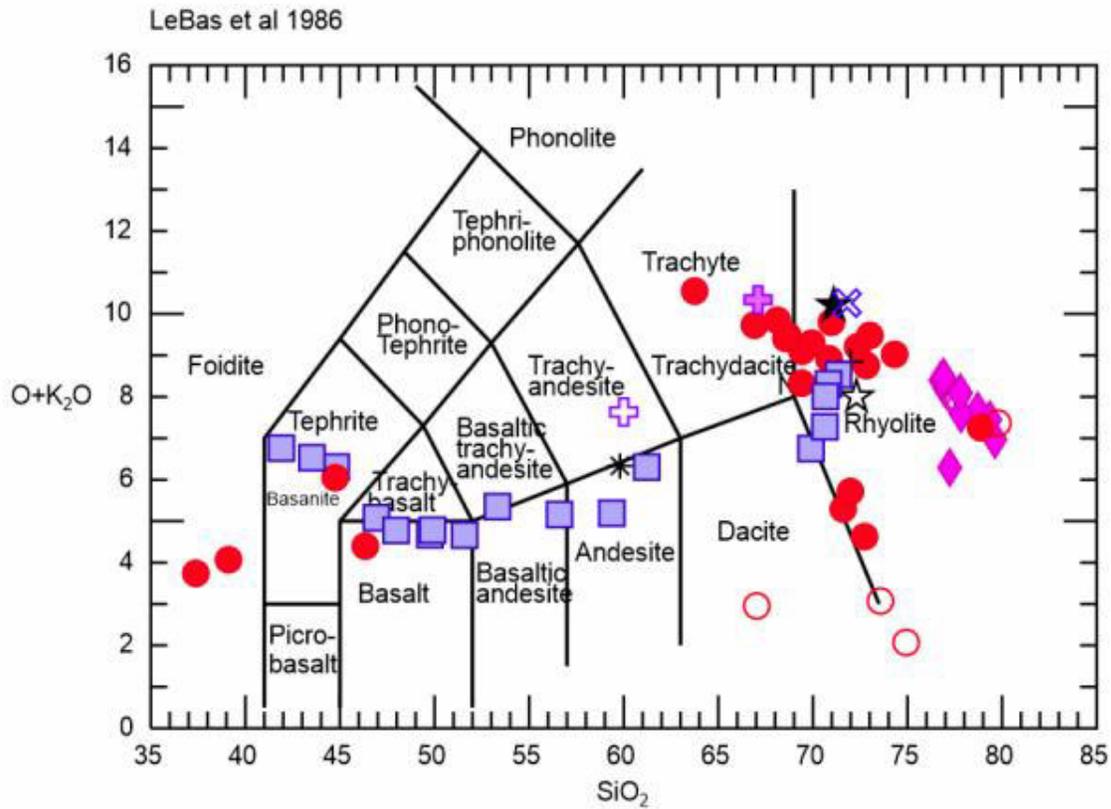


Figura 13. Diagrama Total Alcalis vs Silica (LeBas et al. 1986) que correlaciona las muestras SLTN con las muestras analizadas por Aguillón Robles et, al. 2012; Rodríguez Ríos et, al. 2007 y Ortega Guerrero.Carrasco Nuñez, 2014. En donde se aprecia la relación de las muestras procedentes de este estudio con las estudiadas por Aguillón Robles et, al. 2012.

El diagrama TAS (figura 13) permite suponer que las 7 muestras obtenidas, procedan de 3 posibles diferentes fuentes magmáticas que son: rocas riolíticas, traqui dacita y traqui andesita/Andesita.

En este caso, se aprecia que las muestras SLTN-5, SLTN-14, SLTN-16 y SLTN-26 corresponden a rocas riolíticas, teniendo una gran correlación a las muestras SLP-048 y SLP-108 (Aguillón-Robles et, al. 2012) que corresponden al campo volcánica de San Luis Potosí, mientras que las muestras SLTN-13 y SLTN-19 adquieren mayor correlación con las muestras TAG-2603 y TAG 0103 (Aguillón-Robles et, al. 2012) que forman parte de muestras recaudadas del campo volcánico de Santa María, mientras que la muestra SLTN-20 no presenta correlación con ninguno de dichos campos volcánicos, lo que sugiere que se necesita realizar más cantidad de muestreos geoquímicos en el área que abarca dicha tesis para adquirir una mayor correlación y entendimiento del área en cuestión.

Diagrama Shand's Index  
(Maniar & Piccoli 1989)

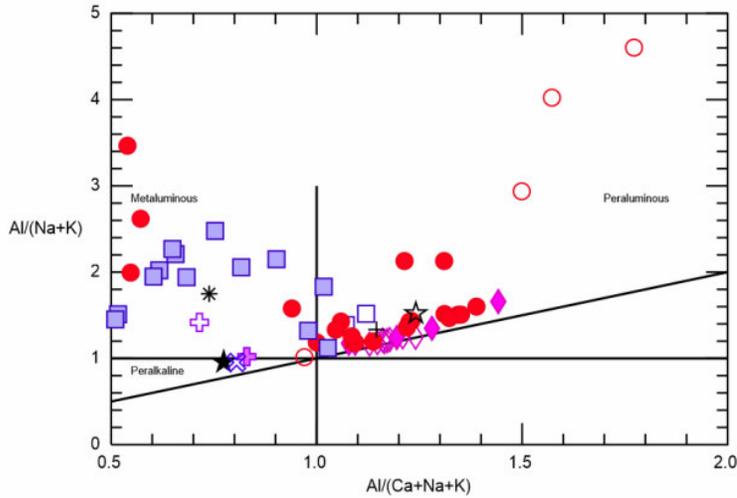
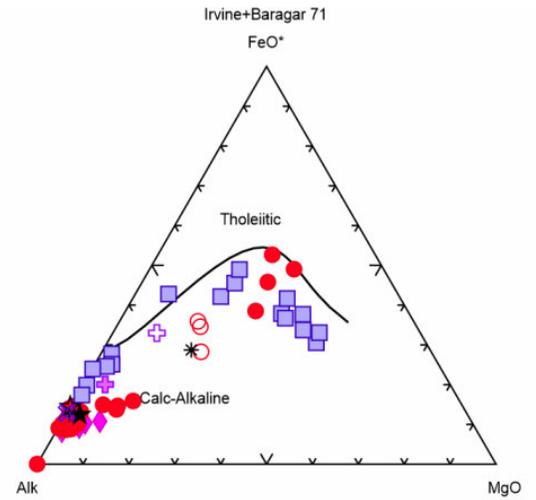
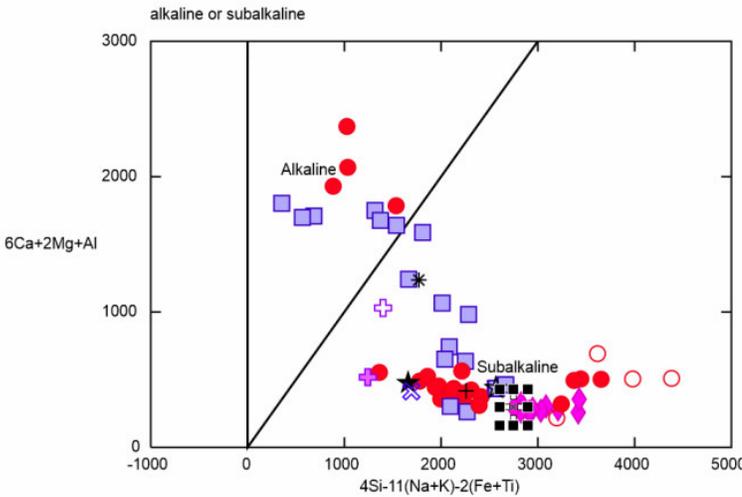
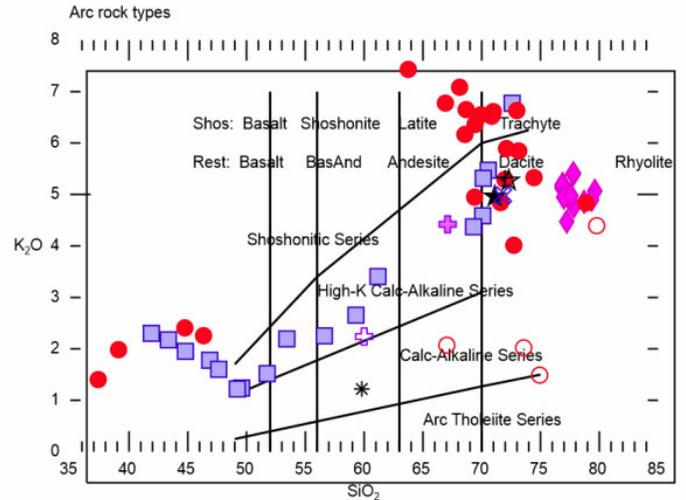


Diagrama Arc Rock Types  
(Peccerillo & Taylor 1976)

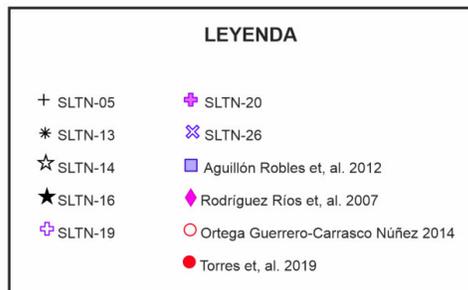
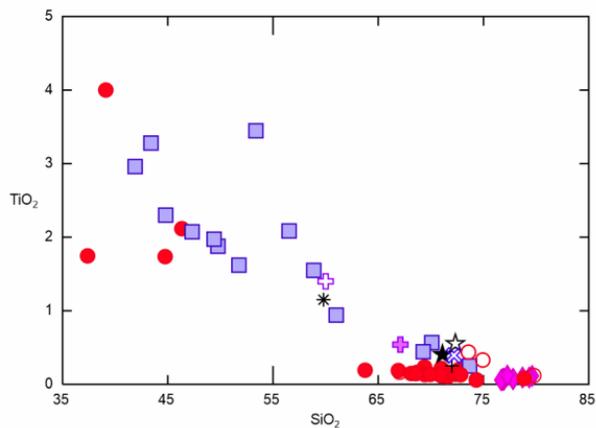
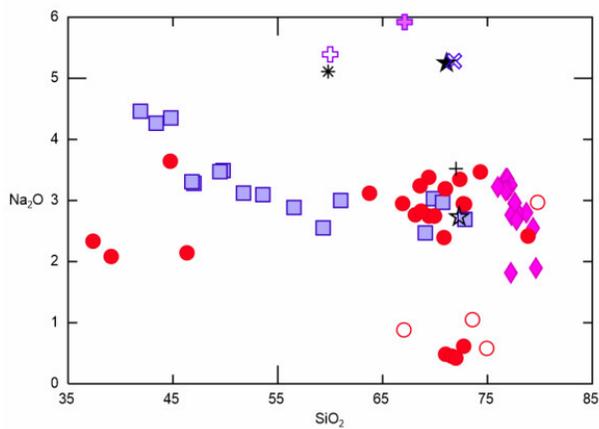
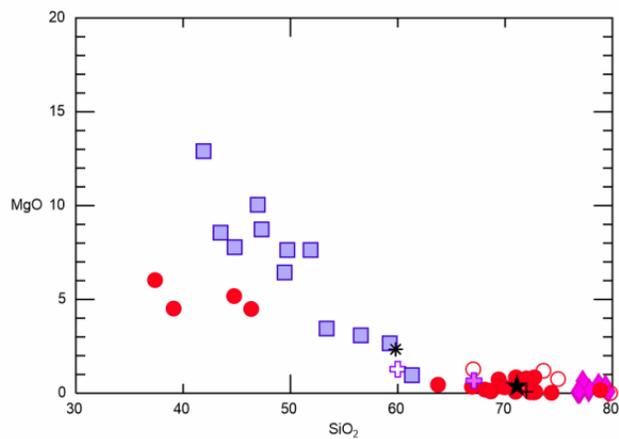
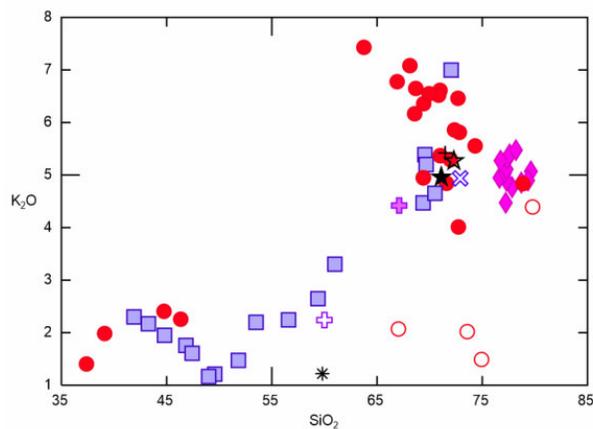
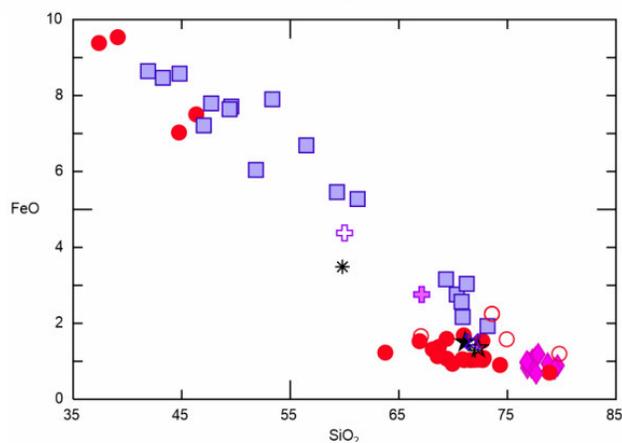
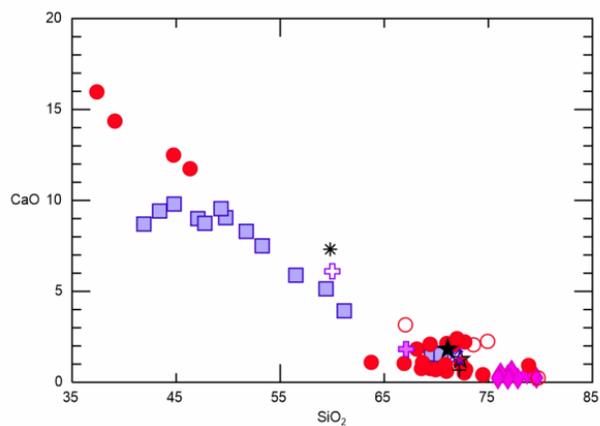
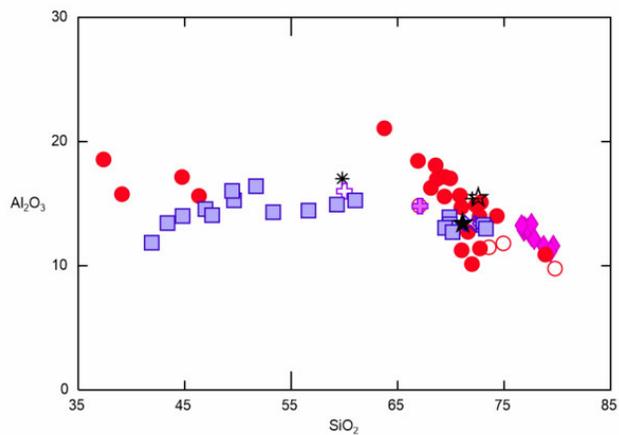


**LEYENDA**

+	SLTN-05	+	SLTN-20
*	SLTN-13	⊗	SLTN-26
☆	SLTN-14	■	Aguillón Robles et, al. 2012
★	SLTN-16	◆	Rodríguez Ríos et, al. 2007
⊕	SLTN-19	○	Ortega Guerrero-Carrasco Núñez 2014
		●	Torres et, al. 2019

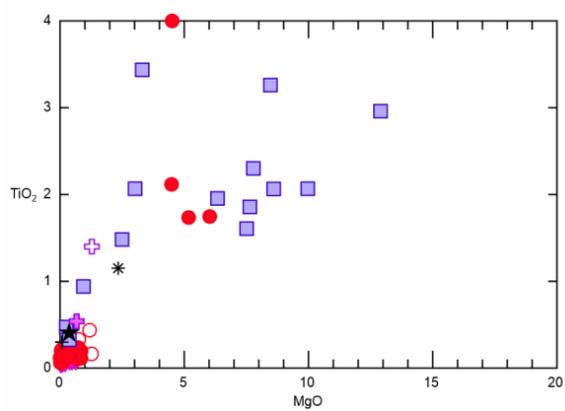
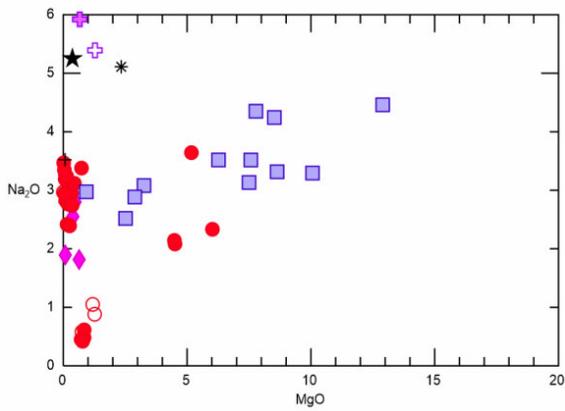
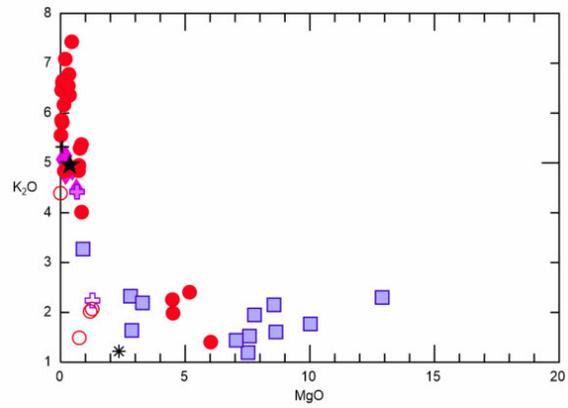
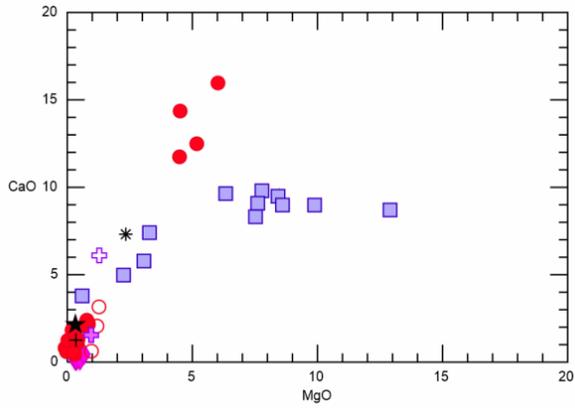
Basándose en el diagrama Arc Rock Type de Peccerillo & Taylor, 1976, se puede clasificar a las rocas en dos grupos: grupo Alcalino, integrado por las muestras SLTN-16, SLTN-19, SLTN-20, SLTN-26, y el grupo Sub alcalino, integrada por las muestras SLTN-5, SLTN-13, SLTN-14. Sin embargo, en el diagrama de la Roche et, al. 1980, (R1-R2), donde  $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  y  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ , se pueden identificar las rocas como Subalcalinas andesítas, traqui andesitas, traquidacita y riolitas. Basado en el diagrama de índice de Shands, Maniar & Piccoli, 1989, las muestras SLTN-5 y 14 se pueden clasificar como peraluminosas, las muestras SLTN-13 y 19 como metaluminosas, y las muestras SLTN-16, 20 y 26 como Peralcalinas.

# Diagramas Harker



Los Diagramas de variación de Harker, SiO<sub>2</sub> (% de peso) vs óxidos mayores se muestra tres grupos: grupo 1 incluyendo las muestras SLTN.13 y 19, grupo 2: de solo una muestra de SLTN-20 y grupo 3 de las muestras SLTN-5, 14, 16, 26. El grupo 1 tiene alto contenido de TiO<sub>2</sub>=(1.15-1.4 % de peso), MgO (1.5-2.5), FeO (3.5-4.5), CaO (6-7.5). Y valores bajos de K<sub>2</sub>O (1-2.25). En el grupo 2, los contenidos de los óxidos se quedan intermedios entre el grupo 1 y el grupo 3. El grupo tres tiene bajo contenido de TiO<sub>2</sub> (0.25), MgO (0.2), FeO (1.5-2), CaO (1-2) y altos contenidos de K<sub>2</sub>O (5-5.5). Las tendencias de las muestras nos indican que no pertenecen a la misma cámara magmática y fueron influenciadas por diferentes procesos magmáticos como diferenciación, cristalización fraccionada, asimilación y contaminación por la corteza continental.

## Diagramas Fenner



### LEYENDA

- |   |         |   |                                     |
|---|---------|---|-------------------------------------|
| + | SLTN-05 | + | SLTN-20                             |
| * | SLTN-13 | ⊗ | SLTN-26                             |
| ☆ | SLTN-14 | ■ | Aguillón Robles et, al. 2012        |
| ★ | SLTN-16 | ◆ | Rodríguez Ríos et, al. 2007         |
| ⊕ | SLTN-19 | ○ | Ortega Guerrero-Carrasco Núñez 2014 |
|   |         | ● | Torres et, al. 2019                 |

### 4.3 GEOCRONOLOGÍA

Fechamientos isotópicos para el área de estudio en SLDLP/Tierra Nueva		
Muestra No.	SLTN-05	SLTN-16
Tipo de roca	Riolita	Riolita
Tipo de muestra	Lava	Lava
Latitud	21.439512°	21.390147°
Longitud	-100.511207°	-100.392411°
Altitud (msnm)	2123	2073
Edad	30.11±0.90	30.9±1.4

Tabla 2. Datos geocronológicos obtenidos de muestras SLTN-05 y SLTN-16

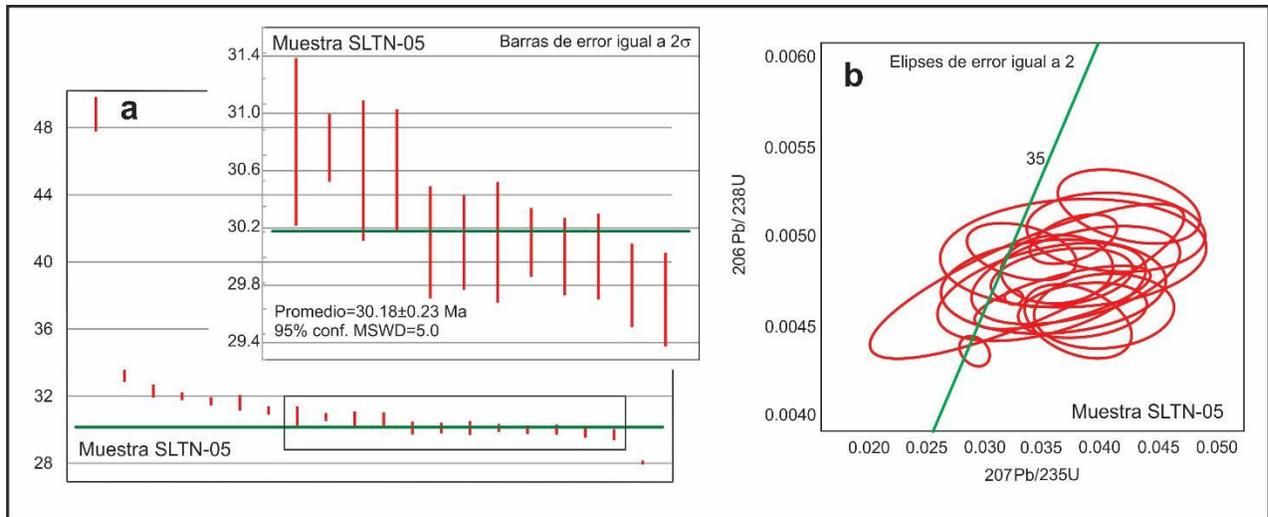


Figura 13. a) Gráfica de edad de la muestra SLTN-05. Las líneas barras rojas corresponden a los circones analizados, las líneas verdes indican la media del conjunto de datos. En el recuadro superior se muestran los 12 circones que se usaron para calcular la edad de cristalización. b) Gráfica de concordia, la línea verde corresponde a la línea de concordia, las elipses de color rojo corresponden a los análisis realizados.

En esta figura se puede ver que los circones que se encuentran dentro del recuadro negro son concordantes y su rango de error no es significativo, por lo tanto, se considera como una buena edad de cristalización. El circón más viejo se consideró como heredado y no corresponde al evento de cristalización de esta muestra. Por otra parte, el circón más joven, no está incluido en el recuadro negro dada su magnitud de discordia.

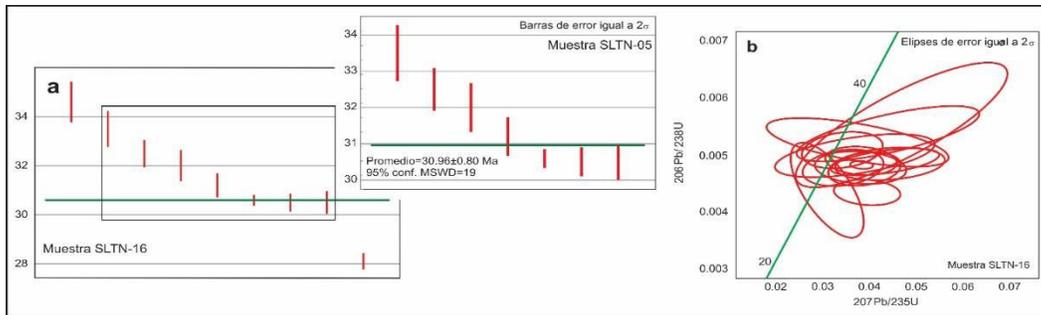


Figura 14. a) Gráfica de edad de la muestra SLTN-016. Las líneas barras rojas corresponden a los circones analizados, las líneas verdes indican la media del conjunto de datos. En el recuadro superior se muestran los 7 circones que se usaron para calcular la edad de cristalización. b) Gráfica de concordia, la línea verde corresponde a la línea de concordia, las elipses de color rojo corresponden a los análisis realizados.

En esta figura se puede apreciar que los circones que se localizan dentro del recuadro negro son concordantes y su rango de error no es significativo, por lo que se les puede considerar como circones con valores de buena edad de cristalización. El circón más antiguo se considera como heredero y no corresponde a este evento de cristalización para esta muestra. Por otro parte, el circón más joven no se incluye en el recuadro, dado su valor de discordancia.

## CAPÍTULO 5

### **Discusión**

Es importante señalar que los estudios realizados en esta zona son solo el inicio de futuros proyectos que pueden realizarse en la zona, pues aún existen incógnitas sobre la composición geoquímica de más unidades litológicas en los alrededores, así como la posibilidad de que muchas de esas unidades pertenezcan a fuentes magmáticas alternas, por lo que será fundamental tomar como base esta investigación para seguir entendiendo con mayor detalle la geología en la zona Sur de la Mesa Central, específicamente en el área de San Luis de la Paz y Tierra Nueva, tal fue el caso de la muestra SLTN-20, cuya composición no obtuvo relación con ninguna de las otras muestras procedentes de esta investigación, ni de muestras analizadas por otros autores.

Otro punto a discutir es el nombramiento apropiado de las unidades presentes en el área de estudio, pues dada la composición de la muestra SLTN-20 se puede considerar que se asemeja más a una traqui-dacita que, a una dacita, por lo que también se sugiere poner más atención a esta unidad para determinar su composición y clasificación adecuada. De la misma forma se estima que puede existir una correlación entre la unidad andesítica presente en el área de estudio y la andesita el Cedro descrita en el distrito minero de Guanajuato por Echegoyen Sánchez et, al. 1970, dada su posición estratigráfica y su parecido en descripción de muestra de mano y lámina delgada.

En las muestras SLTN-13 y SLTN-19 se encontró otro tema de discusión, pues ambas poseen rasgos muy similares en su descripción de muestras de mano y lámina delgada. La diferencia entre ellas radica en su composición, pues la segunda, adquiere una clasificación como traqui-andesita, mientras que la primera queda en composición andesítica. Se necesitaría profundizar en estas muestras para determinar si en efecto la muestra SLTN-19, (estratigráficamente más joven), es una unidad más evolucionada de la andesita (SLTN-13) y por ello su composición se modificó un poco.

Tectónicamente hablando, esta región necesita más profundización. Un factor que deja una puerta abierta es el hecho de que la muestra SLTN-16 (composicionalmente igual a la muestra SLTN-5), se encuentra aflorando en el centro de la zona de estudio, siendo que pertenece a la cámara magmática que expulsó coladas de lava como la muestra SLTN-5, pero no se tiene información sobre que causó el levantamiento o hundimiento que coloca a ambas unidades aflorando.

## CAPÍTULO 6

### **Conclusiones**

Durante este trabajo se pudo generar nueva información geológica para el área comprendida entre las cartas F14-C25 y F14-C35 de INEGI, principalmente en cuanto a datos geoquímicos, pues no existía aún información referente a este rubro.

Como primera conclusión se tiene el hecho de que las muestras de geoquímica analizadas en este trabajo poseen una mayor relación con los resultados del estudio de Aguillón-Robles et al., 2012, que con el resto de los trabajos de la literatura.

Por su parte, se encontró una correlación entre las muestras SLTN-13 y SLTN-19 con las muestras JAG-0103 y JAG-2603 obtenidas por Aguillón-Robles, 2012 pertenecientes al Campo Volcánico de Santa María (CVSM), y que corresponden a muestras de Andesita.

Como siguiente conclusión se encontró que la muestra SLTN-19 corresponde a una roca de composición Traqui-andesítica y no a una Andesita como se tenía contemplado anteriormente, por lo que se estima que existió una evolución en el magma del cual proceden, factor que terminó por modificar ligeramente la composición final de la muestra SLTN-19 en comparación a la muestra SLTN-13 que si es de composición puramente andesítica.

Se concluye también que las muestras SLTN-5, SLTN-14, SLTN-16 y SLTN-26 correspondientes a muestras de composición riolítica, se correlacionan con las

muestras GVR-13, SLP-108, GVR-10, SLP-048, JAG-2703 y JAG-1303 pertenecientes tanto al CVSLP como al CVSM, por lo que se atribuye que las fuentes volcánicas de procedencia en la región entre San Luis de la Paz y Tierra Nueva, tienen su fuente de origen en ambos Campos Volcánicos durante el periodo que comprende entre el Oligoceno y el Pleistoceno.

En cuanto a estas últimas muestras, es importante señalar que las muestras SLTN-16 y SLTN-26, según el estudio petrográfico elaborado en este trabajo, se clasifican como muestras de composición granítica, pues el tamaño de sus cristales y su textura en general, así como la alteración que presentan varía considerablemente a las demás muestras de riolita, lo que hace asumir el hecho de que fueron rocas someras que sufrieron un levantamiento por algún fenómeno estructural que hizo posible que estas rocas afloraran en la parte central de nuestra zona de estudio, pero al no tener certeza de esto, queda como sugerencia para nuevas investigaciones que determine que sistemas de fallas están involucradas en ello.

En cuanto a la muestra SLTN-20 existe una nueva fuente de estudio y análisis, pues dicha muestra no posee una relación directa con las muestras comparadas de Aguillón-Robles et al., (2012); Rodríguez-Ríos et al., (2007), Ortega Guerrero, Carrasco Núñez (2014) o Torres et, al. 2019, por lo que se sugiere mayor estudio de correlación con más Campos Volcánicos aledaños de la MC y del Eje Neovolcánico para entender aún más la geología de esta región.

Por su parte, en cuanto al estudio cartográfico, se terminó por elaborar un mapa que presenta muchas variaciones en comparación con las cartas geológicas F14-

C25 y F14-C35 del SGM, en cuanto a los límites entre las unidades, así como en los nombres que estos reciben, para ello fue de gran utilidad el estudio de fotointerpretación con imágenes satelitales, así como los muestreos obtenidos en campo. Al ser un área de gran dimensión, no dejará de faltar información complementaria, pero se obtuvo una mejora considerable en cuanto al conocimiento geológico previo de esta región.

Es importante señalar que se generó nueva información cronológica en el área de estudio, con la elaboración de los 2 fechamientos por U/Pb en circones para las muestras SLTN-5 y SLTN-16. Rocas que en composición son iguales, pero en su génesis presentan diferencias. Es por ello que podemos asumir que son la misma roca, solo que una es intrusiva y la otra extrusiva, pues presentan edades prácticamente idénticas ( $30.11 \pm 0.90$  Ma y  $30.9 \pm 1.4$  Ma respectivamente).

La información que aquí se presenta funge como información preliminar, pues si se desean obtener datos más concretos se sugiere tomar esta información como base y elaborar más análisis geoquímicos con un volumen de muestras mayor que permita correlacionar más ampliamente la composición química de las rocas del área de estudios con las rocas de campos volcánicos aledaños.

Se sugiere de igual manera analizar detalladamente la procedencia de dichas rocas, pues durante este trabajo se llegó a la conclusión de que existen 3 fuentes distintas de origen en las unidades estudiadas, según lo percatado en los diagramas TAS y Arc Rock Type, en donde se aprecian 3 agrupaciones bastante notorias

## APÉNDICE 1

### DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO

#### **SLTN-5 riolita bandeada**

La muestra presenta una clasificación leucocrática en color rosada clara, en cuanto a su estructura posee un bandeamiento de flujo y vesicular irregular de 2 a 20 mm, presenta una textura fanerítica arenosa con cristales inequigranulares holocristalinos de cuarzo blanco y cuarzo cristalino euهدral que rellena microfracturas, posee igualmente micas color café, algunas de ellas presentan oxidación. La muestra presenta igualmente una débil alteración argílica.



*Figura 15.* En la roca se puede apreciar el bandeamiento de flujo, que genera a su vez puntos de debilidad en ella, favoreciendo así a su fracturamiento en capas, es posible ver en esos planos relleno de cuarzo secundario. También es posible notar que la roca muestra una coloración un tanto blanquesina, esto debido a la débil alteración argílica que posee.

### SLTN-13 Andesita

La muestra de mano se representa como una roca mesocrática color verde oscura, presenta una textura afanítica holocristalina de grano fino ( $<1$  mm) de plagioclasa euhedral y olivino anhedral en baja cantidad. La muestra presenta igualmente cristales de cuarzo lechoso secundario subhedral, la muestra presenta oxidación débil en la matriz, es posible observar en ella cristales de clorita, que se aprecian más fácilmente en el corte que se realizó a lo largo de la roca.



*Figura 16.* En la segunda imagen es posible observar el corte que se realizó a lo largo de la muestra, en donde se aprecian con mayor facilidad los cristales de clorita dispuestos de manera disseminada y algunas plagioclasas, así como la matriz de textura afanítica, en donde se percibe una débil oxidación

## SLTN-14 Riolita

La muestra de mano se representa como una roca leucocrática color rosado oscuro, presenta una estructura de bandeamiento de flujo y una textura fanerítica vesicular y seriada con alto grado de soldamiento en la que se aprecian nódulos de cuarzo blanco anhedral, mismo cuarzo se encuentra rellenando microfracturas entre las bandas de flujo en forma de cuarzo cristalino, se le identifican también feldespatos subhedrales color amarillo claro y micas color negro, algunas de ellas oxidadas.



*Figura 17.* En las imágenes es posible apreciar el bandeamiento de flujo, en este caso a diferencia de la muestra SLTN-5, esta roca presenta un grado de soldamiento mayor, esto es por poseer una mayor cantidad de cuarzo en su composición, tanto como fenocristales diseminados en la matriz, como rellenando microfracturas formadas a lo largo de los planos de foliación de la muestra.

## SLTN-16 Riolita

La muestra se representa como una roca mesocrática con una coloración grisácea con una textura fanerítica holocristalina arenosa en la que se aprecian cristales equigranulares de cuarzo blanco euhedrales y subhedrales y plagioclasas euhedrales, clorita con cristales anhedrales de 1 mm y micas color café en menor medida. La roca presenta una moderada alteración argílica, así como una oxidación alta a moderada que se representa formando bandas concéntricas que cubren toda la roca, una hipótesis del porqué de esta textura es debido a un enfriamiento rápido que pueda tener como resultado la formación de vidrio en la matriz, que a su vez genera microfracturas que se disponen de forma concóide otorgándole a la muestra una meteorización en forma de capas de cebolla.



*Figura 18.* En las imágenes se aprecia la textura concéntrica generada por un posible enfriamiento rápido en la matriz derivando en zonas oxidación en forma concéntrica

## SLTN-19 Traqui Andesita

La muestra de mano se representa como una roca mesocrática con una coloración verdosa oscura, posee una estructura de bandeamiento de flujo no bien marcado en las plagioclasas, textura afanítica en la matriz, es holocristalina de grano fino, presenta igualmente textura inequigranulares y se le distinguen algunos cristales de plagioclasa subhedral, así como en menor medida cristales de epidota anhedral. La roca no muestra signos de alteración importante.



*Figura 19.* En las imágenes se identifica una textura muy parecida a la muestra SLTN-13 en donde se presenta de forma afanítica, la diferencia radica en la presencia de minerales de clorita, pues en esta se ausentan, en esta prácticamente solo se identifican algunos fenocristales de plagioclasa que tenuemente parecen estar dispuestos con cierto alineamiento, atribuible a las características del flujo lávico de su procedencia.

## SLTN-20 Traqui Dacita

La muestra se representa como una roca leucocrática con una coloración rojiza ocre, adquiere una textura fanerítica de grano medio holocristalina de grano medio, arenosa y con bajo a medio grado de soldamiento en la matriz, también se percibe una textura seriada con abundantes cristales euhedrales y subhedrales de cuarzo, ortoclasa y plagioclasas, en la matriz se observa un alto grado de oxidación, entre el que destaca el óxido de manganeso, se le aprecia de igual forma una débil alteración argílica.



*Figura 20.* En las imágenes se aprecia el alto grado de oxidación que presenta la roca, tanto en la matriz como en los cristales de cuarzo y ortoclasa, a simple vista es posible detectar que presenta un soldamiento débil, generado principalmente por la oxidación que la afecta. Esta roca presenta características físicas y químicas muy distintas a las demás, factor que hace asumir que proviene de un domo traquidacítico con características muy distintas a las demás muestras.

## SLTN-26 Riolita

La muestra se representa como una roca leucocrática con una coloración grisácea con tonalidades ocre, dicha muestra posee una textura fanerítica holocristalina arenosa e inequigranular con soldamiento regular en la matriz, así como una textura seriada, en la que se aprecian cristales de cuarzo blanco euhedrales y plagioclasas euhedrales y subhedrales de grano medio y grueso, así como minerales euhedrales color negro, la muestra presenta ciertas zonas con alteración argílica débil y oxidación moderada.



*Figura 21.* En las imágenes es posible detectar la textura fanerítica arenosa, no se aprecia bandeamiento de flujo como en la mayoría de las otras muestras de riolita. Las partes blancas en la roca corresponden a alteración argílica y las coloraciones rojas a cristales de cuarzo y plagioclasas con oxidación moderada.

## APÉNDICE 2

### DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

#### **SLTN\_5 Riolita bandeada**

La roca presenta una matriz fina bien soldada con fragmentos piroclásticos de fiames recristalizados en cuarzo secundario anhedral, estos últimos se localizan de igual manera rellenando microfracturas, se observan de igual manera cristales de plagioclasas en cuyas maclas simples de albita se determina su ángulo de extinción de  $25^\circ$  dando así cristales de oligoclasa, la muestra presenta una débil alteración por óxido de hierro y adquiere una estructura de bandeamiento de flujo, la muestra presenta principalmente una textura subporfídica.

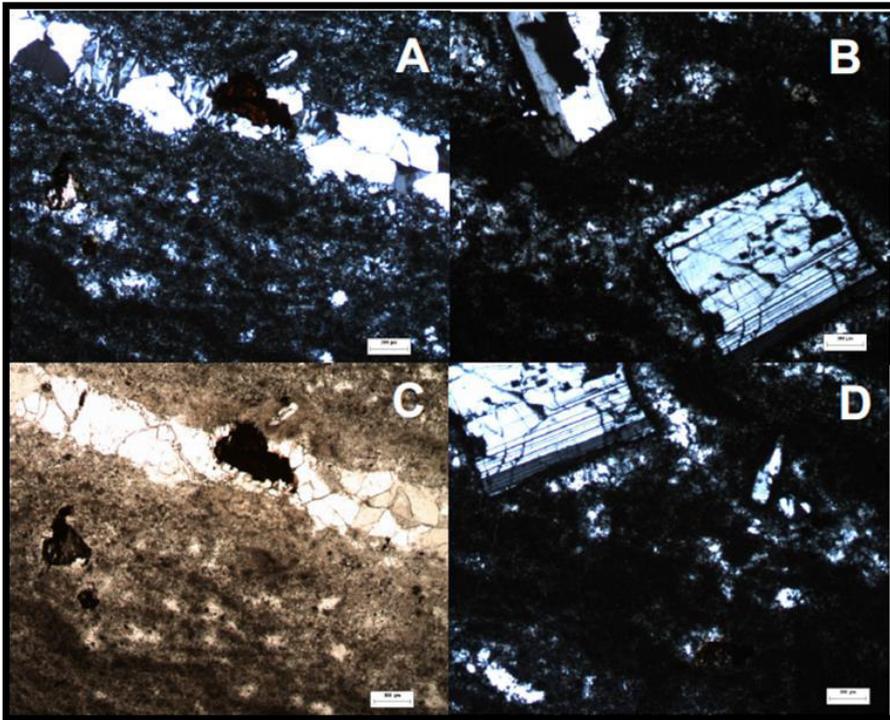


Figura 22. A) Con luz polarizada se aprecia una micro fractura en la riolita rellena con cuarzo secundario. Es posible identificar el bandeamiento de flujo de la lava.

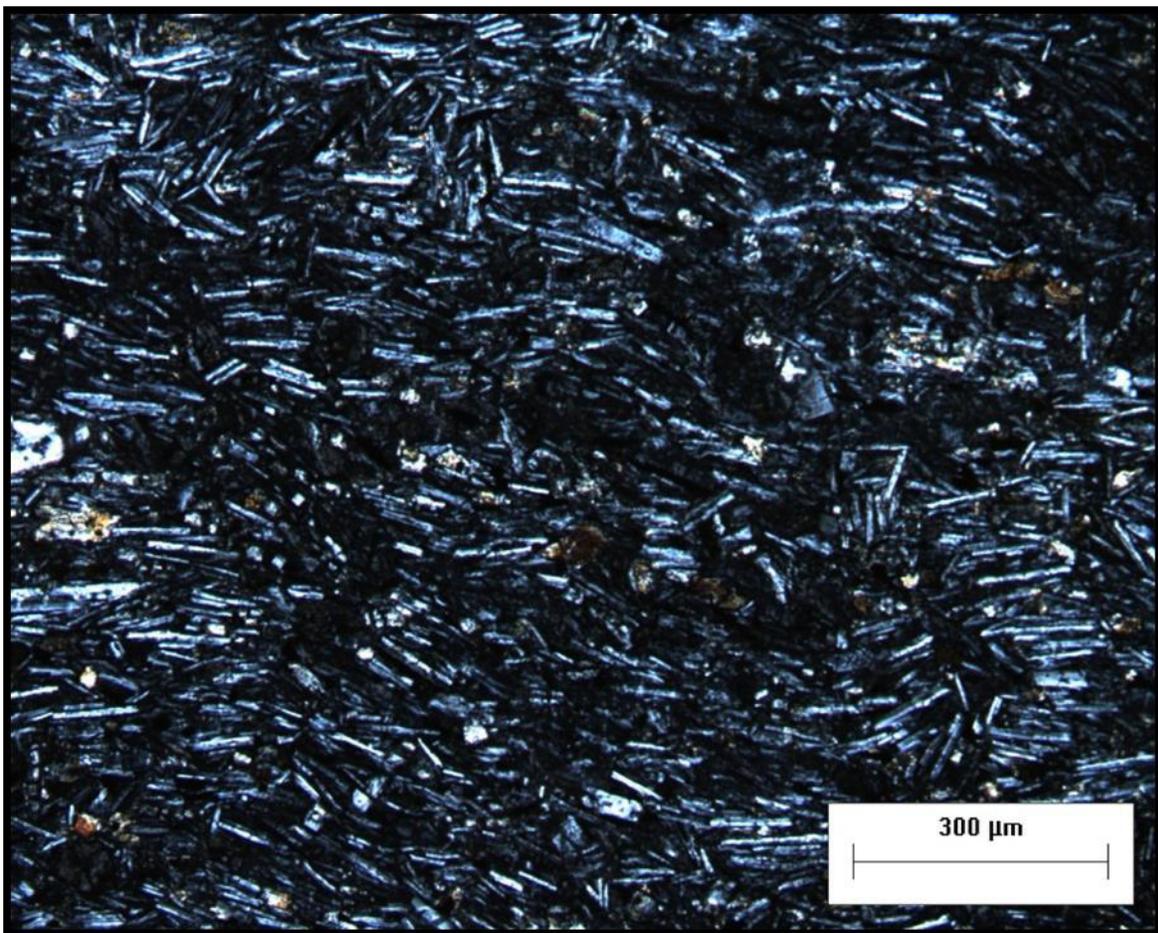
B) Plagioclasa de oligoclasa que presenta macla simple de albita, presenta fracturamiento.

C) Misma ilustración de la imagen A vista ahora por medio de luz plana, factor que facilita la identificación de minerales opacos y del bandeamiento del flujo de la lava.

D) Plagioclasa de Andesina con macla de Carlsbad.

### SLTN-13 Andesita

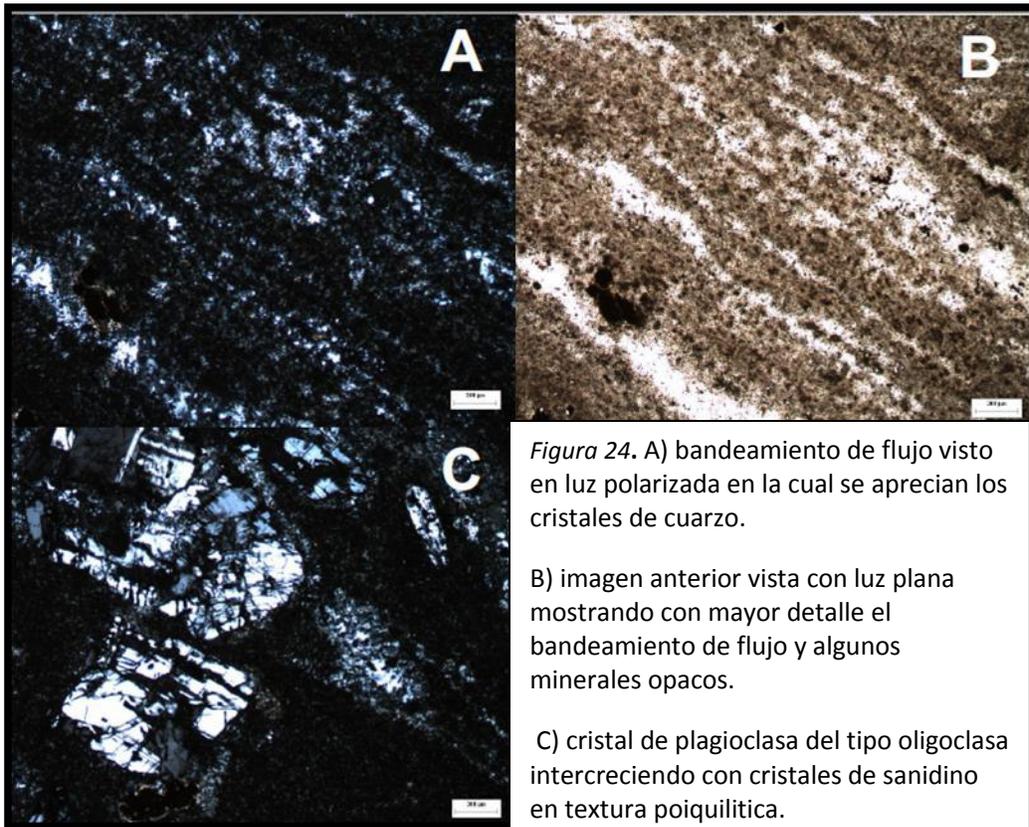
Roca con matriz fanerítica con cristales de clinopiroxenos y olivinos de hábito masivo, así como plagioclasas muy finas de andesino que presentaron un ángulo de extinción de  $33^\circ$  en promedio, estas se disponen de forma ordenada con un bandeamiento, presenta también alteración por óxido de hierro principalmente en algunos clinopiroxenos, los óxidos (posiblemente hematita y goethita) se encuentran de igual manera relleno de microfracturas, la muestra presenta una textura intersectal predominante, así como textura ofítica.



*Figura 23.* Andesita con cristales equigranulares de plagioclasas, presentan una tendencia preferencial que indica la disposición del flujo de la lava al depositarse. Es posible apreciar igualmente cristales de clinopiroxenos color azul oscuro-negro.

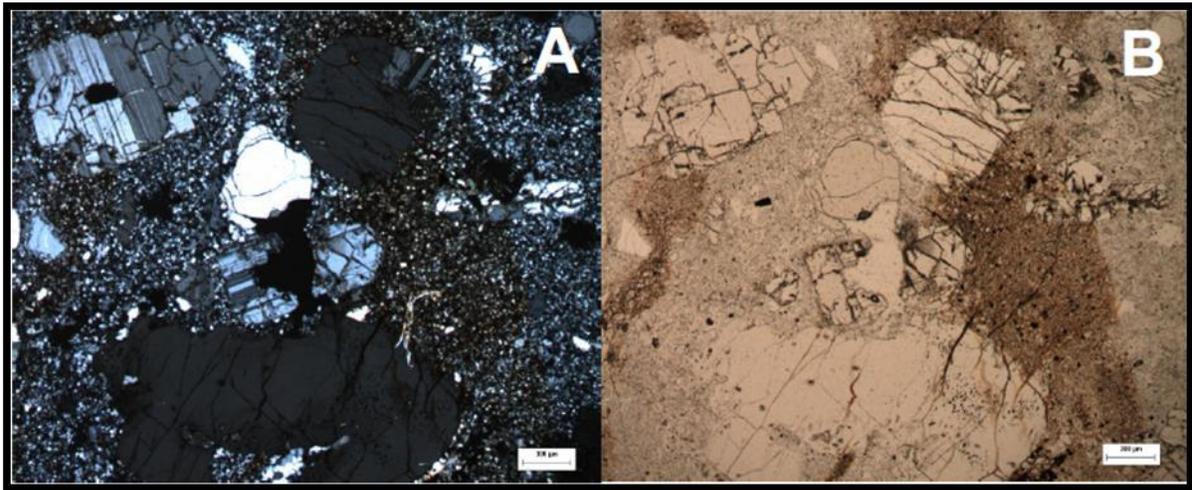
## SLTN-14 Riolita

Muestra que presenta minerales de cuarzo primario y secundario rellenando microfracturas, así como plagioclasas que por su ángulo de extinción se identifican como oligoclasas, estas últimas crecen dentro de cristales de sanidino en textura poiquilitica con un hábito masivo y granular, algunas plagioclasas están alteradas en arcillas y algunas otras presentan una zoneación, se distinguen igualmente cristales de ortoclasa, la roca presenta alteración débil por óxido de hierro. En la muestra es muy evidente la presencia de un bandeamiento de flujo debido al acomodo espacial de los minerales, lo que explica las características del magma resultante, a su vez, la muestra adquiere una textura subprofídica así como textura micrítica y de embaimiento.



## SLTN-16 Riolita

La muestra presenta una matriz fina de minerales de plagioclasa y cuarzo, así como cristales de mayor tamaño de cuarzo y plagioclasas que por su ángulo de extinción ( $26^\circ$ ) se pueden identificar como oligoclasas, en los cristales de cuarzo es posible distinguir una textura esqueletal, y en las plagioclasas una textura poiquilitica, en general estos cristales presentan un hábito anhedral, también se percibe una textura porfídica-subporfídica, en ciertos casos es posible atribuirle algunas de estas texturas a la alteración generada por la hipótesis de un enfriamiento rápido que detonó en una vitrificación en la matriz que formó una oxidación concéntrica en la roca.

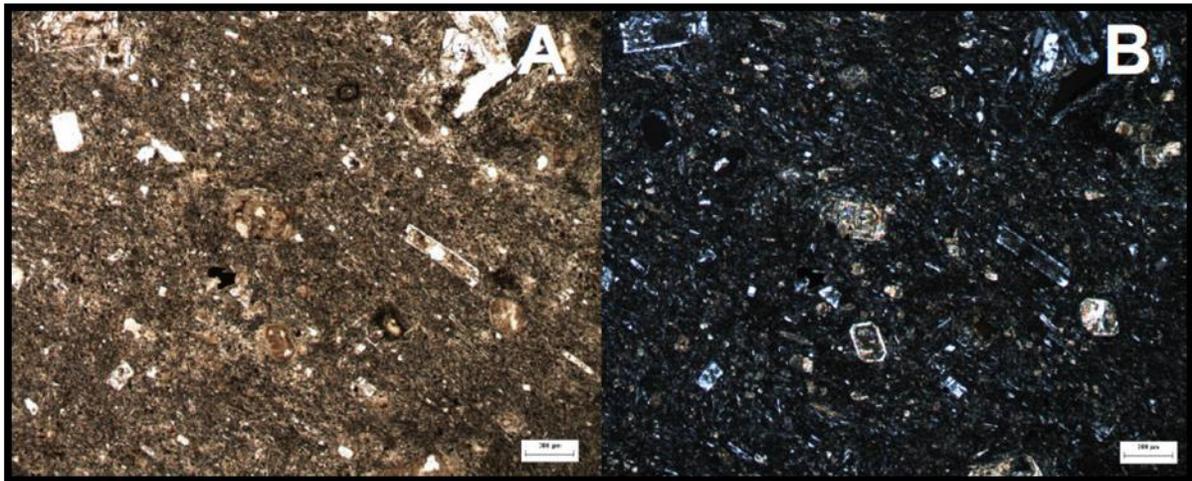


*Figura 25.* A) Riolita con cristales de plagioclasa con macla de Carlsbald en el extremo superior izquierdo y Cristales de fenocristales de cuarzo color blanco y gris con su distintivo fracturamiento, su relieve bajo y su débil birrefringencia en una matriz fina de cuarzo.

B) Misma imagen de la riolita vista con luz plana, facilita la detección de las porciones oxidadas con las 2 franjas oscuras que cruzan la imagen de arriba hacia abajo, es posible ver que la oxidación afecta solamente a la matriz y no a los fenocristales de cuarzo y plagioclasa.

### SLTN-19 Traqui andesita

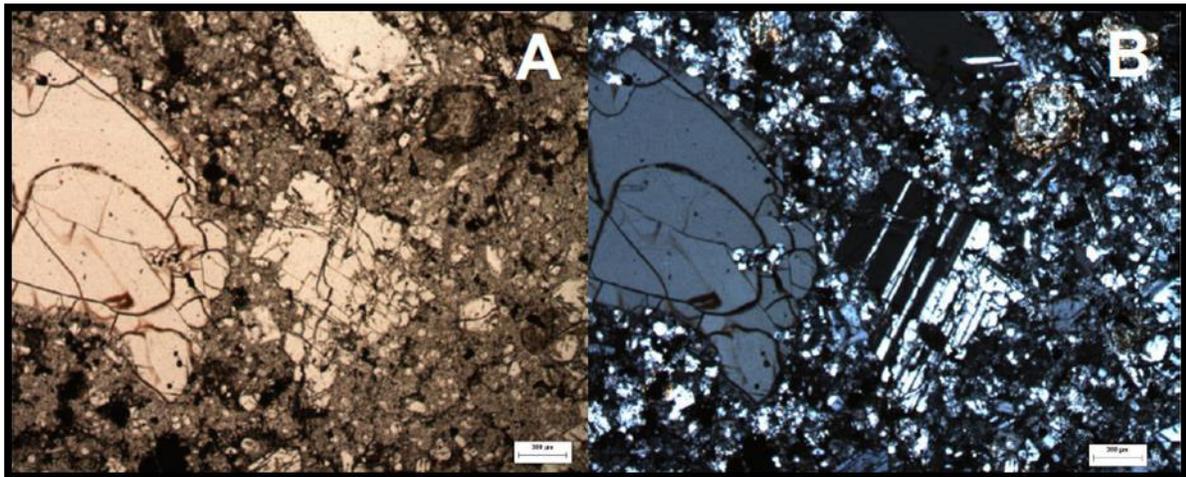
Roca con matriz holocristalina fina con Plagioclasas de andesino que denotan una zoneación, fenómeno que explica un cambio rápido de temperatura en el magma, también presenta maclas de carlsbad, algunas plagioclasas presentan alteración en sus bordes (oxidación), tiene a su vez una estructura vesicular irregular, cuenta de igual manera con cristales de clinopiroxenos alterados con hábito anhedral, así como unos minerales típicos de oxidación que posiblemente sean hematita o goethita y desarrolla principalmente una textura intersectal.



*Figura 26.* A) Imagen en luz plana con presencia de Plagioclasas de andesino bien formadas, se aprecia la oxidación débil y los minerales opacos diseminados en ella. B) Misma imagen dispuesta con luz polarizada en donde aprecian los fenocristales de andesino en una matriz fina.

## SLTN-20 Traqui dacita

La roca presenta una matriz holocristalina en donde se aprecian cristales de cuarzo y ortoclasa, así como de sanidino con un hábito euhedral presenta también cristales de plagioclasas que por su ángulo de extinción ( $15^\circ$ ) se denominan como oligoclasas, estas últimas presentan maclas simples de albita y maclas polisintéticas, por su parte se observan de igual forma cristales de piroxenos con alteración moderada a intensa con textura esqueletal, por lo que no se distingue la naturaleza de ellos, cuenta también con alteración intensa por óxido de hierro que a su vez esta rellena micro fracturas. La roca tiene una textura predominantemente subporfidica así como textura seriada.

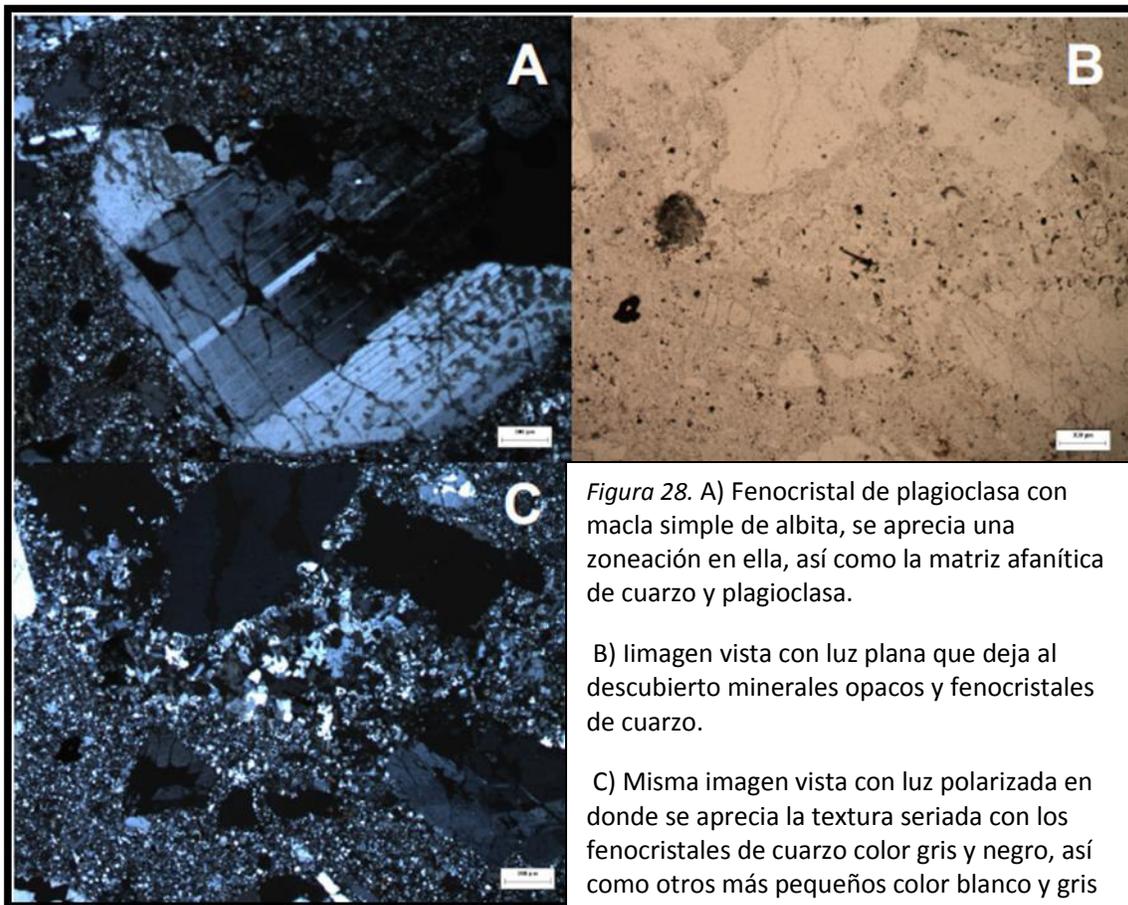


*Figura 27.* A) Muestra observada con luz plana en donde se aprecian fenocristales de cuarzo y oligoclasa, la muestra permite apreciar una alta cantidad de minerales opacos.

B) Misma imagen vista con luz polarizada, se aprecia claramente la macla simple de albita de la oligoclasa y los cristales grises de cuarzo envueltos en una matriz fanerítica.

## SLTN-26 Riolita

La muestra siguiente presenta una matriz fina de minerales de plagioclasa y cuarzo, a las plagioclasas se le denominan oligoclasas gracias a su ángulo de extinción ( $23^\circ$ ) con un hábito subhedral, la roca presenta principalmente una textura porfídica-subporfídica y en ciertas regiones una textura esquelética presente en algunos cuarzos, así como textura poiquilitica, estas texturas se deben en gran medida a la presencia de la alteración moderada por óxido de hierro



## Referencias

Ángel Nieto-Samaniego, Susana Alanís-Álvarez, Edgar Ángeles Moreno, 2020, *Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of the polymodal fault system*, Nieto Samaniego Ángel Francisco, 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato. *UNAM, instituto de geología, volumen 9, vol. 2*, p. 146-155.

Luis Enrique Ortiz Hernández et, al. 2006, Características geológicas y potencial metalogénico de los principales complejos ultra máficos-máficoss de México. *Boletín de la sociedad geológica mexicana, tomo LVIII, p. 161-181*.

Alanís-Álvarez Susana Alicia, Ángel Francisco Nieto Samaniego, Ma. Teresa Orozco Esquivel, Luis F. Vassallo y Shunshan Xu, 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, tomo LV, p. 12-29*.

Aguillón Robles Alfredo, Margarito Tristán González, Gerardo de Jesús Aguirre Díaz, Rubén A. López Doncel, Hervé Bellon, Gilberto Martínez Esparza, 2014, Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 276, p. 152-172.

Alanís-Álvarez Susana Alicia, Ángel Francisco Nieto Samaniego, María Andrea Reyes Zaragoza, Ma. Teresa Orozco Esquivel, Ángel Catarino Ojeda García y Luis F. Vassallo, 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la

región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 18, num. 2, p.129-148.

Barbosa Gudiño José Rafael, Markus Hoppe, Martín Gómez Anguiano y Pánfilo Raymundo Martínez Macías, 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, Num. 3, p. 299-319.

Mengelle López Jorge Jaime, Carles Canet, Rosa María Prol Ledesma, Eduardo González Partida, Antoni Camprubi, 2013, Secuencia volcano-sedimentaria La esperanza (Cretácico inferior) al norte de Guanajuato, México: Importancia en la exploración de sulfuros masivos vulcanogénéticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 65, num. 3, p.511-525.

Carrillo Bravo José, 2012, La plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*.

Recuperado de <http://laboratoriotecnicasinstrumentales.es/analisis-quimicos/espectrometra-de-fluorescencia-de-rayos-x>.

Recuperado de <https://www.malvernpanalytical.com/es/products/technology/x-ray-fluorescence>.

Recuperado de: [https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/InventariosMinerosWeb/T1411BUGJ0001\\_01.PDF](https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/InventariosMinerosWeb/T1411BUGJ0001_01.PDF), mapa de provincias fisiográficas de Raisz, 1964.

Recuperado de: [http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/publs/simposio/DeCserna\\_historia.pdf](http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/publs/simposio/DeCserna_historia.pdf)

Tristán-González Margarito, José Ramón Torres Hernández, Guillermo Labarthe Hernández, Alfredo Aguillón Robles, Roberto Iza Guzmán, 2012, Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, vol. 64, num. 3, p. 353-367.

Tristán-González Margarito, Alfredo Aguillón Robles, José Rafael Barbosa Gudiño, José Ramón Torres Hernández, Hervé Bellon, Rubén López Doncel, Rodolfo Rodríguez Ríos y Guillermo Labarthe Hernandez, 2009. Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la sociedad geológica mexicana Vol. 61*, Num. 3, p. 287-303.

Loza Aguirre Isidro, Ángel F. Nieto Samaniego, Susana A. Alanís Álvarez y Alexander Iriundo, (2015). Relaciones estratigráfico-estructural en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México.

*Rodriguez León Lorena, 2012, Evolución geológica del Campo Volcánico Salinas-Villa de Ramos. Tesis Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.*

Tristán González Margarito, Alfredo Aguillón Robles, José Rafael Barbosa Gudiño, José Ramón Torres Hernández, Hervé Bellon, Rubén López Doncel, Rodolfo Rodríguez Ríos, Guillermo Labarthe Hernández, 2009. Geocronología y

distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 61, num. 3, p. 287-303.

Servicio Geológico Mexicano, SGM, 1999, Carta geológico-minera Tierra Nueva, San Luis Potosí-Guanajuato, F14C25, escala 1:50,000 recuperado de <http://www.inegi.org.mx>.

Servicio Geológico Mexicano, SGM, 2008, Carta geológico-minera San Luis de la Paz, Guanajuato, F14C35, escala 1:50,000 recuperado de <http://www.inegi.org.mx>.

Gerolt y Berghes, 1827, Carta geognóstica de los principales distritos minerales del estado de México.

Aguillón Robles Alfredo, Margarito Tristán González, Rubén Alfonso López Doncel, María Elena García Arreola, Joselin de Lourdes Almaguer Rodríguez y Rene C. Maury, 2012, Trace elements geochemistry and origen of volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, p. 293-308.

Barón A. de Von Humboldt, 1827, *Ensayo político sobre la Nueva España* libros 3 y 4.

Ferrari Luca, Martín Valencia Moreno, Scott Bryan, 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con el margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, tomo XVII, num. 3, p. 343-378.

Aguillón Robles Alfredo, Margarito Tristán González, Rubén Alfonso Doncel, María Elena García Arreola, Joselin de Lourdes Almaguer Rodriguez y Rene C.

Maury, 2012, Trace elements geochemistry and origen of volcanic units from the San Luis Potosi and Rio Santa María Volcanic Fields, Mexico. *Geofísica Internacional*, 293-308.

Ramos Arroyo Yann René, Rosa María Prol Ledesma, Christina Siebe Grabach, 2004, Características geológicas y mineralógicas e historia de extracción del distrito minero de Guanajuato, México. Posibles escenarios geoquímicos para los residuos mineros. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 21, num. 2, p. 268-284.

Loza Aguirre Isidro, 2013. *Deformación y vulcanismo cenozoico al noroeste de la Mesa Central, región Tepehuanes-Canatlán, Durango*. Tesis doctorado, UNAM. Juriquilla, Qro.

Orozco Villaseñor Francisco Javier, Eduardo González Partida, 2015, La historia de la minería mexicana: EL caso del distrito minero de Guanajuato, Gto., México. *Revista internacional de investigación e innovación tecnológica*.

Nieto Samaniego Ángel Francisco, Susana Alanís Álvarez, Antoni Camprubí í Cano, 2005, La Mesa Central de México: Estratigrafía, estructura y evolución tectónica Cenozoica. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, tomo XVII, num. 3, p. 285-317.

Botero Santa Paola A., Susana A. Alanís Álvarez, Ángel Francisco Nieto Samaniego, Margarita López Martínez, Gilles Levresse, Shunshan Xu y Carlos Ortega Obregón, 2015, Origen y desarrollo de la cuenca el Bajío en el sector

central de la faja volcánica transmexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 32, num. 1, p. 84-98.

López Doncel Rubén, 2003, La formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 20, num. 1, p. 1-19.

Lugo Hubp José, Carlos Córdova, 1991, *Regionalización geomorfológica de la república mexicana*.

Eguiluz de Antaño Samuel, Mario Aranda García, Randall Marrett, 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. LIII, 1-26.

Alanís Álvarez Susana A., Ángel Francisco Nieto Samaniego, Ma. Teresa Orozco Esquivel, Luis F. Vassallo, Shunshan Xu, 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*, tomo LV, num. 1, p. 12-29.

Loza Aguirre Isidro, 2005, *Estudio estructural de la actividad Cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes en la región de Zacatecas-San José de Gracia*. Tesis Licenciatura UNAM. Juriquilla, Gro.

Tabla Cronoestratigráfica internacional, IUGS, 2018 recuperado de <http://www.usgs.gov>.

Alanís Ruíz Eduardo, 2002, *Evolución geológica de la cuenca de la independencia y sus alrededores, estado de Guanajuato, México*. Tesis Licenciatura UNAM. Jurquilla, Qro.

López Valdés Néstor, 2019, *Secuencia de eventos eruptivos recientes en el sector oriental del campo volcánico Sierra de Chichinautzin, centro de México: distribución, edad y composición química de lavas y tefras*. Tesis maestría UNAM. Mexico.

Isidro Loza, Nieto-Samaniego, Alanís-Álvarez, 2008, relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, *Revista mexicana de ciencias geológicas*, vol. 25, no. 3.

S.S. Xu, A.F. Nieto Samaniego, S.A. Alanís Álvarez, 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the sierra de San Miguelito, Central México. *Geologica Acta*, vol. 2, Num. 3, 189-201.

Ian McDougall & T. Mark Harrison, "*Geochronology and thermochronology by the U/Pb method*", second edition. Oxford University press.

# Anexo I.

## Geocronología

U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>										CORRECTED AGES (Ma)					Disc %		
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pt ±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±σ abs	<sup>108</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±σ	<sup>107</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pt ±σ	Best age	±σ							
STPN-05_Zrn-01	221	158	0.71	0.0546	0.0074	0.0330	0.0045	0.0046	0.0002	0.0017	0.0002	0.24	29.7	1.0	32.8	4.4	270.0	270.0	29.7	1.0
STPN-05_Zrn-02	138.7	79.6	0.57	0.0550	0.0140	0.0372	0.0094	0.0049	0.0002	0.0018	0.0002	0.16	31.6	1.5	36.7	9.1	280.0	410.0	31.6	1.5
STPN-05_Zrn-03	259	127.5	0.49	0.0530	0.0140	0.0333	0.0110	0.0048	0.0002	0.0017	0.0004	0.14	30.6	1.6	33.2	10.0	290.0	310.0	30.6	1.6
STPN-05_Zrn-04	77	48.2	0.63	0.1830	0.0520	0.1190	0.0930	0.0050	0.0009	0.0050	0.0039	0.47	31.9	6.0	113.0	64.0	2370.0	280.0	31.9	6.0
STPN-05_Zrn-05	202	209.2	1.04	0.0532	0.0096	0.0327	0.0055	0.0047	0.0002	0.0015	0.0001	-0.09	30.1	1.3	32.5	5.4	250.0	330.0	30.1	1.3
STPN-05_Zrn-06	300.5	216.1	0.72	0.0501	0.0064	0.0329	0.0048	0.0047	0.0001	0.0016	0.0001	0.32	30.0	0.8	32.7	4.7	100.0	230.0	30.0	0.8
STPN-05_Zrn-07	535	437	0.82	0.0482	0.0056	0.0325	0.0036	0.0049	0.0001	0.0016	0.0001	0.08	31.7	0.8	32.4	3.5	50.0	230.0	31.7	0.8
STPN-05_Zrn-08	340	304	0.89	0.0561	0.0082	0.0341	0.0046	0.0047	0.0002	0.0014	0.0002	-0.35	30.1	1.1	33.9	4.5	330.0	290.0	30.1	1.1
STPN-05_Zrn-09	182	134.8	0.74	0.0850	0.0260	0.0570	0.0240	0.0049	0.0003	0.0026	0.0005	0.24	31.2	2.0	55.9	21.0	1210.0	300.0	31.2	2.0
STPN-05_Zrn-10	191	138	0.72	0.0720	0.0110	0.0516	0.0086	0.0053	0.0002	0.0020	0.0003	0.12	33.9	1.2	50.9	7.9	930.0	340.0	33.9	1.2
STPN-05_Zrn-11	562	362	0.64	0.0780	0.0089	0.0471	0.0049	0.0045	0.0002	0.0020	0.0002	0.40	28.7	1.5	46.7	4.7	1090.0	190.0	28.7	1.5
STPN-05_Zrn-12	130.6	46.1	0.35	0.0519	0.0074	0.0546	0.0073	0.0076	0.0003	0.0026	0.0005	0.19	48.8	2.1	53.7	7.1	360.0	270.0	48.8	2.1
STPN-05_Zrn-14	458	420	0.92	0.0590	0.0270	0.0370	0.0290	0.0048	0.0003	0.0017	0.0007	-0.03	30.8	1.9	36.8	25.0	490.0	410.0	30.8	1.9
STPN-05_Zrn-15	256	168	0.66	0.0580	0.0093	0.0409	0.0063	0.0050	0.0002	0.0019	0.0002	-0.12	32.3	1.2	40.5	6.1	350.0	330.0	32.3	1.2
STPN-05_Zrn-16	279	260	0.93	0.0724	0.0200	0.0499	0.0170	0.0052	0.0001	0.0019	0.0003	0.16	33.3	0.9	49.4	15.0	1140.0	280.0	33.3	0.9
STPN-05_Zrn-17	269.1	232.4	0.86	0.3010	0.0660	0.2750	5.9000	0.0069	0.0510	0.0073	0.1200	0.55	44.1	280.0	246.0	460.0	3510.0	180.0	44.1	280.0
STPN-05_Zrn-18	218.4	126.1	0.58	0.0490	0.0080	0.0335	0.0058	0.0048	0.0002	0.0019	0.0002	0.29	30.6	1.4	34.6	5.6	250.0	310.0	30.6	1.4
STPN-05_Zrn-19	1190	426	0.36	0.0525	0.0034	0.0347	0.0022	0.0048	0.0001	0.0017	0.0001	0.10	31.2	0.8	34.7	2.2	300.0	150.0	31.2	0.8
STPN-05_Zrn-20	415	710	1.71	0.0564	0.0075	0.0377	0.0048	0.0046	0.0002	0.0015	0.0002	-0.12	29.8	1.0	37.4	4.6	450.0	250.0	29.8	1.0
STPN-05_Zrn-21	225.1	200	0.89	0.0740	0.0095	0.0484	0.0059	0.0047	0.0002	0.0019	0.0002	0.21	30.1	1.4	47.8	5.7	920.0	280.0	30.1	1.4
STPN-05_Zrn-22	182	199	1.09	0.0530	0.0110	0.0350	0.0078	0.0047	0.0002	0.0016	0.0002	0.14	30.1	1.4	34.8	7.9	290.0	350.0	30.1	1.4
STPN-05_Zrn-23	76.2	37.5	0.49	0.1450	0.0290	0.0960	0.0180	0.0054	0.0003	0.0035	0.0006	0.24	34.5	1.9	91.0	17.0	1800.0	430.0	34.5	1.9
STPN-05_Zrn-25	226	216	0.96	0.3940	0.0290	0.5010	0.0490	0.0090	0.0004	0.0109	0.0012	0.73	57.7	2.5	415.0	33.0	3910.0	110.0	57.7	2.5
STPN-05_Zrn-26	192.7	100.3	0.52	0.1000	0.0120	0.0690	0.0082	0.0052	0.0002	0.0028	0.0003	0.20	33.1	1.2	68.0	7.8	1600.0	240.0	33.1	1.2
STPN-05_Zrn-27	286.6	228.8	0.80	0.0590	0.0080	0.0420	0.0050	0.0052	0.0002	0.0017	0.0002	-0.14	33.2	1.1	41.6	4.9	550.0	260.0	33.2	1.1
STPN-05_Zrn-28	343.9	319.9	0.93	0.0640	0.0094	0.0360	0.0061	0.0047	0.0001	0.0016	0.0002	-0.11	30.0	0.9	36.0	6.0	510.0	260.0	30.0	0.9
STPN-05_Zrn-29	475	169.3	0.36	0.0600	0.0071	0.0376	0.0038	0.0045	0.0002	0.0016	0.0002	-0.24	29.1	1.1	37.4	3.7	460.0	230.0	29.1	1.1
STPN-05_Zrn-30	2568	1330	0.52	0.0482	0.0021	0.0287	0.0011	0.0044	0.0001	0.0015	0.0001	0.14	28.0	0.4	28.8	1.1	100.0	95.0	28.0	0.4
STPN-05_Zrn-31	293.1	162.6	0.55	0.1250	0.0280	0.0970	0.0230	0.0056	0.0002	0.0037	0.0007	0.15	36.0	1.2	94.0	20.0	2150.0	250.0	36.0	1.2
STPN-05_Zrn-32	331.1	273.3	0.83	0.0660	0.0082	0.0399	0.0049	0.0046	0.0002	0.0017	0.0002	-0.21	29.5	1.1	39.6	4.8	630.0	230.0	29.5	1.1
STPN-05_Zrn-33	340.9	182.1	0.53	0.2120	0.0170	0.1670	0.0190	0.0060	0.0003	0.0067	0.0007	0.51	38.3	1.6	156.0	15.0	2850.0	97.0	38.3	1.6
STPN-05_Zrn-34	926	778	0.84	0.0560	0.0076	0.0363	0.0051	0.0048	0.0001	0.0016	0.0001	0.09	30.8	0.8	36.1	4.9	370.0	210.0	30.8	0.8
STPN-05_Zrn-35	737	205	0.28	0.0560	0.0041	0.0372	0.0030	0.0050	0.0001	0.0020	0.0002	-0.04	32.0	0.7	37.1	2.9	480.0	170.0	32.0	0.7

U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>										CORRECTED AGES (Ma)										Best age (Ma)	±2σ	Disc. %					
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±σ abs					<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±σ abs					<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±σ					<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±σ								<sup>107</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pt ±σ				
			±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs				±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs	±σ abs
STPN-16_Zrn-01	253	242	0.96	0.0900	0.0230	0.0640	0.0180	0.0049	0.0002	0.0019	0.0002	-0.17	31.7	1.5	62.0	16.0	1280.0	280.0	31.7	1.5	62.0	16.0	1280.0	280.0	31.7	1.5				
STPN-16_Zrn-02	121	62.7	0.52	0.0800	0.0210	0.0470	0.0190	0.0055	0.0003	0.0017	0.0004	0.33	35.6	1.6	47.0	17.0	1050.0	440.0	35.6	1.6	47.0	17.0	1050.0	440.0	35.6	1.6				
STPN-16_Zrn-03	56.5	34.5	0.61	0.0900	0.0200	0.0610	0.0140	0.0050	0.0003	0.0019	0.0004	0.18	31.8	2.1	63.0	13.0	1230.0	410.0	31.8	2.1	63.0	13.0	1230.0	410.0	31.8	2.1				
STPN-16_Zrn-04	72.5	46.4	0.64	0.0950	0.0220	0.0570	0.0150	0.0048	0.0004	0.0023	0.0004	0.25	30.7	2.2	55.0	14.0	1120.0	390.0	30.7	2.2	55.0	14.0	1120.0	390.0	30.7	2.2				
STPN-16_Zrn-05	53.3	48.6	0.91	0.0650	0.0230	0.0370	0.0140	0.0050	0.0003	0.0019	0.0004	-0.10	32.0	2.0	36.0	13.0	70.0	610.0	32.0	2.0	36.0	13.0	70.0	610.0	32.0	2.0				
STPN-16_Zrn-06	59.7	30.04	0.50	0.0740	0.0210	0.0530	0.0150	0.0049	0.0002	0.0021	0.0006	0.31	31.4	1.5	52.0	15.0	590.0	450.0	31.4	1.5	52.0	15.0	590.0	450.0	31.4	1.5				
STPN-16_Zrn-07	69.6	27.4	0.39	0.1070	0.0530	0.0850	0.0690	0.0054	0.0007	0.0018	0.0029	0.16	34.8	4.4	81.0	56.0	1200.0	510.0	34.8	4.4	81.0	56.0	1200.0	510.0	34.8	4.4				
STPN-16_Zrn-08	132.8	74	0.56	0.0610	0.0150	0.0390	0.0094	0.0047	0.0002	0.0016	0.0003	0.11	30.5	1.2	39.0	9.1	450.0	440.0	30.5	1.2	39.0	9.1	450.0	440.0	30.5	1.2				
STPN-16_Zrn-09	152.8	96.2	0.63	0.0522	0.0093	0.0331	0.0057	0.0047	0.0002	0.0017	0.0002	0.12	30.5	1.5	32.9	5.6	360.0	300.0	30.5	1.5	32.9	5.6	360.0	300.0	30.5	1.5				
STPN-16_Zrn-10	60.8	27.9	0.46	0.0790	0.0250	0.0440	0.0160	0.0054	0.0004	0.0021	0.0005	-0.23	34.6	2.4	43.0	15.0	570.0	570.0	34.6	2.4	43.0	15.0	570.0	570.0	34.6	2.4				
STPN-16_Zrn-11	123.4	54.2	0.44	0.3600	0.0310	0.4190	0.0610	0.0085	0.0006	0.0181	0.0025	0.37	54.6	3.6	354.0	39.0	3720.0	110.0	54.6	3.6	354.0	39.0	3720.0	110.0	54.6	3.6				
STPN-16_Zrn-12	53.41	26.26	0.49	0.0520	0.0240	0.0380	0.0160	0.0052	0.0003	0.0025	0.0006	-0.01	33.5	2.2	37.0	16.0	-30.0	610.0	33.5	2.2	37.0	16.0	-30.0	610.0	33.5	2.2				
STPN-16_Zrn-13	421	263	0.62	0.0597	0.0095	0.0412	0.0058	0.0048	0.0002	0.0015	0.0003	-0.28	30.7	1.2	41.9	5.6	680.0	260.0	30.7	1.2	41.9	5.6	680.0	260.0	30.7	1.2				
STPN-16_Zrn-14	62.1	40	0.64	0.0830	0.0180	0.0500	0.0190	0.0045	0.0007	0.0021	0.0007	-0.18	28.6	4.6	49.0	17.0	1060.0	380.0	28.6	4.6	49.0	17.0	1060.0	380.0	28.6	4.6				
STPN-16_Zrn-16	356.7	171.3	0.48	0.0558	0.0067	0.0371	0.0045	0.0048	0.0001	0.0018	0.0002	0.07	30.6	0.7	36.9	4.4	350.0	250.0	30.6	0.7	36.9	4.4	350.0	250.0	30.6	0.7				
STPN-16_Zrn-17	158.7	98.7	0.62	0.0580	0.0110	0.0389	0.0067	0.0049	0.0003	0.0013	0.0002	-0.04	31.2	1.6	38.6	6.3	430.0	320.0	31.2	1.6	38.6	6.3	430.0	320.0	31.2	1.6				
STPN-16_Zrn-18	176.4	96.9	0.55	0.0630	0.0140	0.0440	0.0098	0.0049	0.0002	0.0019	0.0003	-0.36	31.5	1.3	44.0	9.4	580.0	370.0	31.5	1.3	44.0	9.4	580.0	370.0	31.5	1.3				
STPN-16_Zrn-19	158	81	0.51	0.0710	0.0120	0.0468	0.0079	0.0046	0.0002	0.0016	0.0003	0.17	29.5	1.3	46.1	7.6	790.0	340.0	29.5	1.3	46.1	7.6	790.0	340.0	29.5	1.3				
STPN-16_Zrn-20	74.8	38.77	0.52	0.3650	0.0320	0.4360	0.0430	0.0085	0.0005	0.0163	0.0019	0.48	54.8	3.0	370.0	29.0	3770.0	130.0	54.8	3.0	370.0	29.0	3770.0	130.0	54.8	3.0				
STPN-16_Zrn-21	102.7	49.4	0.48	0.0790	0.0130	0.0500	0.0083	0.0047	0.0003	0.0019	0.0003	-0.12	30.2	1.7	49.0	7.8	950.0	350.0	30.2	1.7	49.0	7.8	950.0	350.0	30.2	1.7				
STPN-16_Zrn-22	81.96	44.6	0.54	0.0880	0.0200	0.0650	0.0150	0.0052	0.0003	0.0023	0.0004	0.22	33.5	1.7	63.0	14.0	1080.0	440.0	33.5	1.7	63.0	14.0	1080.0	440.0	33.5	1.7				
STPN-16_Zrn-23	116.6	82.5	0.71	0.1130	0.0220	0.0910	0.0220	0.0052	0.0004	0.0030	0.0005	0.07	33.4	2.2	88.0	19.0	2040.0	230.0	33.4	2.2	88.0	19.0	2040.0	230.0	33.4	2.2				
STPN-16_Zrn-24	149.1	94.8	0.64	0.0680	0.0140	0.0437	0.0096	0.0048	0.0002	0.0020	0.0004	-0.26	31.1	1.5	43.2	9.0	750.0	310.0	31.1	1.5	43.2	9.0	750.0	310.0	31.1	1.5				
STPN-16_Zrn-25	67.2	42.8	0.64	0.0970	0.0210	0.0630	0.0190	0.0050	0.0004	0.0033	0.0006	0.00	32.4	2.6	61.0	18.0	980.0	440.0	32.4	2.6	61.0	18.0	980.0	440.0	32.4	2.6				
STPN-16_Zrn-26	100.2	62.8	0.63	0.0990	0.0180	0.0660	0.0130	0.0049	0.0003	0.0021	0.0004	-0.22	31.7	1.9	64.0	12.0	1520.0	290.0	31.7	1.9	64.0	12.0	1520.0	290.0	31.7	1.9				
STPN-16_Zrn-27	169.5	74.3	0.44	0.0600	0.0099	0.0399	0.0058	0.0044	0.0002	0.0019	0.0003	-0.10	28.1	1.3	39.5	5.6	560.0	270.0	28.1	1.3	39.5	5.6	560.0	270.0	28.1	1.3				
STPN-16_Zrn-29	261	230	0.88	0.0510	0.0150	0.0313	0.0063	0.0044	0.0002	0.0015	0.0002	-0.15	28.1	1.2	31.2	6.2	40.0	380.0	28.1	1.2	31.2	6.2	40.0	380.0	28.1	1.2				
STPN-16_Zrn-30	165.4	63.97	0.39	0.1340	0.0230	0.1050	0.0200	0.0058	0.0002	0.0051	0.0009	0.13	37.4	1.5	101.0	18.0	2190.0	210.0	37.4	1.5	101.0	18.0	2190.0	210.0	37.4	1.5				
STPN-16_Zrn-31	125.8	78.1	0.62	0.0480	0.0097	0.0349	0.0069	0.0051	0.0003	0.0015	0.0003	0.26	32.5	1.7	34.5	6.7	60.0	360.0	32.5	1.7	34.5	6.7	60.0	360.0	32.5	1.7				
STPN-16_Zrn-32	-8.3E-07	0	0.00	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	NAN	0.00	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	re-value NAN	NAN							
STPN-16_Zrn-34	78.8	45.9	0.58	0.3280	0.0510	0.3710	0.2800	0.0079	0.0025	0.0097	0.0088	0.31	50.9	16.0	318.0	120.0	3650.0	150.0	50.9	16.0	318.0	120.0	3650.0	150.0	50.9	16.0				
STPN-16_Zrn-35	258	119.8	0.46	0.0890	0.0110	0.0610	0.0070	0.0048	0.0002	0.0023	0.0002	0.18	31.0	1.2	59.0	6.7	1440.0	250.0	31.0	1.2	59.0	6.7	1440.0	250.0	31.0	1.2				

Tabla 3. Resultados de análisis geocronológico de las muestras SLTN-05 y SLTN-16. Radios corregidos y edades corregidas en millones de años.