



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Geoquímica y petrogénesis del componente volcánico  
de la Formación Chilitos: Fresnillo, Zacatecas;  
implicación del origen y ambiente tectónico**

Tesis que presenta

**ERIK EMMANUEL MARTINEZ TORRES**

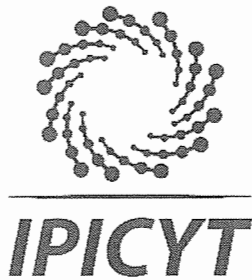
Para obtener el grado de

**Maestro en Geociencias Aplicadas**

Director de la Tesis:

**Dr. SANJEET KUMAR VERMA**

San Luis Potosí, S.L.P., Agosto del 2019



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**Geoquímica y petrogénesis del componente volcánico de la Formación Chilitos: Fresnillo, Zacatecas; implicación del origen y ambiente tectónico**" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Erik Emmanuel Martínez Torres** aprobada el veintinueve de agosto del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

**Dr. Sanjeet Kumar Verma** \_  
Director de la tesis

**Dr. Pablo Dávila Harris**  
Miembro del Comité Tutorial

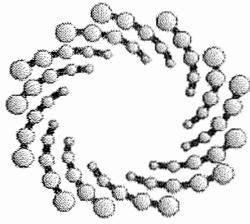
**Dr. José Ramón Torres Hernández**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en los laboratorios de Petrografía y Petrofísica de la División de Geociencias Aplicadas, además del LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología) del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Sanjeet Kumar Verma.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (893209) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

Fotografía

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 046 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 29 días del mes de agosto del año 2019, se reunió a las 16:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Pablo Dávila Harris	Presidente	IPICYT
Dr. José Ramón Torres Hernández	Secretario	UASLP
Dr. Sanjeet Kumar Verma _	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Erik Emmanuel Martínez Torres**

sobre la Tesis intitulada:

*Geoquímica y petrogénesis del componente volcánico de la Formación Chilitos: Fresnillo, Zacatecas; implicación del origen y ambiente tectónico*

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Sanjeet Kumar Verma \_

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 17:05 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 29 días del mes de agosto de 2019.

*Marcial Bonilla*

**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico

*Ivonne Lizette Cuevas Vélez*

**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado



Este trabajo está dedicado principalmente a mi madre **María Antonieta Torres Reyna (†)**, quien fue la persona que me motivó a salir siempre a delante, a ser el hombre y ser humano que soy hoy en día y a no rendirme nunca a pesar de la situación. Lo hiciste desde el día en que me diste la vida hasta el día en que dejaste este plano físico. Gracias por todo madre querida, fuiste, eres y serás siempre mi motivación para todo lo que venga y continuar con mi vida. Siempre vivirás en mi corazón. Todos mis éxitos siempre serán dedicados a ti. Te amo mamá.

A mi padre **José Aurelio Martínez López**, porque a pesar de las circunstancias, gracias a él, jamás me ha faltado nada en la vida y siempre he contado con su apoyo. A ti padre, gracias por ayudar a mi madre a darme la vida, por tu incondicional esfuerzo para adelante una familia por tantos años, por tu gran fuerza ante la vida y sobre todo por volverme un hombre fuerte.

A mis hermanos **Marco Antonio y Pedro Gerardo**, por ser quienes son, por compartir mi sangre, por ayudarme y apoyarme.

A mi familia.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer de corazón a todas las personas que me apoyaron, ayudaron y motivaron durante estos dos largos, pero a la vez cortos años.

En primera instancia agradezco a mi madre por que fue el principal motivo por el cual este trabajo se culminó y por el cual yo decidí continuar estudiando. Agradezco también a mi padre por apoyarme en este duro trayecto y en la vida.

Al Dr. Sanjeet Kumar Verma en especial, por creer en mí desde un principio y permitirme ser su asesorado. Porque siempre me apoyó en la elaboración de este trabajo, y no solo como un asesor, sino también como un amigo y compañero. Agradezco todo el conocimiento que adquirí de su parte.

Al Dr. José Ramón Torres, por su ayuda en la elaboración y colaboración de este trabajo. Por apoyarme desde la licenciatura hasta la maestría, y al Dr. Pablo Dávila, por su apoyo antes y después del ingreso a la maestría, además de incluirme en sus proyectos, ya que el me creyó una persona capaz de apoyarlo.

A Michel, a la M.C. Mercedes Zavala y al Ing. y futuro Maestro en Geociencias Jonathan Hernández, por ayudarme a realizar mis estudios de campo y análisis de laboratorio. A mis amigos del IPICYT, porque siempre estuvieron conmigo en las buenas y en las malas durante este tiempo, sobre todo a mis “amix” Candy y Jonathan; “*siempre amix, never enemix*”. Y a mis amigos en general que siempre han estado para mí cuando más los he necesitado. Gracias por su amistad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el otorgamiento de la beca.

# Contenido

Créditos institucionales	II
Dedicatoria	IV
Agradecimientos	V
Lista de tablas	IX
Lista de figuras	X
Resumen	XI
Abstract	XIII
<b>CAPÍTULO 1. GENERALIDADES</b>	<b>1</b>
1.1 introducción	1
1.2 Justificación	3
1.3 Objetivo	4
1.4 Metodología	5
1.4.1 Gabinete inicial	5
1.4.2 Trabajo de campo	5
1.4.3 Trabajo de laboratorio	6
1.4.4 Interpretación de los resultados	7
<b>CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES</b>	<b>8</b>
<b>CAPÍTULO 3. LOCALIZACIÓN Y FISIOGRAFÍA</b>	<b>11</b>
3.1 Localización	11
3.2 Fisiografía	13

<b>CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO</b>	16
4.1 Geología regional	16
4.2 Geología local	20
4.3 Estratigrafía del área de estudio	24
<b>CAPÍTULO 5. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DEL COMPONENTE VOLCÁNICO DE LA FORMACIÓN CHILITOS</b>	35
5.1 Petrografía	37
5.1.1 Componente mineralógico principal	37
5.1.2 Minerales accesorio y de alteración hidrotermal	43
5.2 Difracción de rayos X	45
<b>CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA DEL COMPONENTE VOLCÁNICO DE LA FORMACIÓN CHILITOS</b>	52
6.1 Geoquímica analítica	52
6.2 Geoquímica de roca total	59
6.2.1 Clasificación del magma	59
6.2.2 Comportamiento y fuente del magma	63
6.2.3 Ambiente tectónico	74
<b>CAPÍTULO 7. MODELO TECTÓNICO</b>	76
<b>CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES</b>	81
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	84
<b>ANEXOS</b>	90



## Lista de tablas

<b>Tabla 1.</b> Mineralogía del Componente volcánico de la Formación Chilitos, identificadas mediante la técnica de difracción de rayos X	47
<b>Tabla 2.</b> Composiciones representativas de roca total del componente volcánico de la Formación Chilitos	55

## Lista de figuras

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del área de estudio.	12
<b>Figura 2.</b> Mapa de provincias fisiográficas.	14
<b>Figura 3.</b> Mapa de terrenos tectonoestratigráficos (editado de Campa y Coney, 1983).	19
<b>Figura 4.</b> Mapa geológico del área de estudio.	23
<b>Figura 5.</b> Afloramiento de la Formación Chilitos.	24
<b>Figura 6.</b> Afloramiento de la secuencia de arenisca-lutita.	27
<b>Figura 7.</b> Afloramiento de la unidad toba riolítica.	29
<b>Figura 8.</b> Unidad litológica riolita.	31
<b>Figura 9.</b> Unidad litológica basalto.	33
<b>Figura 10.</b> Petrografía del componente mineralógico principal.	40
<b>Figura 11.</b> Petrografía del componente mineralógico secundario.	42
<b>Figura 12.</b> Petrografía del componente mineralógico accesorio y de hidrotermalismo.	44
<b>Figura 13.</b> Difractograma con su espectro calculado, recalculado y la tendencia del background.	45
<b>Figura 14.</b> Difractogramas de las muestras representativas del componente volcánico de la Formación Chilitos.	49

<b>Figura 15.</b> Diagrama Total Alkali vs Silica (TAS), definido por Le Bas <i>et al.</i> (1986).	59
<b>Figura 16.</b> Diagrama ternario AFM (Irvine y Varagar, 1971) que define la afinidad calcoalcalina o tholeítica de las rocas volcánicas.	60
<b>Figura 17.</b> Diagrama de clasificación de Hastie <i>et al.</i> (2007).	61
<b>Figura 18.</b> Diagrama de clasificación de Verma <i>et al.</i> (2017).	62
<b>Figura 19.</b> Diagramas bivariados Mg# vs elementos mayores y traza, Zr vs elementos traza.	65
<b>Figura 20.</b> Diagramas Spider normalizados a: A) Condrita; B) Manto primitivo; C) N-MORB.	68
<b>Figura 21.</b> Diagrama bivariado de Pearce (2008).	69
<b>Figura 22.</b> Modelos AFC. (A) (Th / Yb) vs (Dy / Yb) (B) Diagrama Zr vs (Sr / Hf).	71
<b>Figura 23.</b> Diagramas bivariados de (A) Th / Yb vs. Ba / La, (B) La / Nb vs. Nb / Th y (C) Nb vs. Nb / Ta para las rocas del componente volcánico de la Formación Chilitos.	72
<b>Figura 24.</b> Diagramas de discriminación tectónica basadas en funciones discriminantes DF1-DF2 (Verma y Agrawal, 2011).	75
<b>Figura 25.</b> Modelo tectónico del área de Fresnillo, Zacatecas.	79
<b>Figura 26.</b> Distribución de los elementos que conforman el modelo tectónico.	80

## RESUMEN

El área de estudio está ubicada al sur de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas, y está limitada por las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental. Simultáneamente, el área está geológicamente relacionada con el denominado Terreno Guerrero. Los datos geoquímicos y de mineralogía de las rocas volcánicas máficas (basaltos y andesitas basálticas) durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano en el área de Fresnillo (Formación Chilitos) se encuentran en este estudio. Los principales conjuntos mineralógicos en las rocas volcánicas del componente volcánico de la Formación Chilitos se definen principalmente por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo; además la unidad contiene piroxenos y anfíboles como minerales primarios, clorita, sericita, calcita, sulfuros y hematita que sugieren la alteración fílica y propilítica; La alteración de tipo propilítica es dominante sobre la alteración de tipo argílica. Estas rocas se caracterizan por una variable de  $\text{SiO}_2 = 38.2\text{--}55.6$  wt. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.4\text{--}24.4$  wt. %,  $\text{MgO} = 0.21\text{--}5.7$  wt. % con  $\text{Mg\#} = 26\text{--}76$  [ $\text{Mg\#} = 100 * (\text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}))$ ]. Los datos geoquímicos también sugieren una evolución del magma de la serie tholeiítica a la calco-alcalina. La geoquímica muestra un fuerte enriquecimiento en elementos ligeros de tierras raras (LREE) y elementos litófilos de iones grandes (LILE). Además, indica el agotamiento en elementos de alta intensidad de campo (HFSEs; por ejemplo, Nb, Ta, Ti) y patrones de elementos de tierras raras pesados casi lineales (HREE); La insignificante o ausencia de anomalías negativas de Eu y Ti negativo indica que la cristalización fraccionada de la plagioclasa desempeñó un papel insignificante durante la evolución del magma,

también los piroxenos desempeñaron el papel de la cristalización del magma. Las características geoquímicas sugieren que el magma máfico se derivó de la fusión parcial de una fuente del manto enriquecido que ha experimentado asimilación y cristalización fraccionada (bajo grado). Las relaciones bajas La/Nb (0.68– 2.23) y Nb/Y (0.19–0.69), relaciones relativamente altas de Zr/Y (3.68–10.56) y Th/Ta (1.03–3.65), y patrones normalizados progresivamente enriquecidos indican un ambiente tectónico del tipo arco de isla oceánica (OIB) y un probable entorno de cuenca tras-arco (*back-arc*) para la Formación Chilitos en el área de Fresnillo. Los nuevos diagramas de discriminación multidimensional indican la configuración de un rift de océano medio (MORB) a un arco de isla (IAB). Un nuevo modelo tectono-magmático combinado con observaciones geológicas previas indica que la Formación Chilitos se formó en un ambiente tectónico tras-arco durante el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

## ABSTRACT

The main study area is located in the south of Fresnillo City, Zacatecas, and is bounded by the Mesa Central and Sierra Madre Occidental physiographic provinces. Simultaneously, this area is geologically related to the Guerrero Terrain. Geochemical and mineralogy data from mafic volcanic rocks (basalts and basaltic - andesites) during Late Jurassic – Early Cretaceous time from the Fresnillo area (Chilitos Formation) are in this study. The main mineral assemblages in volcanic rocks is defined by plagioclase, potassium feldspar and quartz, and also contains pyroxenes and amphiboles as primary minerals. Chlorite, sericite, calcite, sulfides and hematite suggest the phyllic and propylitic alteration; propylitic type alteration is more dominant over argillic type alteration. These rocks are characterized by variable  $\text{SiO}_2 = 38.2\text{--}55.6$  wt. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.4\text{--}24.4$  wt. %,  $\text{MgO} = 0.21\text{--}5.7$  wt. % with  $\text{Mg\#} = 26\text{--}76$  [ $\text{Mg\#} = 100 * (\text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}))$ ]. The geochemical data also suggest an evolution of the magma from the tholeiitic to the calc-alkaline series. They geochemistry displays strong enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs). Moreover, it shows depletion in high field strength elements (HFSEs; e.g., Nb, Ta, Ti) and nearly flat heavy rare earth element (HREE) patterns. Negligible or absence of negative Eu and a negative Ti anomalies indicates that fractional crystallization of plagioclase played an insignificant role during magma evolution, also the pyroxenes played the role of the crystallization of the magma. The geochemical features suggest that mafic magma is derived from partial melting of an enriched mantle source that has experienced assimilation (low degree) and fractional crystallization. The low La/Nb (0.68– 2.23)

and Nb/Y (0.19–0.69) ratios, relatively high Zr/Y (3.68–10.56) and Th/Ta (1.03–3.65) ratios, and progressively enriched normalized patterns indicate an island arc and a probable back-arc basin environment for the Chilitos Formation in the Fresnillo area. New multidimensional discrimination diagrams indicate mid-ocean ridge to island arc setting. A new tectono-magmatic model combined with previous geological observations indicate that the Chilitos Formation was formed in a back-arc terrane during the Late Jurassic to Early Cretaceous time.

## **CAPÍTULO 1**

### **GENERALIDADES**

#### **1.1 Introducción**

El área de estudio se localiza al sur de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas y pertenece al distrito minero de Fresnillo. Se ubica fisiográficamente en el límite entre las provincias de la Mesa Central definida por Raisz (1959) y la Sierra Madre Occidental. Esta área es un centro históricamente importante para la producción de plata, plomo y zinc (Macdonald *et al.*, 1986) y contiene una variedad de rocas ígneas frescas e hidrotermalmente alteradas. Las unidades más antiguas de la zona son los sedimentos marinos Mesozoicos y las rocas máficas que son sobreyacidas de manera discordante por las rocas félsicas (volcánicas) del Cenozoico (Lang *et al.*, 1988). Estudios previos realizados en el área de Fresnillo se han centrado principalmente en su geología regional, cartografía, estratigrafía (Martínez, 1973; De Cserna, 1976; García *et al.*, 1991; Román y Ríos Vásquez, 2004) y la metalogenia (Macdonald *et al.*, 1986; Lang *et al.*, 1988; Ruvalcaba-Ruiz y Thompson, 1988; Lucio, 1990; Simmons, 1991; Velador *et al.*, 2010). De Cserna (1976) presentó la geología general del área y explicó la sucesión volcánico-sedimentaria en el área de Fresnillo que se correlaciona tentativamente con la Formación Chilitos, que se compone principalmente de basalto almohadillado, andesitas basálticas, siliciclástico y rocas sedimentarias calcáreas. Además, la geología, la geoquímica y los procesos de evolución tectónica en el área de Fresnillo no son actualmente comprendidos en su totalidad, y cualquier



información adicional sobre la naturaleza y el origen del magma ayudará a definir la evolución tectónica Mesozoica del área de Fresnillo (Formación Chilitos). Por lo tanto, los datos geoquímicos son muy importantes debido a su naturaleza útil como trazadores de procesos magmáticos. En base a la geoquímica se ha logrado obtener la génesis y ambiente tectónico mediante diagramas de discriminación del magma que originó al componente volcánico de la Formación Chilitos, presentando así, un modelo tectónico regional basado en estas características geoquímicas y su relación con la geología y tectónica definida por diversos autores para la formación del sistema de arco al que pertenece el emplazamiento del magma que dio origen a la Formación Chilitos. Este modelo ha definido el origen del vulcanismo que originó a la Formación Chilitos y los procesos de interacción del magma con el medio hasta su deposición en la corteza.

## **1.2 Justificación**

La unidad vulcano-sedimentaria definida como Formación Chilitos (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), según los diversos autores, proviene de la extrusión de lavas de composición andesita y andesita-basalto asociadas a un arco volcánico. Sin embargo, debido a la carencia de estudios geoquímicos, no se ha definido de manera formal si esta unidad se originó particularmente en un arco de isla, arco continental o ambiente tras-arco en el área de Fresnillo, Zacatecas. Por lo tanto, se propone definir el origen y el entorno tectónico del componente máfico de esta formación a través de su firma geoquímica, así como sus características texturales y mineralógicas en relación con la geología local y regional.

### **1.3 Objetivo**

Presentar análisis detallados de mineralogía y geoquímica de rocas del componente volcánico de la Formación Chilitos en el área de Fresnillo, Zacatecas, centro de México para examinar y definir su origen y ambiente tectónico en el contexto de su evolución durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior.

- **Objetivos Secundarios.**

- Realizar análisis geoquímicos mediante las técnicas de Fluorescencia de rayos X para elementos mayores e ICP-MS para elementos traza y tierras raras.

- Definir la mineralogía del componente volcánico de la Formación Chilitos mediante la elaboración de un estudio petrográfico y análisis de Difracción de Rayos X (DRX).

- Interpretar los resultados de geoquímica para la elaboración de diagramas y modelos petrogenéticos en conjunto con los resultados de petrografía y DRX para determinar el origen, comportamiento y fuente del magma.

## **1.4 Metodología**

### **1.4.1 Gabinete inicial**

En la primera etapa se definió el propósito de este trabajo a partir de la problemática ya definida. Para ello, se recopiló información previa y antecedentes a partir de publicaciones, artículos y folletos técnicos, con respecto al origen de la Formación Chilitos. De igual manera, se recabaron datos vectoriales de carácter topográfico y geológico para la elaboración de mapas, con el propósito de definir el área de estudio. Los mapas se elaboraron y se editaron utilizando el software *ArcGIS*.

### **1.4.2 Trabajo de campo**

Una vez definida el área de estudio, se planificó la colecta de muestras para realizar un estudio geoquímico y petrográfico. En dicha área, se colecto un total de veinte muestras de litogeoquímica de las rocas máficas de la Formación Chilitos y para el estudio petrográfico se seleccionaron quince muestras pertenecientes al componente volcánico de esta misma unidad. Durante la colecta se procuró seleccionar las muestras con la menor alteración posible, debido a que el área de estudio se encuentra en una zona de mineralización y de yacimientos minerales. Para llevar a cabo este muestreo, previamente se realizó una visita de campo para el reconocimiento del área y ubicar los afloramientos convenientes. Simultáneamente a la colecta de muestras, se tomaron datos estructurales con el objetivo de definir la estructura, el comportamiento y deposición de la Formación Chilitos. El material requerido para realizar el muestreo fue: GPS marca *Garmin*

para la ubicación y geoposicionamiento de las muestras y datos, una brújula tipo *Brunton* para la toma de datos estructurales, mapas previamente digitalizados para el vaciado de información y material para la toma de datos.

### **1.4.3 Trabajo de laboratorio**

Los estudios realizados en laboratorio fueron divididos en dos enfoques. El primero de ellos con carácter químico, en el cual, se trituraron y pulverizaron las muestras seleccionadas de litogeoquímica, para su análisis de elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Los elementos mayores se analizaron mediante la técnica de Fluorecencia de Rayos X (FRX) y los elementos traza y tierras raras se obtuvieron mediante el uso de la técnica de ICP-MS con digestión en ácidos.

El segundo estudio tuvo la finalidad de definir la mineralogía del componente volcánico de la Formación Chilitos mediante un estudio petrográfico y de DRX. La finalidad del estudio petrográfico es la elaboración de láminas delgadas para la caracterización en microscopio (petrográfico) del componente volcánico de la Formación Chilitos. En el estudio de DRX se realizó el análisis de muestras pulverizadas de las muestras colectadas para geoquímica, obtenido con un difractómetro de rayos x, con el objetivo de caracterizar los minerales de las rocas.

Las láminas delgadas y su descripción se llevaron a cabo en los laboratorios de petrofísica y petrografía del IPICYT, utilizando material para corte, pulido y desbaste, así como un microscopio petrográfico, y un binocular de aumento. El estudio de elementos mayores y de DRX se realizó en el laboratorio

del LINAN-IPICyT (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología). Para el estudio de los elementos traza, las muestras previamente preparadas, se enviaron a Laboratorios ALS Chemex, Canadá, para su análisis.

#### **1.4.4 Interpretación de los resultados**

Finalmente, al obtener los resultados de geoquímica y de la caracterización mineralógica, se realizó una correlación entre estas dos fases de estudio para lograr definir un modelo de petrogénesis y tectónico que nos permita comprender el origen y fuente del magma que originó al componente volcánico de la Formación Chilitos.

La geoquímica se interpretó mediante el Software estadístico “*Statistica*” que nos permitió ajustar los datos sin procesar a bases de datos normalizadas en relación a estándares petrogenéticos. Para los análisis de DRX, fue necesario utilizar un Software que nos generara difractogramas, los cuales posteriormente se interpretaron para determinar la mineralogía de cada una de las muestras analizadas.

## CAPÍTULO 2

### ANTECEDENTES

La unidad denominada Formación Chilitos fue propuesta en primera ocasión por De Cserna (1976), como una secuencia vulcano-sedimentaria, constituida por lava gris-oscuro con tonalidades rojas y verdes, con estructura de almohadilla, expuesta en el Arroyo Chilitos al sur de la ciudad de Fresnillo, en el estado de Zacatecas.

Del Pozo-Mendoza (1980), divide a la Formación Chilitos en dos unidades litológicas: la primera de ellas la define como una lava con tintes rojizos o verdosos con estructuras acojinadas (*pillow lavas*) muy bien formadas. El segundo miembro lo clasifica como una brecha verdosa y gris con tintes rojizos. En general la denominó como una andesita máfica cuarcífera, que debido a su tonalidad verdosa por alteración la llama "Roca Verde".

Cuevas-Pérez *et al.* (1985), mencionan que la Formación Chilitos se conforma de rocas con estructura de almohadilla, lutitas silíceas y algunos horizontes de lutita arenosa. En su trabajo consideran que las rocas volcánicas se encuentran fuertemente cloritizadas como producto del autohidrotermalismo producido por el contacto del magma con el agua marina, donde la formación de clorita libera grandes cantidades de sílice, generando el carácter silíceo de las lutitas de la formación.

Yta (1990), afirma que la Formación Chilitos está constituida por una sucesión de lavas almohadilladas y masivas de composición básica.

Interestratificadas con limolitas y caliza micrítica. Reporta la presencia de radiolarios.

Yta (1992), menciona que la unidad vulcano-sedimentaria referente a la Formación Chilitos en el área de El Saucito, proviene del emplazamiento de magma de origen de arco insular o post arco de afinidad tholeiítica-calcoalcalina.

Centeno-García y Silva-Romo (1997), sugieren que la unidad surge del depósito de las rocas del Terreno Guerrero en aguas profundas, en un escenario de intra-arco o cuenca tras-arco (*back-arc*).

Danielson, T. (2000), hace mención sobre una unidad volcanosedimentaria mineralizada y la clasifica como un yacimiento del tipo MVS, perteneciente al Jurásico Superior – Cretácico Inferior al sureste de la capital de Zacatecas, en las zonas mineralizada de San Nicolas y El Salvador, y la correlaciona con la Formación Chilitos. Esta unidad la clasifica tectónicamente como vulcanismo fisural proveniente de un MORB o un *Back-arc*.

Román y Ríos-Vázquez (2004), publican el informe de la carta geológica Fresnillo F13-B47, a escala 1:50,000 para el Consejo de Recursos Minerales (CRM), hoy Servicio Geológico Mexicano (SGM). En este informe menciona que la estratigrafía del área se encuentra conformada por un basamento del Jurásico Superior-Cretácico Inferior denominado formalmente como Formación Chilitos. Esta formación la definen como metaandesita-metaarenisca con intercalaciones de limonitas, lutitas, lentes de margas y calizas. A las metaandesitas las reporta



como rocas de color gris oscuro a verde, presentan estructuras de almohadilla y en general se encuentran cloritizadas, silicificadas y propilitizadas.

## **CAPITULO 3**

### **LOCALIZACIÓN Y FISIOGRAFÍA**

#### **3.1 Localización**

El área de estudio se localiza al Sur de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas y al Noreste de la ciudad de Zacatecas capital, 45 km en línea recta. El acceso es partiendo de la ciudad de Zacatecas rumbo noroeste por la Carretera Estatal no. 45, tramo Zacatecas-Fresnillo, y a su vez por la misma vía desde la cabecera municipal de Fresnillo con rumbo sureste. Presenta un área aproximadamente de 95 km<sup>2</sup> y su delimitación se define por las coordenadas: 23°09' 00" N – 102° 54' 30" W y 23° 03' 30" N – 102° 50' 00" W (Fig. 1).

El área es aledaña a los municipios de General Enrique Estrada, Calera, Jerez y Valparaíso, al sur del municipio de Fresnillo, por lo que la infraestructura no presenta problemática para el acceso a la zona. Cuenta con varias vías de acceso, desde carreteras estatales, caminos pavimentados y terracerías. Los accesos principales que cruzan el área de estudio son la Carretera Estatal No. 45 tramo Fresnillo-Enrique Estrada, Carretera Estatal No. 23 Fresnillo - Jerez de García Salinas, así como caminos pavimentados que parten de la cabecera municipal de Fresnillo hacia las comunidades de Concepción Rivera y Valdecañas. Al norte de la zona se localiza las instalaciones de Minera Fresnillo PLC que actualmente se encuentra en operaciones. Hacia el poniente, en Saucito del Poleo, se localiza operando Minera Saucito, perteneciente a Fresnillo PLC.

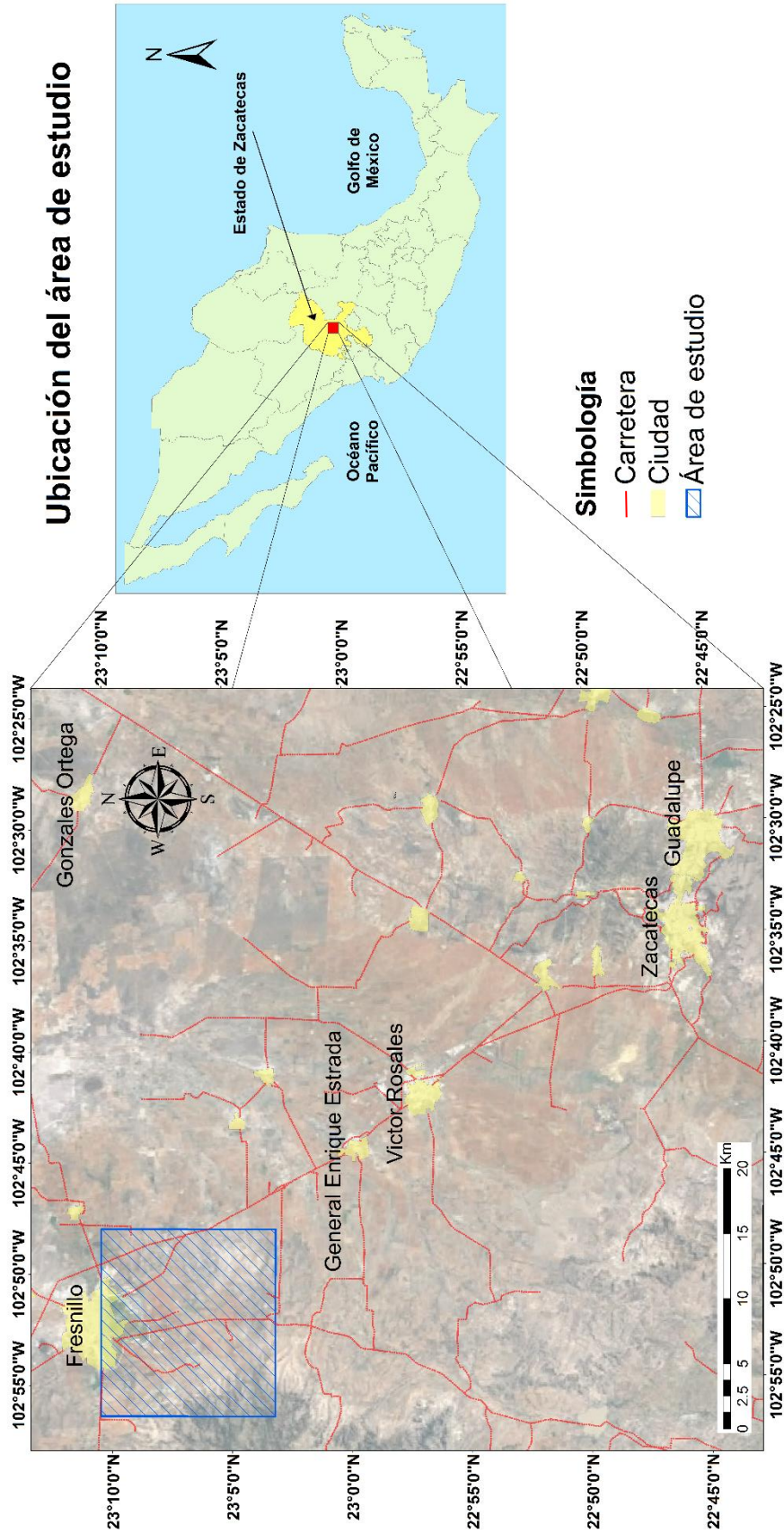
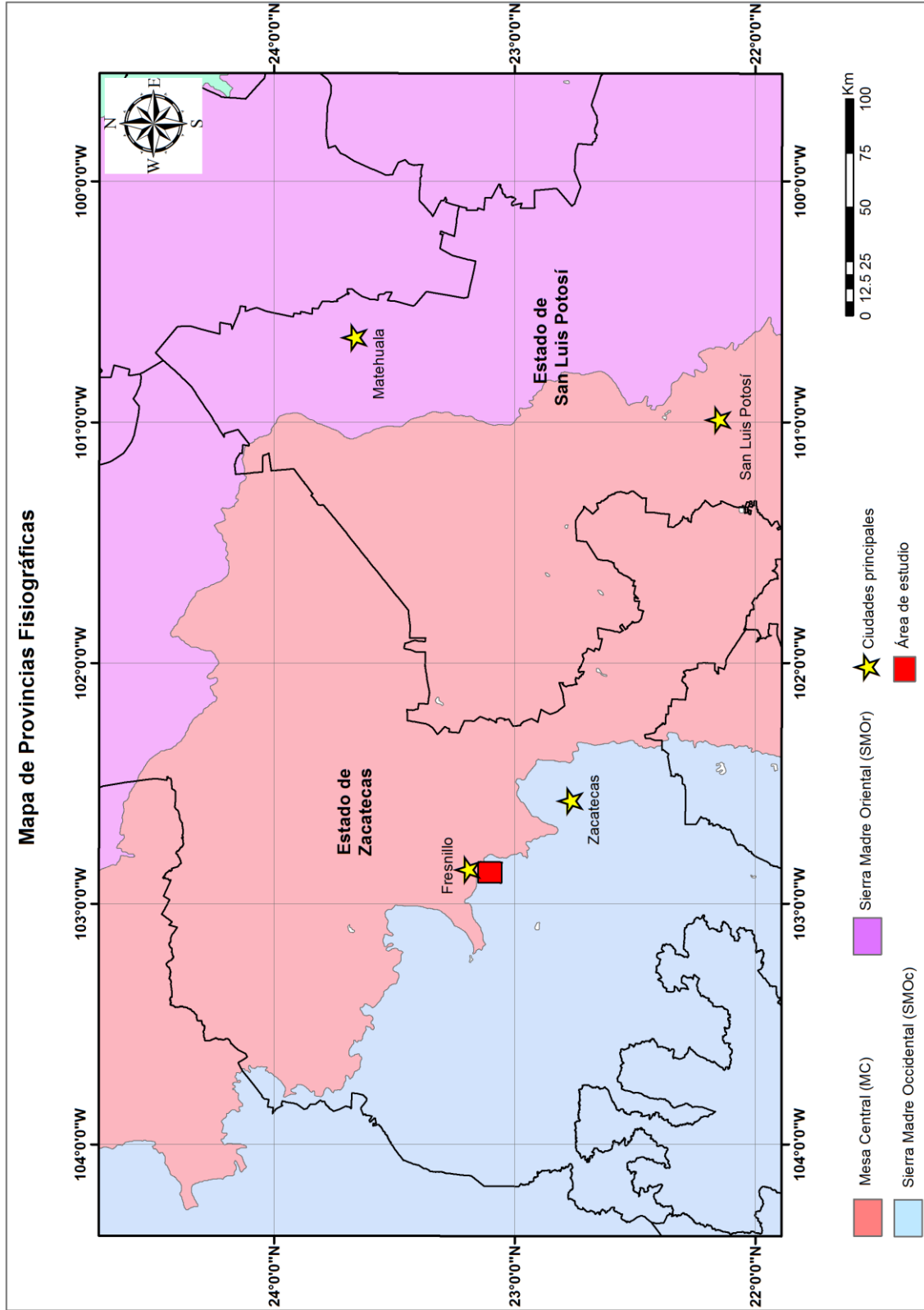


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El recuadro azul muestra la ubicación al sur de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas.

### 3.2 Fisiografía

El área de estudio se ubica en el límite entre dos provincias fisiográficas (Fig. 2): hacia el nororiente se encuentra una porción de la Mesa Central (MC) y hacia el poniente la Sierra Madre Occidental (SMOc).

La Mesa Central de México fue reconocida como provincia fisiográfica por Raisz (1959), quien la definió como: “una cuenca rodeada por montañas más elevadas, más alta y plana que la provincia Cuencas y Sierras. La MC es una planicie elevada que se localiza en la parte central de México; más de la mitad de su superficie se encuentra por encima de los 2,000 m.s.n.m y las elevaciones topográficas en su interior son moderadas, la mayoría forman desniveles inferiores a los 600 m. Se encuentra limitada al norte y oriente por la provincia de la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el occidente por la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y al sur por la depresión conocida como El Bajío. Nieto-Samaniego *et al.* (2005), mencionan que la parte meridional de la MC está cubierta por una unidad denominada “Cenozoico medio volcánico”, que representa una cubierta volcánica cenozoica indiferenciada. En la parte septentrional de la MC aparecen rocas del Cretácico, además de afloramientos locales de rocas más antiguas en Zacatecas: Real de Catorce y Charcas, S. L. P. El resto de la superficie está cubierta por una extensa unidad denominada “tobas y material residual” del Pleistoceno y Reciente, de la cual tampoco existía una división formacional Nieto-Samaniego *et al.* (2005).



**Figura 2.** Mapa de provincias fisiográficas. El área de estudio se localiza en el borde de la Mesa Central (MC) y la Sierra Madre Occidental (SMOc). Los datos vectoriales fueron obtenidos de INEGI.

La Sierra Madre Occidental se extiende en dirección noroeste a Suroeste casi en forma paralela a las costas del Océano Pacífico y Mar de Cortés; recorriendo alrededor de 1,400 km de longitud los estados de Sonora, Chihuahua, Sinaloa, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, Nayarit, y Jalisco. Limita al norte con Estados Unidos y la provincia de las Sierras y Llanuras del Norte; al este, tiene límites con las provincias de la Sierras y Llanuras del Norte y la provincia de la Mesa Central; por el sur, limita con la provincia del Eje Neovolcánico; y en la porción oeste, limita con las Provincias de la Llanura Sonorense y la provincia de la Llanura Costera del Pacífico. La SMOc es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California.

## CAPITULO 4

### MARCO GEOLÓGICO

#### 4.1 Geología regional

El área de estudio se encuentra delimitada dentro del denominado Terreno Guerrero en conjunto con el límite del terreno Sierra Madre Occidental (Fig. 3) según la división de Campa y Coney (1983). El basamento que conforma la columna estratigráfica en el área de Fresnillo, Zacatecas, está asociado a la formación del Terreno Guerrero y ha sido definido como Formación Chilitos a la secuencia volcanosedimentaria conformada por lavas almohadilladas de composición andesita-basalto con algunos horizontes de arenisca y lutita calcárea, la cual se asocia a un arco volcánico que se generó durante el Jurásico Superior, Cretácico Inferior (De Cerna, 1976; Del Pozo-Mendoza, 1980; Cuevas-Pérez *et al.*, 1985; Yta, 1992; Centeno-García y Silva-Romo, 1997), y se considera que esto ocurrió después que cesó la subducción pre-Oxfordiana bajo el borde oeste de Norteamérica, que generó al arco volcánico continental que constituye a la Formación Nazas (Barboza *et al.*, 2008, 2012). Aunque el basamento original sobre el que descansa esta secuencia en esta área no se encuentra expuesto, en el área de Zacatecas y en diversas localidades del estado de San Luis Potosí aflora una secuencia turbidítica del Triásico, definida como Formación Zacatecas (Burckhardt, 1906, 1930; Carrillo-Bravo, 1971; Barboza-Gudiño *et al.*, 1999).

El terreno de Guerrero se compone de dos conjuntos de arco volcánico submarino Jurásico Medio-Cretácico inferior (~170–118 Ma) y Cretácico Medio

(Albiano-Cenomaniano) compuesto principalmente de basalto, andesita-basalto, y depósitos sedimentarios alternantes, riolita menor a diques dacíticos y flujos de lava, y rocas intrusivas graníticas a gabroicas (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009). El arco volcánico oceánico del presente estudio se desarrolló al oeste de México Central (Martini *et al.*, 2014; Barboza *et al.*, 2008, 2012), al mismo tiempo que en la margen oeste del continente se depositaba una secuencia que registra una profundización progresiva del piso marino desde condiciones sub-aéreas del Jurásico Medio-Superior (Formación La Joya) (Mixon, 1958), hasta rocas carbonatadas de ambiente profundo del Cretácico Inferior (Formación Tamaulipas Superior – Formación La Peña).

La transición entre Cretácico Inferior a Superior se caracteriza por el depósito de calizas pelágicas con pedernal (Formación Cuesta del Cura). La culminación del Cretácico comenzó en el Turoniano, con depósitos terrígenos de la Formación Indidura, finalizando hacia la cima en rocas clásticas, principalmente arenisca con numerosos clastos de rocas volcánicas (Formación Caracol), que marcan la etapa final del relleno de la cuenca y que puso fin a las condiciones marinas hacia el Cretácico Tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El Cenozoico en Fresnillo se conforma por extrusiones y cuerpos volcánicos y plutónicos de composición intermedia a félsica, asociados al origen de la Sierra Madre Occidental en conjunto con el desarrollo de los eventos tectónicos de extensión que dieron origen a la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). En el área de Fresnillo, al norte de Zacatecas, una etapa



temprana de extensión estuvo ligada a la emisión de vulcanismo félsico que emplazó ignimbritas de 39 Ma (Ferrari *et al.*, 2007). Las riolitas e ignimbritas de la Sierra de Valdecañas han arrojado edades K-Ar entre 29.1 y 27.5 Ma, mientras que, cuerpos subvolcánicos asociados a mineralización de plata han sido fechados entre 33.5 y 32.2 Ma y (Lang *et al.*, 1988). La culminación del vulcanismo se asocia a fisuras que generaron extrusiones de material basáltico durante el Pleistoceno.



**Figura 3.** Mapa de terrenos tectonoestratigráficos (editado de: Campa y Coney, 1983). El área de estudio se localiza en el borde de los terrenos Sierra Madre Occidental y Guerrero.

## 4.2 Geología local

La base de la columna estratigráfica la conforma una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico inferior compuesta por lavas de composición adésítica y andesita-basalto, intercaladas con horizontes de sedimentos conformados por lutita calcárea y arenisca, a la cual se le definió como Formación Chilitos (De Cerna, 1976; Cuevas-Pérez *et al.*, 1985; Monod y Calvet, 1991; Yta, 1992). Esta formación pertenece a un sistema de arco volcánico oceánico desarrollado durante el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior al oeste del continente, y el cual forma parte de la formación del denominado Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011). Sobreyaciendo a la Formación Chilitos se encuentra una secuencia del Cretácico inferior conformada por grauvacas, lutitas y caliza a la que Stone y McCarthy (1942) denominaron Grupo Proaño. De Cserna (1976) retoma el rango de grupo para las rocas clásticas marinas del Cretácico inferior en la parte central y noroeste del estado de Zacatecas. Argumenta que la secuencia de rocas incluidas por Stone y McCarthy (1942) dentro del Grupo Proaño, son dos unidades litológicas mapeables, que ameritan el rango de formación, para las que propone los términos de Formación Valdecañas (grauvaca inferior) y Formación Plateros (lutita carbonosa calcárea y grauvaca superior). El depósito de estos sedimentos ocurrió en aguas profundas, y se asocia a la formación del arco volcánico que culminó a finales del Cretácico Inferior. El Cretácico superior en el área de Fresnillo se define mediante la deposición de rocas calcáreas y calcareo-arcillosas de las formaciones Cuesta del

Cura e Indidura, dando fin al Mesozoico con una sucesión de depósitos terrígenos conformados por arenisca y lutita, con algunos horizontes de caliza a la cual Imlay (1937) definió como Formación Caracol.

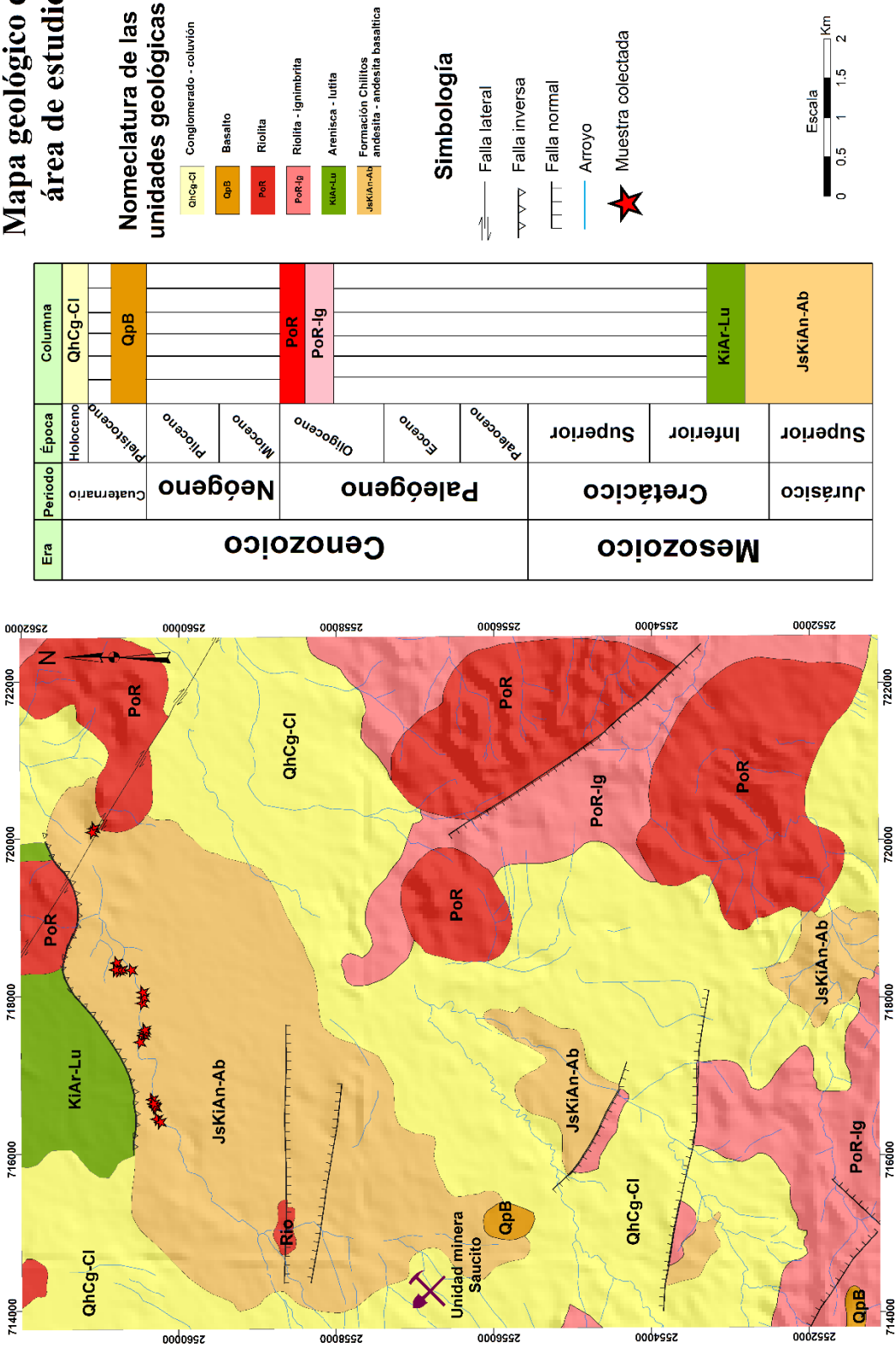
El Cenozoico lo conforma un conjunto de eventos volcánicos asociados a tectónica extensional, comenzando por el Oligoceno con apófisis de intrusivos de composición intermedia a félsica. Los domos riolíticos que afloran en el área de Fresnillo son referidos a extrusiones y emplazamiento de lava riolítica en conjunto con depósitos piroclásticos que constituyen ignimbritas, asignados por su relación estratigráfica al Oligoceno. Finalmente, el vulcanismo culminó en el Neógeno con la emisión de coladas basálticas emitidas a través de fallas y fisuras de orientación noroeste.

El control estructural principal está asociado al sistema de fallas regional San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), por lo que el lineamiento dominante en el área es NW-SE, pero existe otro sistema estructural transversal secundario de fallas normales y laterales con dirección NE-SW. En Fresnillo, las fallas más grandes son las fallas Fresnillo y Laguna Blanca, de dirección N30°–60°W con inclinación al NE; en esa misma zona hay otras fallas normales con esa misma orientación (De Cserna, 1976). Los desplazamientos de las fallas no están bien documentados, sin embargo, De Cserna (1976) estimó que la falla Laguna Blanca le supone al menos 1,000 m de desplazamiento vertical (Fig. 4).

La mineralización en Fresnillo, Zacatecas está relacionada a diferentes eventos hidrotermales. Por un lado, existe la mineralización diseminada en

relación con mantos, chimeneas y *stocks* polimetálicos, asociados a arcos volcánicos del Jurásico productores de yacimientos del tipo MVS. En mayor parte, la extracción del mineral en Fresnillo se realiza en los sistemas de vetas epitermales con mineralización polimetálica de Pb-Zn y Ag proveniente de fluidos hidrotermales. Esta última mineralización es considerada y ligada a eventos de magmatismo durante el Cenozoico. El control geológico-estructural en relación con la tectónica regional juegan el papel más importante en la generación de estos eventos debido a: el tipo de roca que encajona los depósitos minerales, el ambiente tectónico y el sistema estructural que ha permitido el emplazamiento de vetas mineralizadas.

### Mapa geológico del área de estudio



**Figura 4.** Mapa geológico del área de estudio. El área se localiza al sur de la cabecera municipal de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas. Las unidades litológicas que conforman la estratigrafía del área son: JsKiAn-Mar-Lu (Formación Chilillos), KsAr-Lu (arenisca-lutita), ToR-Ig (toba riolitica-ignimbrita), ToR (riolita), QpB (basalto) y QhCg-CI (conglomerado-aluvión).

### 4.3 Estratigrafía del área de estudio

#### Unidad volcanosedimentaria (Formación Chilitos)

Jurásico Superior – Cretácico Inferior (?)



**Figura 5.** Afloramiento de la Formación Chilitos. Hacia la base se aprecia la exposición de roca andesita-basalto en color verde oscuro, producto de la alteración hidrotermal (clorita) del área. Lo sobreyace material detrítico.

Esta unidad fue propuesta en primera ocasión por De Cerna (1976). Posteriormente Cuevas-Pérez *et al.* (1985), Monod y Calvet (1991) e Yta (1992), contribuyen en la definición de esta formación como una unidad volcanosedimentaria conformada por lavas de composición andesítica en estructura

almohadillada (*Pillow lavas*) interestratificadas con delgados horizontes de arenisca y lutita.

Litológicamente, la Formación Chilitos se conforma por diferentes episodios de vulcanismo diferenciado, de composición andesítica y andesita-basalto (Fig. 5). Hacia la base de la secuencia aflorante se aprecia una lava brechada con estructura de almohadilla de composición andesita-basalto con niveles moderados de cloritización, que dispone clastos subredondeados y subangulosos de basalto y andesita. A lo anterior se sobreponen flujos más delgados de lava, de composición andesita-basalto, intercalados con horizontes de arenisca y lutita calcárea con pedernal. Sobre estos depósitos, se presenta una brecha volcánica fuertemente cloritizada cubierta en la cima por flujos de lava, en donde predomina la composición andesítica. Finalmente, la cima la conforman depósitos de avalancha, conteniendo clastos volcánicos sub-redondeados a sub-angulosos embebidos en una matriz de arenas medias a finas cubiertos de manera concordante por sedimentos post-avalancha estratificados compuestos de arenas de grano medio a fino y arcillas. En algunos afloramientos se puede observar una leve estratificación cruzada en estos eventos post avalancha.

La distribución espacial se registró mediante su presencia a lo largo del Arroyo Chilitos, y en escasos afloramientos aledaños. Debido al continuo crecimiento de la zona urbana y de las instalaciones de la Minera Fresnillo PLC, los afloramientos han sido cubiertos por distinto material, por lo que solo pudo registrarse en el área de estudio en afloramientos pequeños y esparcidos.



Su relación estratigráfica se define de la siguiente manera: Cuevas-Pérez, *et al.* (1985), mencionan que la Formación Chilitos sobreyace a una caliza que ha sido correlacionada con la Formación Zuloaga en el cerro El Gato. Cuevas-Pérez, *et al.* (2003), mencionan que la Formación Chilitos sobreyace a la Formación La Caja en la Sierra de la Tinaja. En el área de estudio, la sobreyace una secuencia de arenisca y lutita que puede ser correlacionable con el miembro inferior del Grupo Proaño (Stone y McCarthy, 1942). A su vez se le observó siendo sobreyacida de manera discordante por rocas volcánicas del Cenozoico de composición riolítica y pequeños afloramientos de basalto. No se encontró aflorando alguna unidad subyaciendo a la secuencia volcanosedimentaria, por lo que se establece como la base de la columna estratigráfica.

La edad que se le asigna a esta formación está basada mediante contenido paleontológico. Cuevas-Pérez *et al.* (1985), asigna una edad del Tithoniano al Berriaciano con base a la presencia de amonites. Yta (1992) le asigna una edad que va del Tithoniano al Hauteriviano mediante la determinación de radiolarios (Archa). Uno de los datos propuestos por Ríos-Vázquez (2007), en afloramientos definidos en la carta Geológica-Minera La Abundancia F13-B29, escala 1:50,000, asigna una edad del Tithoniano con base a la presencia en esta unidad de *Aff. Crassicollaria massutiniana* y *Aff. Crassicollaria. Párvula*.

**Unidad Arenisca – Lutita (¿Grupo Proaño?)**  
**Cretácico Inferior (?)**



**Figura 6.** Afloramiento de la secuencia de arenisca-lutita. El tono rojizo de debe a la cantidad de óxidos que posee. Según la relación estratigráfica en el área de estudio, se asocia a uno de los miembros del Grupo Proaño.

Esta unidad litológica se conformada por una sucesión de arenisca y lutita intercaladas, con estratificación que cambia de delgada a mediana; la arenisca varía de grano fino a medio con matriz calcárea y de color café oscuro con tonalidades rojizas debido al intemperismo, la lutita presenta una variedad de material fino a arcilloso con tonalidades marrón y rojo pardo (Fig. 6). Un estudio realizado en lámina delgada en este trabajo reveló que la arenisca se puede

clasificar como una arcosa, cuyo componente predominante son cuarzo, feldespatos y micas como accesorio.

Esta formación se distribuye en la porción norte del área de estudio, al sur y centro de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas y está expuesta en afloramientos discretos en el cauce e inmediaciones del Arroyo Chilitos.

La unidad se encuentra sobreyaciendo a la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Chilitos. A su vez es intrusionada por cuerpos félsicos y sobreyacida por lavas, que, según su distribución espacial, puede ser de composición riolítica o basáltica, correspondientes al Cenozoico. Tristán-González *et al.* (1994) en Lemus *et al.* (2009) mencionan que es probable que esté interdigitada con la Formación Chilitos.

La edad que se le asigna a esta alternancia de arenisca y lutita es mediante relación estratigráfica, posicionándola en el Cretácico inferior, aunque por correlación estratigráfica y descripción litológica, podría pertenecer al miembro inferior del Grupo Proaño, Formación Valdecañas (Stone y McCarthy, 1942; DeCerna, 1976), que pertenece a esta edad mencionada. Según el contenido paleontológico, amonites *Distoloceras*, *Mexicanoceras* y *Taraisites* estudiados por Cantú-Chapa (1974) y *Olcostephanus* (DeCerna, 1976), sugieren una edad de Valanginiano-Hauteriviano aunque podría ser correlacionada al Aptiano.

**Unidad Toba riolítica – Ignimbrita**  
**Oligoceno (Cenozoico)**



**Figura 7.** Afloramiento de la unidad toba riolítica. La unidad presenta una pseudoestratificación y basculamiento.

Esta unidad litológica se define como una ignimbrita de color rosa con tintes rojizos debido al intemperismo. Estos depósitos piroclásticos presentan una matriz con pobre soldamiento y fenocristales de cuarzo y vidrio, feldespato potásico y plagioclasa, observándose también vesículas rellenas de material de no compacto de pómez en algunos horizontes; además presenta orientación mineralógica preferencial (textura de flujo). Estructuralmente la unidad suele presentar una

estructura en horizontes de depósito, lo que le proporciona una pseudo-estratificación que le permite fracturarse en bloques (Fig. 7).

La unidad se distribuye principalmente en la zona poniente y sur-poniente del área de estudio, con algunas exposiciones en el sector oriente. Su mejor exposición en la zona de Fresnillo es en los cerros de Peñas Coloradas al poniente de la comunidad de Saucito del Poleo.

Sobreyace a diferentes unidades y formaciones geológicas, entre las que cabe mencionar a la Formación Chilitos, Grupo Proaño, Formación caracol y unidades pertenecientes al Cretácico, así como un conglomerado asociado a aportes clásticos Jurásicos y Cretácicos, que se asocia al Eoceno (Del pozo-Mendoza, 1980), a su vez subyace a derrames de lava riolítica del Paleógeno, asignando una edad del Oligoceno.

## Unidad Riolita

### Oligoceno (Cenozoico)



**Figura 8.** Unidad litológica riolita. En esta unidad se pueden observar con gran facilidad los planos de falla, producto de los esfuerzos descompresivos en la zona de estudio.

Consiste en una unidad de color rojizo con tonalidad pardo producto del intemperismo. Contiene fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, predominando el cuarzo. Como accesorio contiene minerales del grupo de los óxidos de hierro y magnesio; en ocasiones se observan algunos fenocristales de biotita. Todos estos minerales se encuentran embebidos en una matriz silicificada por la alteración hidrotermal que predomina en la zona. Comúnmente esta unidad se encuentra formando domos exógenos, ya que es posible observar vitrificados en

la base de ellos, así como zonas de autobrecha con clastos autóctonos angulosos y líticos (Fig. 8).

Su distribución espacial en el área de estudio es localizada en la porción oriental y sur de la zona. Regionalmente su mayor distribución y exposición es hacia el poniente del área de estudio en Cerro Altamira. Del pozo-Mendoza (1980) menciona afloramientos de esta unidad en la Mesa de San Albino y la Sierra de Valdecañas, asignándole un espesor aproximado de 400 m.

La unidad riolítica sobreyace de manera discordante a las unidades del Jurásico (Formación Chilitos) y Cretácico (arenisca-lutita), ya que los domos generados por la extrusión del magma riolítico se encuentran sobreyaciendo a estas unidades. Se le observa cubriendo a tobas e ignimbritas riolíticas del oligoceno, aparentando ser un pulso asociado a la salida de este material. Debido a esta relación estratigráfica y diversos autores (Del Pozo-Mendoza, 1980; Ponce *et al.*, 1988; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016) se le ha designado una edad del Oligoceno.

## Unidad Basalto

### Pleistoceno (Neógeno)



**Figura 9.** Unidad litológica basalto. Los afloramientos de esta unidad en el área de estudio son pequeños y escasos, ocultos entre material coluvial reciente.

Consiste en una roca de color gris oscuro a negro con tonalidades de color pardo debido al intemperismo y oxidación de los minerales ferromagnesianos. Suele presentar una abundante textura vesicular y/o amigdaloides con relleno de calcedonia. En algunas ocasiones presenta estructura de flujo cubriendo la superficie de la misma roca en diversos afloramientos. Se conforma principalmente de cristales de plagioclasa, olivino, hematita y biotita en una matriz vitrificada con textura microlítica (Fig. 9).



Existen pequeños afloramientos en el área de estudio en la margen poniente y sur, los cuales no son de grandes dimensiones. Su exposición más importante se localiza en el cerro del Xoconostle, a 3.5 km al sur de la ciudad de Fresnillo (Del Pozo-Mendoza, 1980). El espesor reportado para esta unidad varía entre 100 y 200 metros (Del Pozo-Mendoza, 1980; Pemex, 1988).

La edad de esta unidad ha sido estimada por sus relaciones estratigráficas, por lo que es asignada al Pleistoceno. Cubre de manera discordante al vulcanismo riolítico del Oligoceno, y a su vez, sobreyace a un conglomerado definido como Formación Fresnillo (De Cerna, 1976; Del Pozo-Mendoza, 1980), al cual se le ha asignado una edad del Eoceno-Oligoceno.

## **CAPITULO 5**

### **CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DEL COMPONENTE VOLCÁNICO DE LA FORMACIÓN CHILITOS**

Con el fin de determinar la caracterización y comportamiento de los minerales que conforman el componente volcánico de la Formación Chilitos, se han utilizado dos técnicas que permiten definir estas características mediante el estudio de algunas propiedades físicas de los materiales analizados: petrografía y Difracción de Rayos X (DRX).

El análisis petrográfico, a partir de las propiedades ópticas de los minerales, estudia la capacidad de ellos para permitir el paso de la luz y la manera en que se dispersa a partir de su sistema cristalográfico y color del mineral, o en el caso contrario, la cantidad de luz que este puede reflejar si son minerales opacos y reflectantes. Para llevar a cabo el estudio petrográfico, es necesario preparar la muestra de roca en una lámina delgada previamente pulida adherida a un portaobjeto para ser analizada bajo el lente de un microscopio óptico que utiliza la luz natural y polarizada para definir estas propiedades ópticas. Además de la determinación de estas propiedades, es necesario examinar las características visibles de los minerales, tal como: forma, tamaño, hábito, textura y asociación con otros minerales y rocas, ya que estas características nos permiten precisar el tipo de roca estudiada.

La DRX permite determinar la diferencia de materiales mediante la estructura cristalina de ellos. Las muestras que son analizadas mediante esta técnica son previamente pulverizadas (~10  $\mu\text{m}$ ) y deben permanecer en estado

sólido. Esta técnica experimental consiste en la emisión de rayos x que mediante la aceleración de electrones desde un cátodo hacia un blanco metálico (ánodo) por medio de alto voltaje. Los electrones acelerados chocan con los átomos del metal utilizado como blanco, removiendo electrones de niveles internos y ocasionando que electrones de niveles superiores cubran los lugares vacantes, emitiendo fotones de rayos X Cu-K $\alpha$ , que tiene una longitud de onda característica de 1.5418Å y ángulo de incidencia definido a partir del ánodo de Cu suministrado con corriente de 40 kV y 35 mA sobre una muestra con estructura cristalina (Hubbard and Snyder, 1988). Finalmente, los resultados de este análisis son expresados en un difractograma para su interpretación y cuantificación de los minerales.

El proceso se llevó a cabo en las instalaciones del LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología) IPICYT, S.L.P., México, utilizando un Difractómetro De Rayos X *SmartLab* RIGAKU. Como generador de rayos X utiliza un tubo de Cobre y cuenta con detector de centelleo de NaI y con un detector de tiras de silicio denominado de alta velocidad “D/teX Ultra”.

## **5.1 Petrografía**

### **5.1.1 Componente mineralógico principal**

El componente volcánico de la Formación Chilitos está conformado por un patrón de diferentes episodios de vulcanismo, por lo que las variaciones texturales y mineralógicas son puntos muy importantes que tomar en cuenta al momento de definir la evolución del magma, previo y posterior a la deposición sobre la corteza. A partir de la comprensión de estas variaciones, será factible definir: la composición de la roca, los procesos que se generaron dentro de la cámara magmática, el comportamiento de la lava al momento de la extrusión en el medio de depósito y los procesos de alteración que afectaron a la roca.

El componente volcánico cuenta con un patrón mineralógico definido en cuanto a sus proporciones de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 10-A). Se conforma principalmente por una mayor cantidad de plagioclasa, alrededor de 90% total en proporción al cuarzo y feldespato.

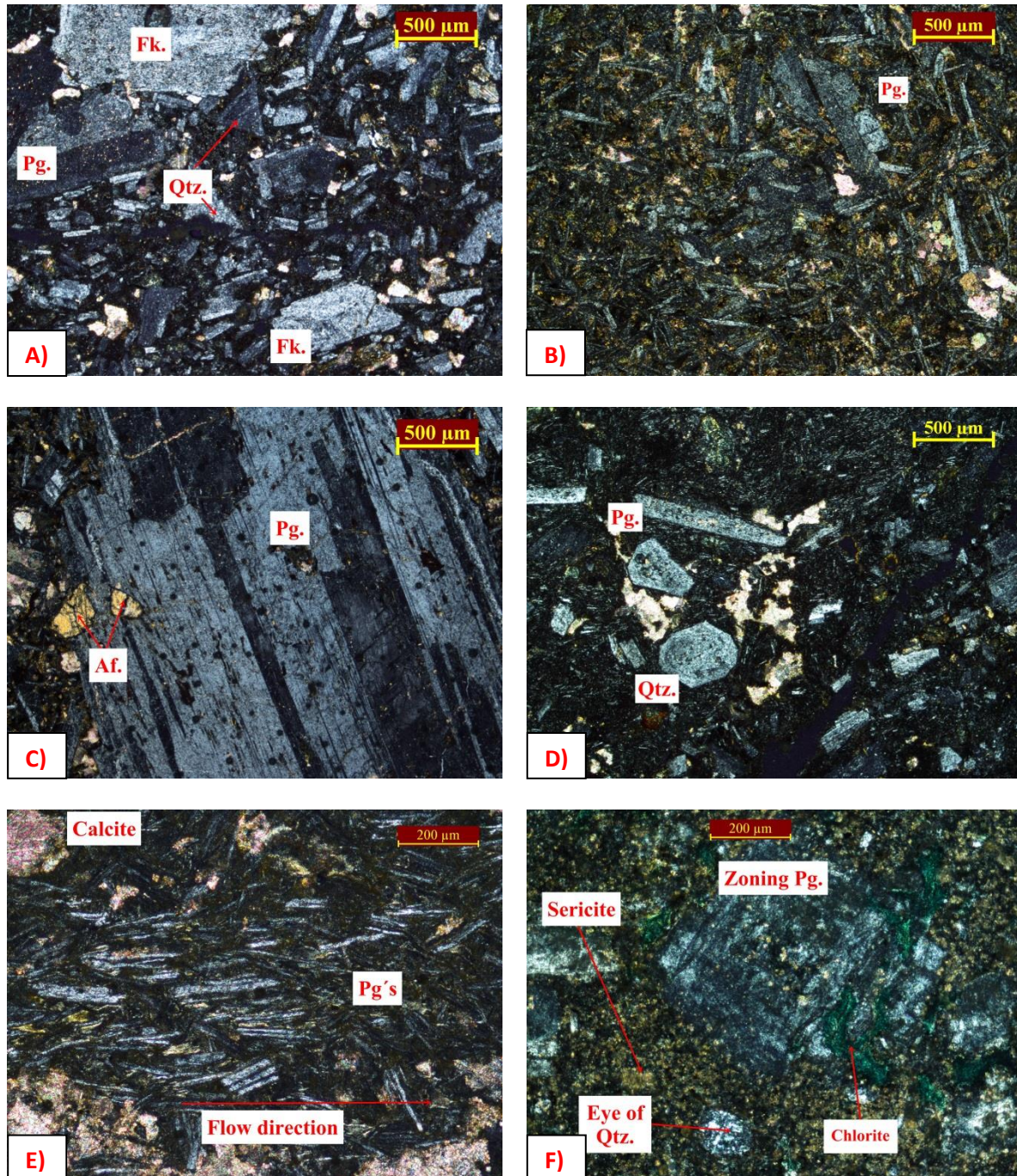
La plagioclasa suele comportarse de maneras distintas (Fig. 10-B). Al formar parte de la matriz, se puede observar como un cristal tabular con tamaño menor a las 50 micras (microcristales). Cuenta en su mayoría con una textura traquítica (textura de flujo), en otros casos se observa textura variolítica (minerales tabulares o fibrosos en forma de abanico). Por otro lado, se encuentra la plagioclasa en textura porfirítica, midiendo alrededor de 500 a 1000 micras, y en ocasiones su tamaño oscila hasta alrededor de 1 centímetro (Fig. 10-C). Su forma es mayormente euhedral con algunas variaciones subhedrales. En conjunto con la

textura porfirítica, se observó diferentes tipos de texturas en los cristales de plagioclasa. Escasamente en este mineral se logró determinar una textura de zonamiento, producto de la diferenciación al variar la composición química en el centro del mineral a comparación de la periferia, lo que indica un cambio paulatino en la composición del magma. En la mayoría de los casos la plagioclasa se comporta con una textura traquítica debido a los flujos de lava, ya sea como parte de las plagioclasas de la matriz, o a los cristales de mayor tamaño, que en conjunto de la textura variolítica, producto de un rápido enfriamiento marcan la pauta de la orientación de los flujos (Fig. 10-D). El maclado asociado a estas plagioclasas es el tipo polisintético y Carlsbad, aunque en las microplagioclasas solo se desarrolló el tipo Carlsbad. Se definió la predominancia del tipo de plagioclasa en el rango cálcico-sódico, concluyendo que se encuentra entre labradorita y bytownita (cantidades entre el 50 y 90% de calcio).

El contenido del feldespato potásico es alrededor de 5 a 8 % y se dispone en cristales tabulares de tamaño entre las 100 y 200 micras, con forma subhedral y menormente euhedral. Los cristales de este mineral se distribuyen de manera irregular en la matriz con disposición de textura porfirítica. Debido al hidrotermalismo que afectó la roca, la mayoría de los cristales de feldespato presentan un moderado grado de alteración.

El cuarzo se encuentra de manera escasa en cantidades alrededor de 2 a 5 % y su forma es mayormente subhedral a anhedral en donde suele presentarse corroído, aunque se logra identificar cuarzo euhedral en ciertas ocasiones (Fig. 10-E). Su tamaño oscila alrededor de las 100 micras. En las cantidades que

mayormente se encuentra este mineral, suele ser por eventos posteriores a la formación de la roca (cuarzo secundario), ya que es posible determinar que proviene de un origen hidrotermal debido a su presencia en vetillas como cuarzo policristalino, así como en relleno de vesículas en manera de calcedonia, asimilando la textura amigdaloides (Fig. 10-F).

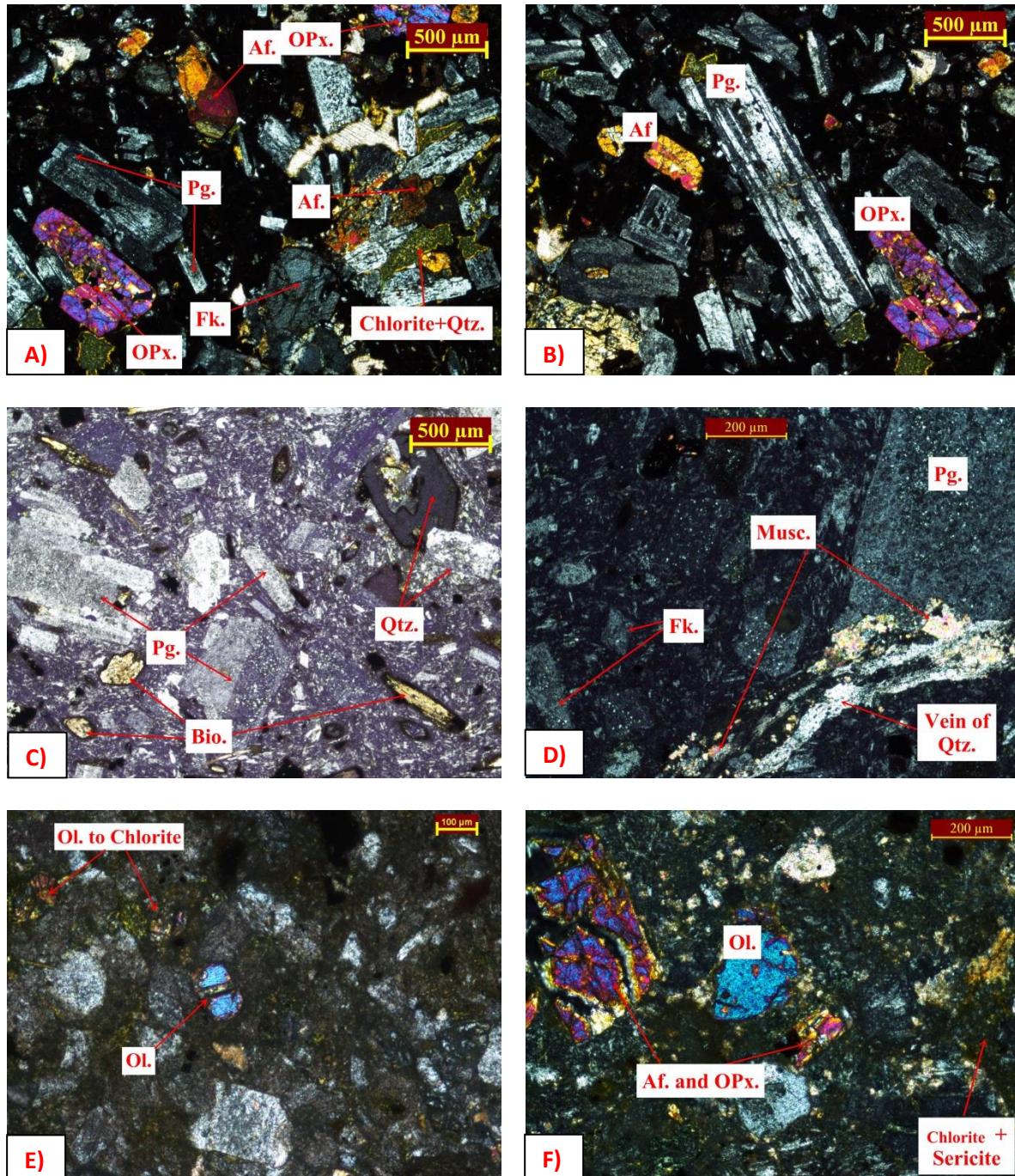


**Figura 10.** Petrografía del componente mineralógico principal. A) Fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. B) Diferencias texturales de la plagioclasa. C) Fenocristal de plagioclasa reaccionando con minerales del grupo de los anfíboles. D) Cristal de cuarzo conservado. E) textura de flujo. F) Plagioclasa con textura de zonamiento, la cual indica un leve grado de cristalización fraccionada. Abreviaciones: Qtz (cuarzo) – Pg (plagioclasa) – Fk (feldespato potásico) – Af (anfíbol).

Se determinó la presencia de minerales secundarios del grupo de los ferromagnesianos (piroxenos, anfíboles, Fig. 11-A, B), producto de la evolución del magma. El más frecuente de ellos es el piroxeno, formados en cristales de hábito y forma tabular y su tamaño oscila entre 500 y 1000 micras. Los anfíboles subsiguen en menor cantidad a este mineral, presentando características similares. Esporádicamente se presenta muscovita, y a contraste se encuentra biotita en mayores cantidades en las zonas de brecha de la secuencia volcánica (Fig. 11-C, D).

El olivino, aunque en una mínima cantidad (menores al 1%), se localiza de manera aislada en algunos horizontes de la secuencia volcánica (Fig. 11-E, F), y parece haber sido transformado en minerales secundarios, observándose un borde de clorita coronado al mineral, lo que sugiere el cambio a este mineral de alteración. De igual manera, la ausencia de este mineral puede asociarse a la afinidad tholeiítica en la composición de este vulcanismo. Finalmente, minerales del grupo de los óxidos (hematita y magnetita) suelen presentarse dispersos en la matriz como cristales finos.





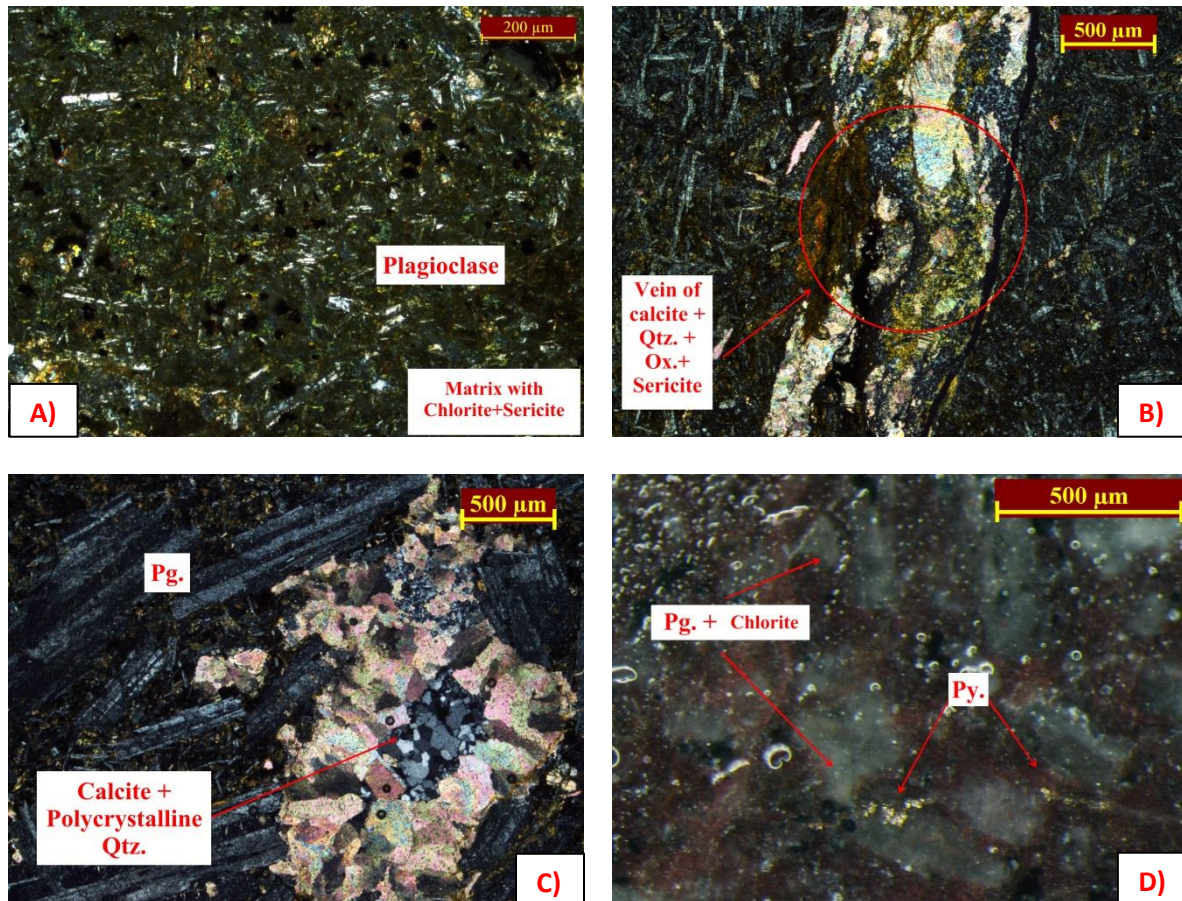
**Figura 11.** Petrografía del componente mineralógico secundario. A-B) Presencia de fenocristales de minerales máficos en las muestras (piroxenos y anfíboles). C-D) Biotita y muscovita, aunque su textura indica que podría tratarse de micas producto de la alteración hidrotermal. E-F) En algunos horizontes de emplazamiento de lava, se apreció la presencia de escasos cristales de olivino, ya que no es frecuente encontrar este mineral debido a la alteración hidrotermal. **Abreviaciones:** Ol (olivino) – Bio (biotita) – Musc (muscovita) – Opx (ortopiroxeno) – Af (anfíbol) – Pg (plagioclasa) – Qtz (cuarzo) – Fk (feldespato potásico).

### **5.1.2 Minerales accesorio y de alteración hidrotermal**

Los minerales de alteración hidrotermal comúnmente son producto de la transformación de un mineral primario asociado a los silicatos (ej. Feldespato a sericita, olivino a clorita), aunque otros minerales son formados mediante la asociación de los elementos traza y el ambiente de depósito.

El mineral que se presenta con mayor frecuencia en el componente volcánico es clorita, debido a la alteración hidrotermal del tipo propilítica. Este mineral se encuentra disperso en la matriz como grano muy fino, en relleno de vetillas y asociado al relleno de mineral en las vesículas. Esta alteración comúnmente se asocia a la presencia de clorita, epidota, calcita y pirita. En conjunto con la clorita y sericita se encuentra una fuerte carbonatación, a lo que da la generación de calcita, tanto diseminada como en vetillas, añadiendo cristales de pirita diseminada. Aunada a la alteración propilítica, y en un grado menor se logró identificar la alteración fílica por su mineralogía (cuarzo-sericita-pirita-caolinita), pero con un grado de intensidad menor (Fig. 12-A). Lo característico de esta alteración es la asociación de cuarzo secundario con sericita. El cuarzo secundario o epigenético, se encuentra como agregados en forma de los denominados “ojos de cuarzo”, bordeados por coronas de clorita (Fig. 12-B). La sericita se observa dispersa de manera irregular. Los eventos hidrotermales se ven fuertemente marcados por el constante vetilleo que presenta la unidad (Fig. 12-C), caracterizado con la presencia de calcita y cuarzo policristalino, que en ocasiones también se asocia a ellos minerales del grupo de los óxidos y sulfuros. Los sulfuros, además de provenir como producto de las alteraciones, indujeron una

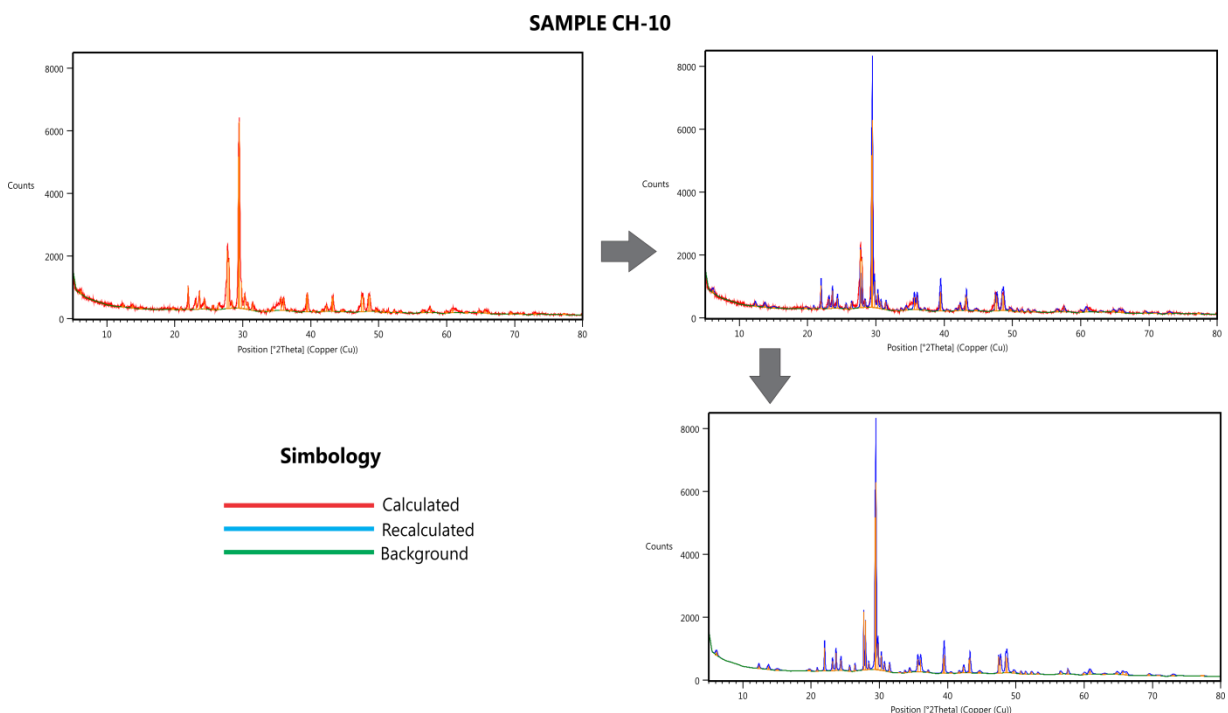
mineralización polimetálica, ya que además de la pirita se determinó la presencia de otros sulfuros diseminados, entre ellos esfalerita y galena (Fig. 12-D).



**Figura 12.** Petrografía del componente mineralógico accesorio y de hidrotermalismo. A) Matriz conformada por minerales de alteración hidrotermal en los que destaca en mayor cantidad la clorita y la sericita, acompañando a las plagioclasas. B-C) Las vetillas y cavidades se encuentran rellenas principalmente por calcita y cuarzo policristalino, acompañados de sericita, óxidos y sulfuros. D) Los sulfuros y óxidos acompañan a los minerales de alteración. Se identificó la presencia de pirita, escasa galena y esfalerita, así como una gran cantidad de óxidos de hierro y manganeso diseminados en la matriz y en el vetilleo. **Abreviaciones:** Py (pirita) – Ox (óxido) – Pg (plagioclase) – Qtz (Cuarzo).

## 5.2 Difracción de rayos X

El análisis de difracción de rayos x (DRX) muestra los minerales que se encuentran en abundancia mayor al 1%. Mediante la comparación de espectros y tendencia gráfica (picos de Bragg) se ha definido el contenido mineralógico en cada muestra analizada. Los difractogramas se procesaron, y la identificación de los minerales se llevó a cabo utilizando la base de datos ICDD (*International Centre for Diffraction Data*; PDF-2 y PDF-4). El porcentaje de mineral se determinó mediante el método de relación de intensidad de referencia (RIR). En los difractogramas se define un espectro calculado total basado en la tendencia por mineral. Posteriormente se ha definido un espectro recalculado, atenuando picos con patrones similares a la tendencia del *background* y dejando solo aquellos que sobresalen de esta (Fig. 13).



**Figura 13.** Difractograma con su espectro calculado, recalculado y la tendencia del background.

Se ha comprobado mediante DRX en las 20 muestras analizadas la existencia de los minerales determinados en el estudio petrográfico, minerales no detectados por petrografía y el contenido cuantitativo en porcentaje de cada mineral en roca total del componente volcánico de la Formación Chilitos. La interpretación nos indica que los minerales primarios que se mantienen son cuarzo, feldespato, plagioclasa, augita y horblenda. Los minerales secundarios determinados en la DRX muestran la transformación de los minerales primarios, sobre todo a minerales de alteración hidrotermal, como lo indica la presencia de clinocloro (clorita), actinolita, sericita y hematita, sobre todo de una procedencia de minerales ferromagnesianos. La sobrepoblación de sílice y la presencia de calcita indican que la alteración se produjo debido a flujos hidrotermales.

El mineral de mayor abundancia en ambos estudios es la plagioclasa, determinando para DRX la presencia de albita, andesina y anortita (Na, Na-Ca, Ca), subseguido por cuarzo y feldespato potásico (ortoclasa y microclina). Este componente mineralógico principal no se ha visto muy afectado por la alteración hidrotermal ya que la cantidad en la que se encuentra es común en rocas de composición máfica a intermedia. Los minerales ferromagnesianos (piroxenos y anfíboles) se encuentran en cantidades moderadas, márgenes desde el 5 hasta el 20% en el componente volcánico. Finalmente, los minerales de alteración hidrotermal presentan una abundancia baja a moderada, siendo la calcita el que sostiene un porcentaje alto, indicando que los flujos hidrotermales interactuaron fuertemente en el componente volcánico de la Formación Chilitos (tabla 1). La figura 14-A, F muestra la mineralogía mediante difractogramas en 6 muestras

representativas de las 20 analizadas. En cada uno de ellos se observa la tendencia y el espectro de la mineralogía más abundante en el componente volcánico de la Formación Chilitos.

En el difractograma de la muestra CH-01 (Fig. 14-A) se puede observar una mineralogía de una roca que no ha sido afectada por agentes secundarios debido a la escases de los minerales de alteración hidrotermal, a excepción de la cantidad de hematita presente, ya que se mantiene en prevalencia el porcentaje de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Los difractogramas de las muestras CH-07 y CH-15 (Fig. 14-B, C) indican la presencia en poca abundancia de minerales de alteración hidrotermal, como calcita y minerales del grupo de las arcillas procedentes de la alteración argílica y propilítica sobresaliendo la mineralogía principal y porcentaje de las rocas de composición intermedia a máfica. A medida que incrementa el grado de alteración hidrotermal, la transformación y la presencia de nuevos minerales incrementa de manera paulatina. La exposición de minerales ferromagnesianos como piroxenos y anfíboles en este caso mantienen un rol importante ante la génesis de nuevos minerales. Tal es el caso de las muestras CH-02, CH-05 y CH-18 (Fig. 14-D, E, F), en donde incrementa la presencia de estos minerales de alteración, afectando de manera significativa el porcentaje de los minerales principales.

**Tabla 1: Mineralogía del Componente volcánico de la Formación Chilitos, identificadas mediante la técnica de difracción de rayos X.**

Sample	Minerals (%) identified by XRD
CH-01	Albite (52), Microcline (16), Quartz(13), Orthoclase(12), Hornblende(6), Hematite(1)
CH-02	Microcline(32), Albite(30),Clinochlore(14),Quartz(13),Actinolite(9) Vermiculite(2)
CH-03	Anorthite(38), Albite(30),Microcline(17),Quartz (10),Hematite(6)
CH-12	Albite(43), Anorthoclase(26),Quartz(19),Calcite(7),Clinochlore(4), Vermiculite(1)
CH-14	Albite(46), Anorthoclase(29),Quartz(18),Clinochlore(3), Augite(3)
CH-16	Anorthite(43), Albite(35), Quartz(17), Clinochlore(3) ,Vermiculite(1)
CH-15	Albite(46), Quartz(25), Calcite(18) Clinochlore(8), Sericite(3)
CH-20	Andesine(41), Albite(30), Augite(13), Calcite(4), Quartz(5), Hematite(4),Clinochlore(3),
CH-06	Anorthite(31), Albite(30), Augite(18), Quartz(15), Clinochlore(6)
CH-17	Anorthite(45), Albite(25), Calcite(18), Augite(10)Quartz(10), Hematite(2)
CH-13	Albite(80), Calcite(10), Clinochlore(6), Quartz(4), Vermiculite(1)
CH-04	Andesine(56) ,Albite(27), Augite(10), Quartz(5), Clinochlore(2)
CH-05	Andesine(44), Albite(33), Augite(9), Calcite(5),Clinochlore(4), Quartz(3), Vermiculite(1)
CH-07	Quartz(31), Orthoclase(28), Calcite(24), Clinochlore(14), Sericite(3)
CH-08	Albite(70), Calcite(12), Clinochlore(10),Quartz(8)
CH-09	Albite(53), Anorthite(36),Augite(5), Clinochlore(3),Quartz(1), Hematite(2)
CH-10	Calcite(47), Anorthite(46), Albite(31), Clinochlore(8)
CH-11	Andesine(55), Calcite(17), Augite(12), Quartz(11), Clinochlore(4)
CH-18	Albite(40), Anorthite(37), Augite(9), Quartz(4), Hematite(4), Clinochlore(4) Vermiculite(1)
CH-19	Anorthite(40), Albite(30), Quartz(18), Calcite(4), Clinochlore(4), Sericite(2), Vermiculite(1)

**Albite** -  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

**Orthoclase** -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$

**Microcline** -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$

**Vermiculite** -  $(\text{Mg},\text{Fe}^{++},\text{Al})_3(\text{Al},\text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$

**Anorthite** -  $(\text{Ca},\text{Na})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

**Andesine** -  $\text{Na},\text{Ca}(\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{3-2}\text{O}_8)$

**Hornblende** -  $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{Al},\text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

**Hematite** -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

**Augite** -  $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})(\text{Al},\text{Si})_2\text{O}_6$

**Clinochlore** -  $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

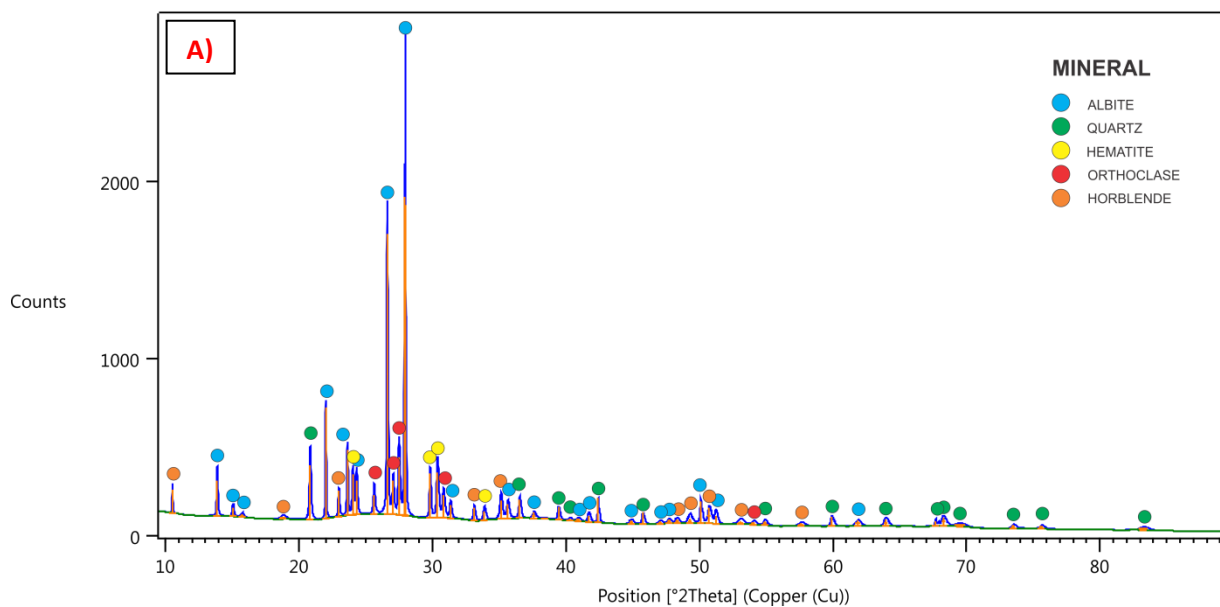
**Sericite** -  $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

**Quartz** -  $\text{Si}_2\text{O}$

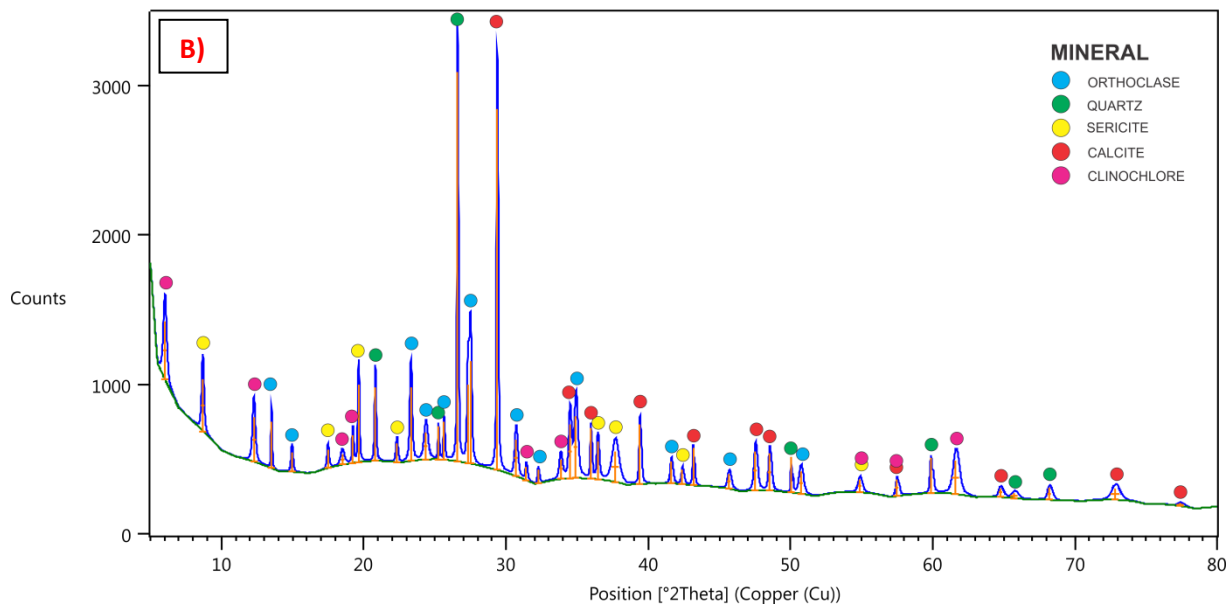
**Calcite** -  $\text{CaCO}_3$

**Actinolite** -  $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

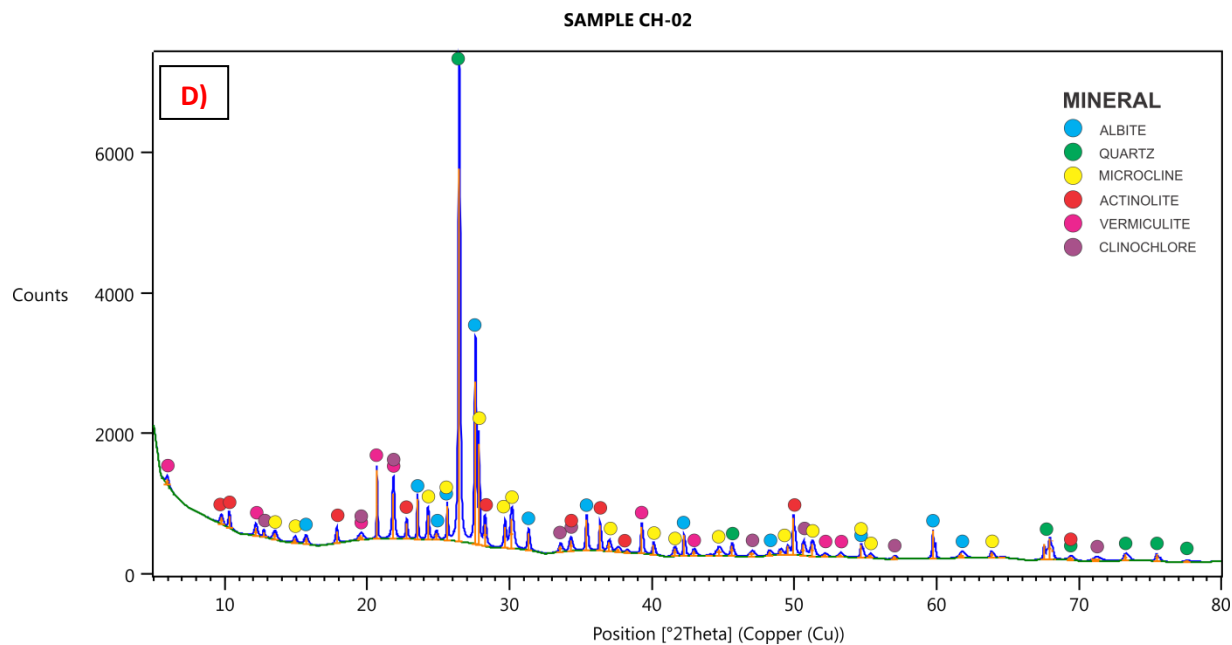
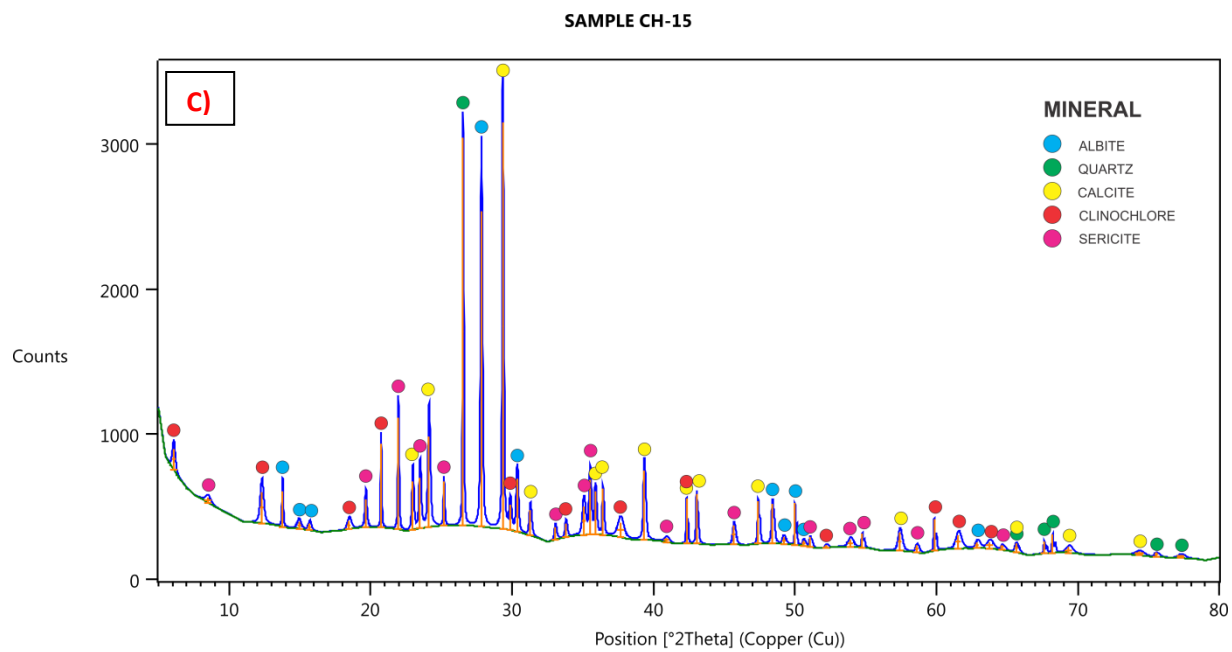
SAMPLE CH-01

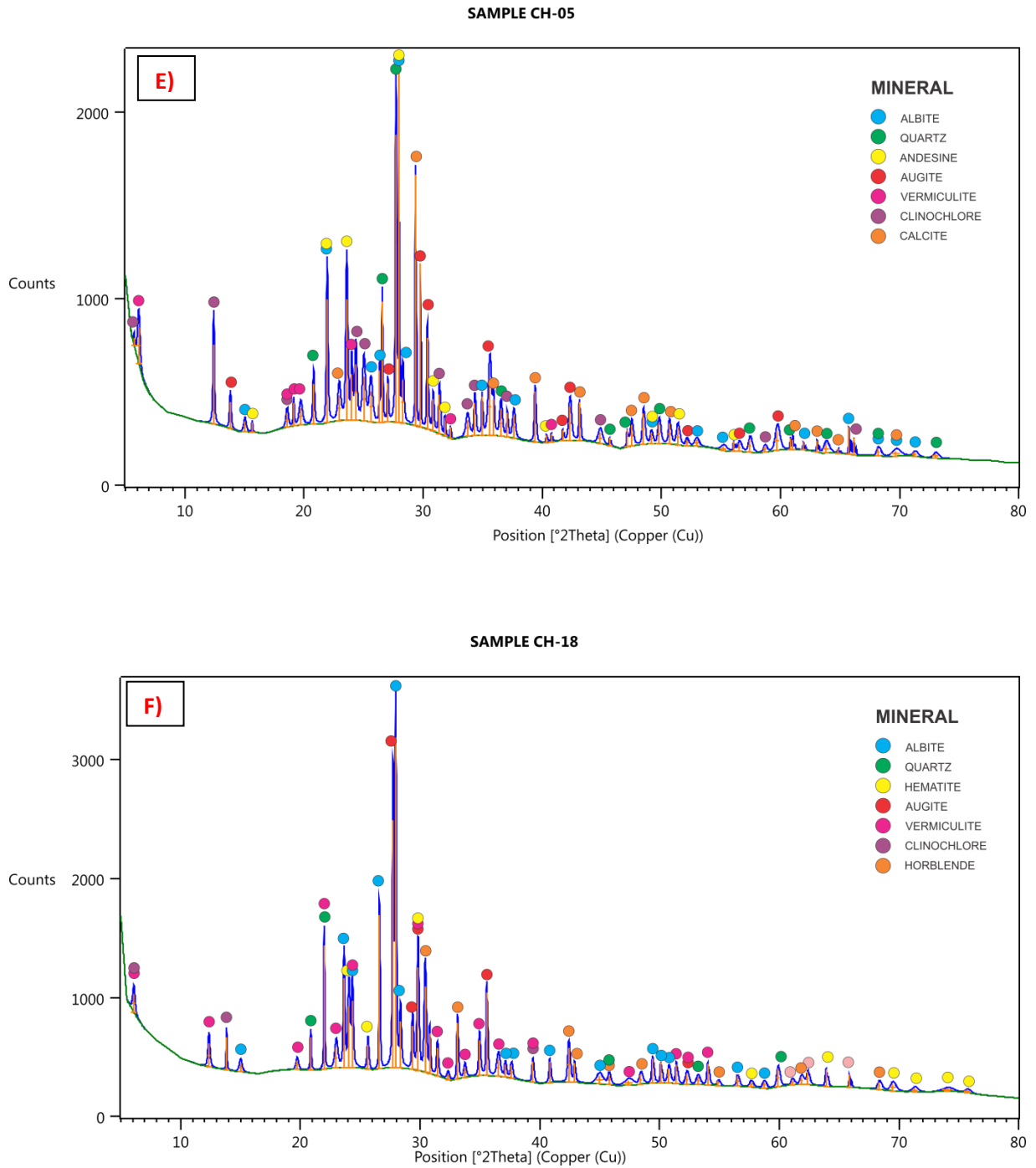


SAMPLE CH-07









**Figura 14.** Difractogramas de las muestras representativas del componente volcánico de la Formación Chilitos. A) muestra 01 – B) muestra 02 – C) muestra 05 – D) muestra 07 – E) muestra15 – F) muestra 18.

## **CAPITULO 6**

### **GEOQUÍMICA DEL COMPONENTE VOLCÁNICO DE LA FORMACIÓN CHILITOS**

#### **6.1 Geoquímica analítica**

Para el estudio geoquímico del componente volcánico de la Formación Chilitos, se llevó a cabo un muestreo en campo, en el cual se colectó un total de veinte muestras de litogeoquímica con grado de alteración hidrotermal (fílica y propilítica) para realizar análisis de elementos mayores, traza y tierras raras.

Los elementos mayores, conocidos comúnmente como “óxidos mayores” son aquellos elementos que permiten determinar la composición química y mineralógica de una roca, generalmente aplicable en rocas ígneas. Al encontrarse en altas concentraciones y debido a su abundancia en la tierra, estos elementos controlan la cristalización y disposición de los minerales formadores de roca a partir de un magma original, así como los procesos internos dentro de la cámara magmática en conjunto con la interacción con el medio (ambiente tectónico). Al ser muy abundantes, su concentración se expresa en porcentaje del peso total (% Wt), conformando alrededor del 99% del total cuantificado de los elementos de una roca. El porcentaje restante se distribuye en los elementos traza, cuya concentración normal es menor al 1%.

La medición de los elementos mayores puede realizarse mediante varios métodos analíticos. Para el caso del estudio de las muestras colectadas del componente volcánico, el análisis se llevó a cabo mediante la técnica de

Fluorescencia de Rayos X (FRX), utilizando un espectrómetro *Rigaku ZSX Primus II*, perteneciente al laboratorio del LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología) en las instalaciones del IPICYT, San Luis Potosí, México. Esta técnica utiliza la emisión fluorescente (secundaria) de rayos X para cuantificar la concentración de elementos mayores en una muestra. En la FRX, los rayos X son generados por una fuente que puede ser un tubo de rayos X, un sincrotrón o un material radiactivo, para ser irradiados sobre una muestra. Los elementos que se encuentran presentes en la muestra emitirán radiación fluorescente de rayos X. Cada átomo tiene niveles específicos de energía, de forma que la radiación emitida es característica de ese átomo. Un átomo emite más de una sola energía debido a que se pueden producir vacantes en diferentes niveles y los electrones que llenan estas vacantes también provienen de diferentes niveles. La colección de líneas emitidas es característica de cada elemento y puede ser considerada la huella digital del elemento. El concepto básico para todos los espectrómetros es una fuente, una muestra y un sistema de detección. La fuente irradia la muestra, y el detector mide la radiación procedente de la muestra.

De las muestras sometidas a FRX, se obtuvo el porcentaje en peso de elementos mayores, para posteriormente obtener el ajuste en base anhidra libre de volátiles, y su relación con la formación de minerales normativos según la norma CIPW con ayuda del software SINCLAS (Verma *et al.*, 2002). Se debe tomar en cuenta que la norma no discrimina los factores que causa variación composicional, como lo es la alteración y el desequilibrio mineralógico

Estas muestras contienen abundancias de 37.8–61.2% en peso ( $\text{SiO}_2$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativamente alto (14.4–26.9% en peso, con un promedio de 23.2% en peso). Los valores de MgO son 0.21 a 6.3% en peso (promedio = 0.87% en peso), Mg # = 20.0 a 78.9 (promedio = 50.8),  $\text{TiO}_2$  = 0.26-1.5% en peso (promedio = 0.83% en peso) y CaO alto = 3.0–33.4 % en peso (promedio = 12.4% en peso).

Los elementos traza juegan un papel muy importante en la geoquímica y petrogénesis de las rocas. Un elemento traza es definido como un elemento presente en una roca en concentraciones menores al 1%, a lo que se debe su expresión cuantitativa en partes por millón (ppm). La mayoría de estos elementos si bien forman minerales por si solos (no formadores de roca), son capaces de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Estos elementos presentan una movilidad relativamente baja a nula a comparación de los elementos mayores, por lo que difícilmente suelen ser sustituidos por otros elementos al someterse a alteraciones y metamorfismo, por lo tanto, como su nombre lo dice, manifiestan la traza original de la formación de una roca. Algunos de estos elementos suelen tener una movilidad moderada, como el rubidio, bario y estroncio, por lo que se debe tener en cuenta su uso en rocas sin alteraciones.

Los elementos traza presentan una división de acuerdo a su radio iónico y carga iónica, en conjunto a la estabilidad de fases, a lo que se le denomina “coeficiente de partición” (D). Si el coeficiente de partición es mayor a 1 ( $D > 1$ ), presenta alta carga, pero un radio bajo es denominado como elemento compatible o HFSE (*High Field Strength Element*- elemento de alta intensidad de campo), por ejemplo, Hf, Nb, Ta, Ti, Zr y los lantánidos (tierras raras pesadas y ligeras). Por el

contrario, si el elemento cuenta con un coeficiente de partición menor a 1 ( $D < 1$ ), baja carga y radio alto, se considera como un elemento incompatible o LILE (*Large Ion Lithophile Element* - elemento litófilo de iones grandes) como el Rb, Sr, Ba, Ce, K, Cs. Esta compatibilidad a la que se hace mención es referida al magma original al momento de formar minerales.

La medición de los elementos traza para las veinte muestras colectadas se realizó en Laboratorios ALS Chemex, Canadá, utilizando la técnica de Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS - *inductively coupled plasma mass spectrometry*). La técnica consiste en nebulizar una muestra previamente digerida, disuelta y convertida en una muestra homogénea, introducida en el ICP donde será posteriormente volatilizada, disociada y finalmente atomizada para producir los iones que servirán para la medición. La medición de estos iones se realiza a partir de la excitación de los átomos, obteniendo la lectura de la emisión de los fotones. Esta técnica permite determinar la concentración de aproximadamente el 80% de los elementos de la tabla periódica. Los resultados de las concentraciones de los elementos mayores y traza se expresan en la tabla 2.

**Tabla 2. Composiciones representativas de roca total del componente volcánico de la Formación Chilitos. Elementos principales en porcentaje de peso y elementos traza y tierras raras en ppm. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 84, Z 13 N.**

Muestra	CH-01	CH-02	CH-03	CH-12	CH-14	CH-16	CH-15	CH-20	CH-06	CH-17
<b>Roca</b>	Andesita-andesita basáltica de bajo magnesio									
Coord. X	718337	718428	718343	717510	717422	716594	717577	716406	716694	716611
Coord. Y	2560607	2560791	2560729	2560452	2560493	2560295	2560432	2560236	2560338	2560306
SiO <sub>2</sub>	60.23	55.63	51.43	44.70	46.82	55.20	44.62	43.28	50.57	36.56
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.24	0.65	1.16	1.06	0.53	1.06	0.69	0.48	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.83	24.16	23.32	23.64	21.99	24.40	20.87	23.06	24.15	17.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	1.79	1.63	2.87	4.26	3.62	2.02	3.59	2.83	2.77	1.85
MnO	0.05	0.15	0.11	0.05	0.06	0.07	0.07	0.16	0.11	0.14
MgO	0.37	0.41	0.76	0.77	0.71	0.20	1.03	1.14	1.26	1.29
CaO	3.69	4.76	11.33	9.33	11.43	5.42	11.57	15.37	9.85	25.93
Na <sub>2</sub> O	3.73	1.70	1.96	1.79	1.97	1.91	2.17	1.44	1.72	1.13
K <sub>2</sub> O	4.16	3.36	2.52	1.25	0.76	3.66	1.87	2.69	2.56	2.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.33	0.26	0.20	0.22	0.35	0.26	0.25	0.27	0.18
LOI	1.27	4.61	2.77	9.36	7.58	3.42	8.92	5.81	3.69	8.34
Total	98.87	96.98	97.98	96.51	96.23	97.18	96.03	96.71	97.43	96.03
<b>Valor ajustado</b>										
(SiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	61.79	60.31	54.14	51.50	52.99	58.97	51.40	47.74	54.07	41.76
(TiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	0.39	0.26	0.68	1.33	1.20	0.57	1.22	0.76	0.52	0.63
(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>adj</sub>	23.42	26.19	24.55	27.23	24.89	26.07	24.05	25.44	25.82	20.50
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>adj</sub>	0.57	0.42	0.64	0.75	0.87	0.52	0.63	0.48	0.63	0.32
(FeO) <sub>adj</sub>	1.14	1.21	2.14	3.75	2.90	1.47	3.15	2.38	2.10	1.61
(MnO) <sub>adj</sub>	0.05	0.17	0.12	0.06	0.07	0.08	0.08	0.17	0.12	0.16
(MgO) <sub>adj</sub>	0.38	0.44	0.80	0.88	0.81	0.22	1.18	1.26	1.34	1.47
(CaO) <sub>adj</sub>	3.78	5.16	11.93	10.76	12.93	5.79	13.33	16.95	10.54	29.63
(Na <sub>2</sub> O) <sub>adj</sub>	3.83	1.84	2.07	2.07	2.23	2.04	2.50	1.59	1.83	1.29
(K <sub>2</sub> O) <sub>adj</sub>	4.27	3.65	2.66	1.44	0.86	3.91	2.16	2.97	2.74	2.42
(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) <sub>adj</sub>	0.37	0.35	0.27	0.23	0.25	0.38	0.30	0.27	0.28	0.21
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Q	15.09	24.12	6.46	8.34	8.79	19.79	1.04	0.00	7.91	0.00
Or	25.23	21.54	15.69	8.54	5.10	23.13	12.75	17.56	16.18	0.00
Ab	32.38	15.60	17.48	17.48	18.89	17.25	21.17	1.49	15.53	0.00
An	16.33	23.28	49.88	51.86	55.34	26.27	48.01	53.49	50.42	42.98
C	6.52	10.68	0.00	3.27	0.00	8.85	0.00	0.00	1.36	0.00
Hy	2.02	2.85	1.35	6.36	1.73	2.02	0.00	0.00	6.05	0.00
Mt	0.83	0.61	0.93	1.09	1.26	0.75	0.91	0.69	0.91	0.47
IL	0.75	0.50	1.29	2.54	2.29	1.08	2.31	1.44	0.98	1.20
Ap	0.86	0.82	0.62	0.53	0.57	0.87	0.69	0.63	0.66	0.48
Mg#	36.95	37.69	38.75	26.72	30.44	19.59	36.76	46.07	51.59	58.77
<b>Elementos traza y tierras raras</b>										
Ba	662	972	546	79.8	341	647	127.5	686	372	428
Co	21	26	24	36	41	20	29	22	27	19
Cr	40	30	140	310	260	50	210	100	90	90
Cs	2.57	19.2	3.85	29.3	17.7	3.08	23.7	1.29	7.01	1.45
Cu	15	1	30	51	48	39	38	71	62	70
Ga	13.8	16.8	15.9	18.2	16.4	16.2	13.4	17	17.5	13.3
Hf	3.7	2.4	2.3	3	3.2	2.9	2.7	1.9	1.4	2.1
Li	10	20	10	50	50	20	40	20	20	10
Nb	11.5	4.2	6.6	7.7	8.3	7.1	7.6	3.8	2.8	4.9
Ni	9	2	45	163	163	52	103	32	45	43
Pb	3	6				4		2	3	
Rb	43.9	35.9	26.3	36.6	14.5	37.5	48.3	26.4	33.2	27.2
Sc	7	4	23	27	26	15	29	26	31	23
Sr	241	1440	389	339	332	369	259	386	522	380
Ta	0.8	0.3	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3
Th	1.75	0.89	0.98	0.46	0.52	1.18	0.56	0.5	0.58	0.8
U	0.84	0.57	0.38	0.22	0.3	0.37	0.31	0.18	0.24	0.35
V	100	51	204	210	203	187	243	251	250	248

Y	16.5	17.5	16.9	23.3	21.3	16.7	21	16.7	14.6	17.9
Zn	53	91	60	117	112	52	92	62	69	47
Zr	169	94	101	120	113	112	112	65	57	82
La	14.2	9.4	8.1	6	5.7	9.2	7.3	5.6	5.4	6.5
Ce	30.4	22	17.9	15.6	15.2	20.3	17.3	12.5	12.3	14.3
Pr	3.89	3.03	2.34	2.41	2.25	2.75	2.61	1.86	1.74	2
Nd	15.7	14	11.3	12.6	11.2	12.6	12.6	8.9	9.4	9.9
Sm	3.5	3.42	3.11	4.01	3.36	3.1	3.43	2.43	2.56	2.44
Eu	1.11	1.04	1.03	1.36	1.31	1.08	1.25	0.91	0.87	0.96
Gd	3.03	3.08	2.86	4.51	4.07	3.21	3.76	2.62	2.75	2.74
Tb	0.47	0.49	0.48	0.73	0.71	0.52	0.63	0.53	0.42	0.53
Dy	3.26	3.18	3.27	4.32	4.18	2.69	3.94	2.74	2.72	3
Ho	0.61	0.6	0.65	0.95	0.76	0.52	0.79	0.65	0.57	0.59
Er	1.89	1.95	1.95	2.41	2.49	1.76	2.18	1.8	1.64	1.78
Tm	0.27	0.3	0.28	0.38	0.32	0.28	0.33	0.26	0.24	0.29
Yb	1.87	2.34	1.75	2.32	1.89	1.47	2	1.41	1.52	1.72
Lu	0.31	0.33	0.27	0.33	0.3	0.29	0.37	0.28	0.25	0.26
TREE	77.25	61.98	52.02	53.61	49.56	57.08	54.55	39.75	39.66	44.01
La/Nb	1.23	2.24	1.23	0.78	0.69	1.30	0.96	1.47	1.93	1.33
Nb/Y	0.70	0.24	0.39	0.33	0.39	0.43	0.36	0.23	0.19	0.27
Zr/Y	10.24	5.37	5.98	5.15	5.31	6.71	5.33	3.89	3.90	4.58
Th/Ta	2.19	2.97	1.96	1.15	1.04	2.36	1.40	1.67	2.90	2.67
Zr/Nb	14.70	22.38	15.30	15.58	13.61	15.77	14.74	17.11	20.36	16.73
Th/Nb	0.15	0.21	0.15	0.06	0.06	0.17	0.07	0.13	0.21	0.16
(La /Yb) <sub>CN</sub>	5.16	2.73	3.14	1.76	2.05	4.25	2.48	2.70	2.41	2.57
Eu/Eu*	1.01	0.96	1.03	0.97	1.08	1.03	1.06	1.09	0.99	1.13
(Nb/Nb*)	0.27	0.08	0.20	1.05	0.40	0.18	0.73	0.10	0.13	0.19
(Sr/Sr*)	0.86	6.60	2.20	1.98	2.07	1.85	1.43	2.97	3.96	2.59

Tabla 2. Continuación.

muestra	CH-13	CH-04	CH-05	CH-07	CH-08	CH-09	CH-10	CH-11	CH-18	CH-19
<b>Roca</b>	High-Mg basaltic andesite									
Coord. X	717545	718331	718343	720135	720087	717917	717990	718055	716640	716446
Coord. Y	2560438	2560767	2560806	2561078	2561102	2560465	2560450	2560460	2560322	2560278
SiO <sub>2</sub>	43.71	49.34	45.55	45.30	44.26	51.68	33.59	37.99	52.38	49.11
TiO <sub>2</sub>	1.39	0.56	0.82	0.73	0.75	0.83	0.88	0.85	0.82	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.90	24.46	20.34	20.73	22.28	18.93	15.43	18.16	19.83	18.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	6.64	3.10	4.98	6.13	3.73	8.02	1.99	4.01	6.93	6.66
MnO	0.08	0.12	0.14	0.05	0.10	0.10	0.14	0.13	0.11	0.11
MgO	2.91	1.77	2.58	5.34	2.29	5.07	3.18	5.75	3.08	3.05
CaO	9.08	10.39	10.67	7.63	10.85	3.31	29.61	20.29	6.56	8.72
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.20	2.12	0.27	1.47	3.87	1.18	1.37	3.26	2.31
K <sub>2</sub> O	1.06	1.66	2.10	3.83	2.16	1.67	1.89	0.76	2.31	1.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.28	0.30	0.19	0.33	0.32	0.30	0.15	0.29	0.16
LOI	9.49	3.71	8.09	8.54	7.85	5.16	9.01	8.99	3.25	7.07
Total	97.05	97.59	97.69	98.74	96.07	98.96	97.21	98.45	98.83	98.51
<b>Valor ajustado</b>										
(SiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	50.24	52.69	51.08	50.51	50.35	55.45	38.16	42.64	55.11	54.02
(TiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	1.60	0.60	0.91	0.81	0.85	0.89	1.00	0.95	0.86	0.75
(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>adj</sub>	22.87	26.12	22.81	23.12	25.35	20.31	17.52	20.38	20.86	20.70
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>adj</sub>	1.16	0.70	0.85	1.04	0.65	2.06	0.34	0.53	1.75	1.56
(FeO) <sub>adj</sub>	5.82	2.34	4.26	5.22	3.24	5.89	1.72	3.57	4.99	5.19
(MnO) <sub>adj</sub>	0.10	0.13	0.16	0.05	0.11	0.11	0.16	0.15	0.12	0.12
(MgO) <sub>adj</sub>	3.35	1.89	2.89	5.96	2.60	5.44	3.62	6.45	3.24	3.35
(CaO) <sub>adj</sub>	10.43	11.10	11.97	8.51	12.35	3.55	33.63	22.78	6.90	9.59
(Na <sub>2</sub> O) <sub>adj</sub>	2.89	2.35	2.37	0.30	1.67	4.16	1.34	1.54	3.43	2.54
(K <sub>2</sub> O) <sub>adj</sub>	1.22	1.78	2.35	4.27	2.46	1.79	2.15	0.85	2.43	2.01
(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) <sub>adj</sub>	0.33	0.30	0.34	0.21	0.37	0.35	0.34	0.17	0.31	0.17
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Q	0.00	5.15	0.00	2.52	0.98	6.11	0.00	0.00	4.12	4.81
Or	7.18	10.50	13.91	25.21	14.53	10.56	0.00	0.00	14.35	11.86



Ab	24.43	19.86	20.07	2.52	14.13	35.17	0.00	0.00	29.04	21.46
An	45.85	53.06	44.64	40.85	54.41	15.35	35.45	46.17	32.24	39.17
C	0.00	0.89	0.00	3.04	0.00	5.92	0.00	0.00	0.77	0.00
Hy	13.61	7.67	5.31	22.32	8.93	21.41	0.00	0.00	14.59	12.62
Mt	1.69	1.02	1.23	1.51	0.94	2.99	0.50	0.78	2.53	2.26
IL	3.04	1.14	1.74	1.54	1.62	1.69	1.90	1.81	1.64	1.43
Ap	0.76	0.70	0.78	0.49	0.87	0.80	0.79	0.39	0.71	0.40
Mg#	47.16	57.34	51.95	64.63	55.74	60.56	76.72	74.18	52.40	51.14
<b>Elementos traza y tierras raras</b>										
Ba	153	373	1025	874	378	449	306	311	522	336
Co	47	28	21	32	30	21	22	28	28	24
Cr	270	90	130	330	260	40	390	420	70	160
Cs	9.59	11.15	24.7	132	34.9	11	5.38	12.4	2.36	3.18
Cu	50	35	53	65	113	38	35	47	57	71
Ga	17.8	17.3	16.8	15.3	13.8	15.9	12.8	13	15.1	16.7
Hf	3.3	2.4	2.7	1.5	1.7	2	2.8	1.2	2.5	1.9
Li	50	30	80	200	140	60	20	70	20	40
Nb	9.5	5.8	6	3.4	3.8	4.2	16.2	4.5	5.8	3.8
Ni	141	53	35	109	97	40	90	142	75	59
Pb		4	4				2		3	
Rb	14.8	16	32.4	165.5	43.2	33.3	15.9	11.1	32.7	41.6
Sc	33	23	26	32	31	19	16	22	19	24
Sr	328	554	1690	309	302	368	507	912	324	361
Ta	0.6	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	1.1	0.3	0.4	0.3
Th	0.59	0.98	1.46	0.5	0.73	0.81	1.11	0.36	1.13	0.74
U	0.23	0.38	2.2	0.31	0.54	0.44	0.73	0.9	0.42	0.28
V	285	196	221	219	252	217	145	183	208	219
Y	25	16.5	19.7	10.2	13.9	16.3	12.4	12.2	18.3	13.6
Zn	113	64	84	50	67	71	52	50	61	62
Zr	131	92	99	57	66	78	131	45	98	71
La	8	7.4	9.5	4.3	5.2	6.6	13.6	4.5	9	5.3
Ce	21	16.5	21.1	10.7	12.7	15.4	28.6	10.6	18.8	11.7
Pr	3	2.39	2.98	1.57	1.92	2.18	3.46	1.54	2.57	1.63
Nd	14.9	11.1	13.3	7.7	9.1	10.5	15.7	8.1	11.3	7.4
Sm	4.02	2.8	3.74	2.25	2.58	2.56	3.54	2.25	2.93	2.05
Eu	1.25	0.95	1.2	0.7	0.78	0.91	1.06	0.95	0.98	0.71
Gd	4.74	2.98	3.64	1.87	2.96	2.89	3.06	2.37	3.21	2.24
Tb	0.81	0.49	0.58	0.34	0.39	0.5	0.44	0.41	0.59	0.44
Dy	5.11	3.21	3.97	2.07	2.67	3.04	2.68	2.42	3.03	2.63
Ho	1.01	0.65	0.71	0.43	0.52	0.67	0.44	0.52	0.67	0.51
Er	2.91	1.75	2.16	1.2	1.45	1.8	1.39	1.34	1.71	1.51
Tm	0.43	0.29	0.33	0.16	0.22	0.27	0.2	0.17	0.34	0.25
Yb	2.55	1.81	2.15	1.12	1.73	1.86	1.18	1.42	1.8	1.57
Lu	0.37	0.26	0.31	0.16	0.22	0.26	0.19	0.21	0.32	0.25
TREE	64.99	49.37	61.7	32.5	39.77	46.4	72.86	34.38	54.22	35.56
La/Nb	0.84	1.28	1.58	1.26	1.37	1.57	0.84	1.00	1.55	1.39
Nb/Y	0.38	0.35	0.30	0.33	0.27	0.26	1.31	0.37	0.32	0.28
Zr/Y	5.24	5.58	5.03	5.59	4.75	4.79	10.56	3.69	5.36	5.22
Th/Ta	0.98	2.45	3.65	2.50	2.43	2.70	1.01	1.20	2.83	2.47
Zr/Nb	13.79	15.86	16.50	16.76	17.37	18.57	8.09	10.00	16.90	18.68
Th/Nb	0.06	0.17	0.24	0.15	0.19	0.19	0.07	0.08	0.19	0.19
(La/Yb) <sub>CN</sub>	2.13	2.78	3.00	2.61	2.04	2.41	7.83	2.15	3.40	2.29
Eu/Eu*	0.87	1.00	0.98	1.01	0.86	1.02	0.96	1.24	0.97	1.00
(Nb/Nb*)	0.78	0.25	0.10	0.07	0.17	0.16	0.70	0.24	0.18	0.19
(Sr/Sr*)	1.51	3.31	8.10	2.77	2.28	2.34	1.89	8.03	1.78	3.12

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_{\text{CN}} / ((\text{Sm} + \text{Gd})_{\text{CN}} / 2)$$

$$\text{Nb/Nb}^* = 2 \cdot \text{Nb}_{\text{PM}} / (\text{Ba} + \text{La})_{\text{PM}}$$

$$\text{Sr/Sr}^* = \text{Sr}_{\text{MORB}} / ((\text{Ce} + \text{Nd})_{\text{MORB}} / 2)$$

adj= Valor ajustado

CN= Valor normalizado en Condrita (tomado de McDonough and Sun, 1995)

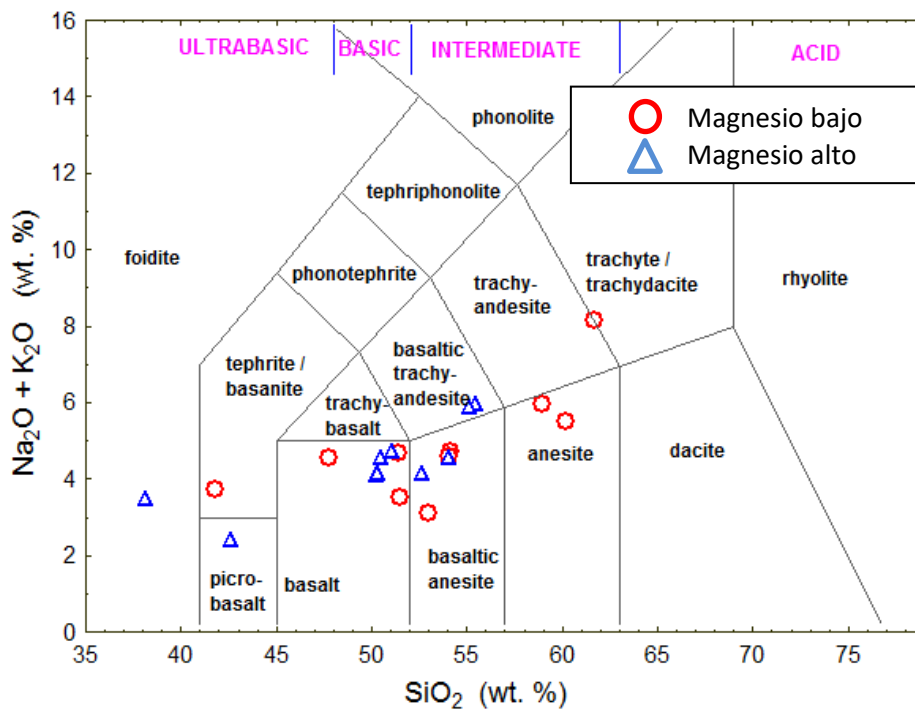
PM= Valor normalizado en Manto Primitivo (tomado de McDonough and Sun, 1995)

M= Valor normalizado en MORB (tomado de Sun and McDonough, 1989)

## 6.2 Geoquímica de roca total

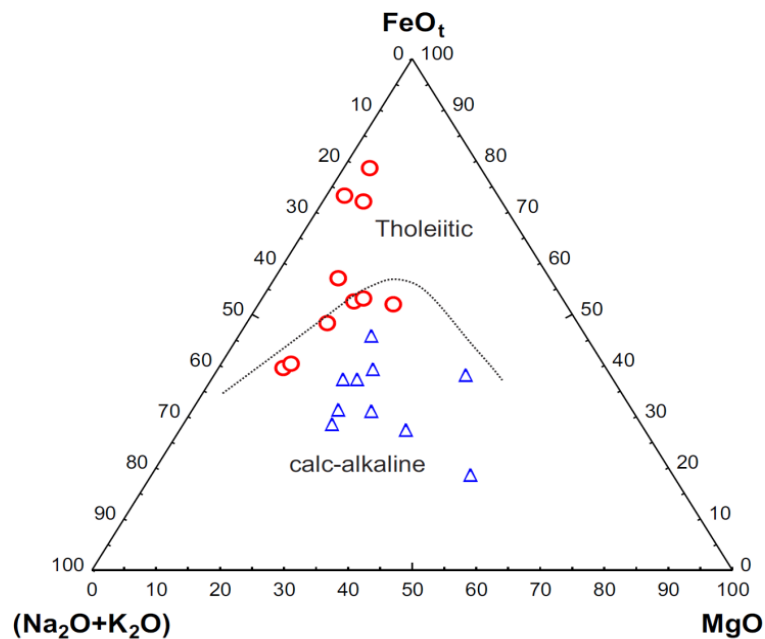
### 6.2.1 Clasificación del magma

Los elementos mayores ajustados son graficados en un diagrama TAS (*Total Alkali vs Silica*) propuesto por Le Bas *et al.* (1986), con la finalidad de mostrar la clasificación química del componente volcánico analizado de la Formación Chilitos (Fig. 15). La clasificación en este diagrama indica que la prevalencia de composición del componente volcánico es mayormente andesita-basalto con variaciones de traquiandesita-traquibasalto.



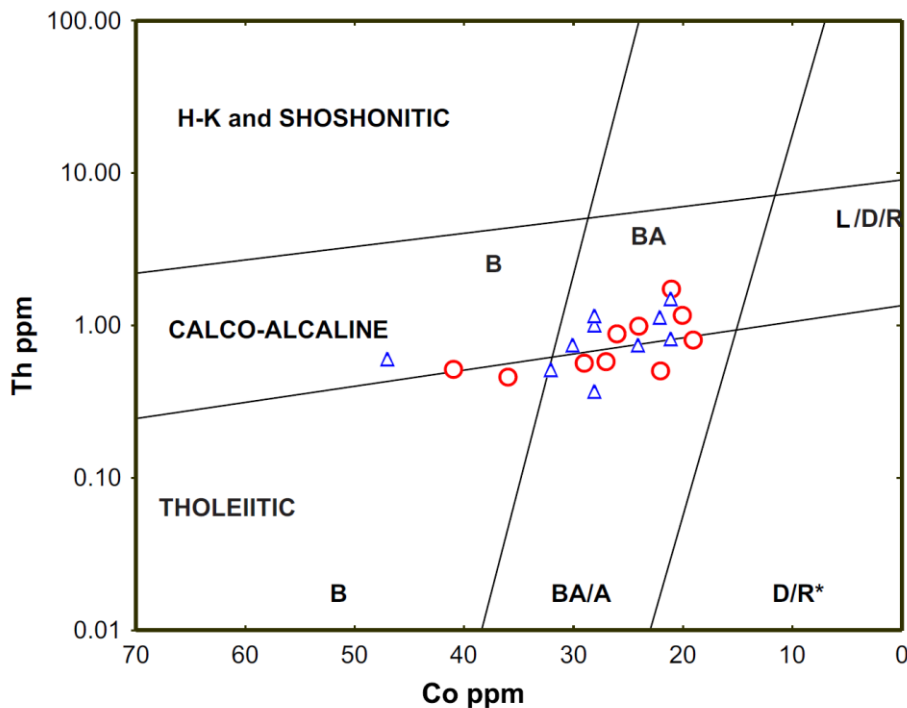
**Figura 15.** Diagrama *Total Alkali vs Silica* (TAS), definido por Le Bas *et al.* (1986). En él se muestra la clasificación química de las rocas volcánicas utilizando elementos mayores en peso total (sílice vs elementos alcalinos). En el caso del componente volcánico de la Formación Chilitos, ha sido definido mayormente como andesita-basalto.

Cabe mencionar que este diagrama se utiliza en rocas que no presenten grado de alteración y metamorfismo debido a la alta movilidad de los elementos mayores. Se observa una diferenciación volcánica que varía de basalto a andesita, predominando la composición andesítica. Recordando que la movilidad de los elementos suele ser un factor importante en la variación de la composición, aún la tendencia a la diferenciación magmática suele presentarse en un margen de tolerancia aceptable para el caso de la clasificación TAS a pesar de la alteración hidrotermal existente. En el diagrama AFM (Irvine y Varagar, 1971) se distingue una afinidad de un magma mayormente calco-alcálico con tendencia tholeiítica para las rocas que conforman el componente volcánico de la Formación Chilitos (Fig. 16).



**Figura 16.** Diagrama ternario AFM (Irvine y Varagar, 1971) que define la afinidad calco-alcálica o tholeiítica de las rocas volcánicas. El componente volcánico presenta una tendencia calco-alcálica a tholeiítica.

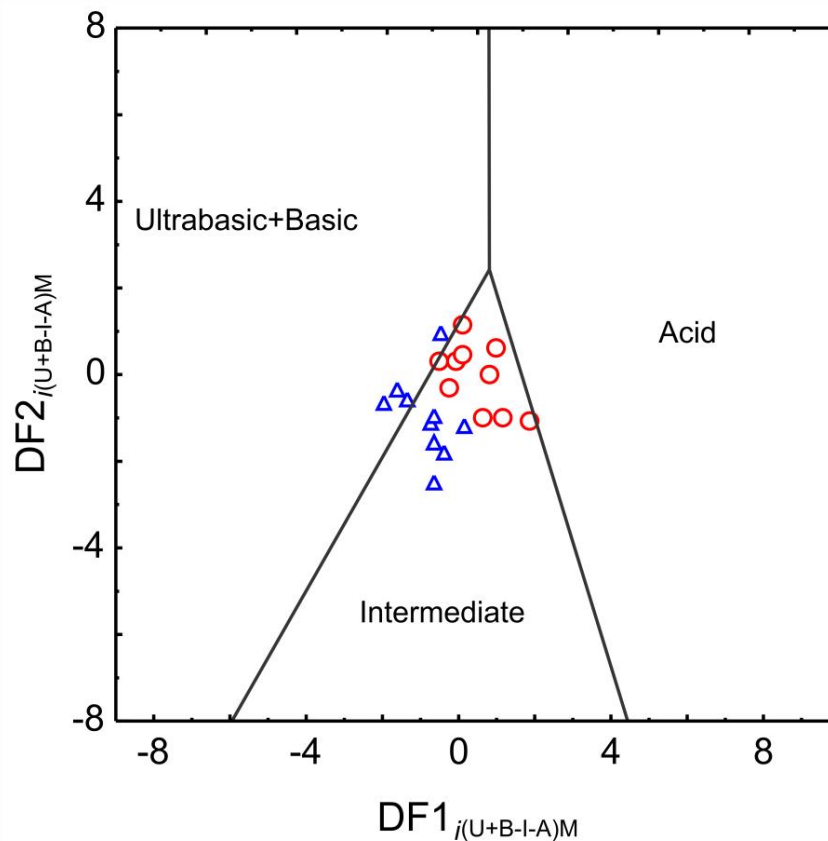
Para el propósito de las clasificaciones petrogenéticas, es vital utilizar elementos que permanezcan relativamente inmóviles debido a la alteración hidrotermal. Se ha argumentado que la alteración de las rocas volcánicas de los HFSE, elementos de tierras raras (REE, La-Lu) y metales de transición (Cr, Ni) son algo más inmóviles en contraste con los LILE (Pearce y Cann, 1973).



**Figura 17.** Diagrama de clasificación de Hastie *et al.* (2007). Este diagrama bivariado utiliza elementos traza inmóviles (Co vs Th) para clasificar las rocas volcánicas. **Abreviaciones:** B-basalto, A-andesita, D-dacita, R-riolita, L-latita

Para mitigar el inconveniente de las alteraciones hidrotermales, se determinó la composición del componente volcánico en el diagrama bivariado (Co vs Th), propuesto por Hastie *et al.* (2007), mediante el uso de elementos traza HFSE, determinando que el componente volcánico de la Formación Chilitos se

conforma de rocas de composición andesítica y andesita-basalto (Fig. 17). El diagrama de clasificación multidimensional (Verma *et al.*, 2017), se basa en funciones discriminantes (DF) mediante transformaciones isométricas (log-radio) de los elementos principales (M) para la clasificación de rocas ígneas con grado de alteración como: ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas. Al componente volcánico se le ha clasificado mediante este diagrama como rocas intermedias a básicas “andesita-basalto” (Fig. 18).



**Figura 18.** Diagrama de clasificación de Verma *et al.* (2017). En él se clasifican las rocas volcánicas de manera más sencilla en base a funciones logarítmicas, determinando si son rocas ácidas, intermedias o máficas/ultramáficas.

### **6.2.2 Comportamiento y fuente del magma**

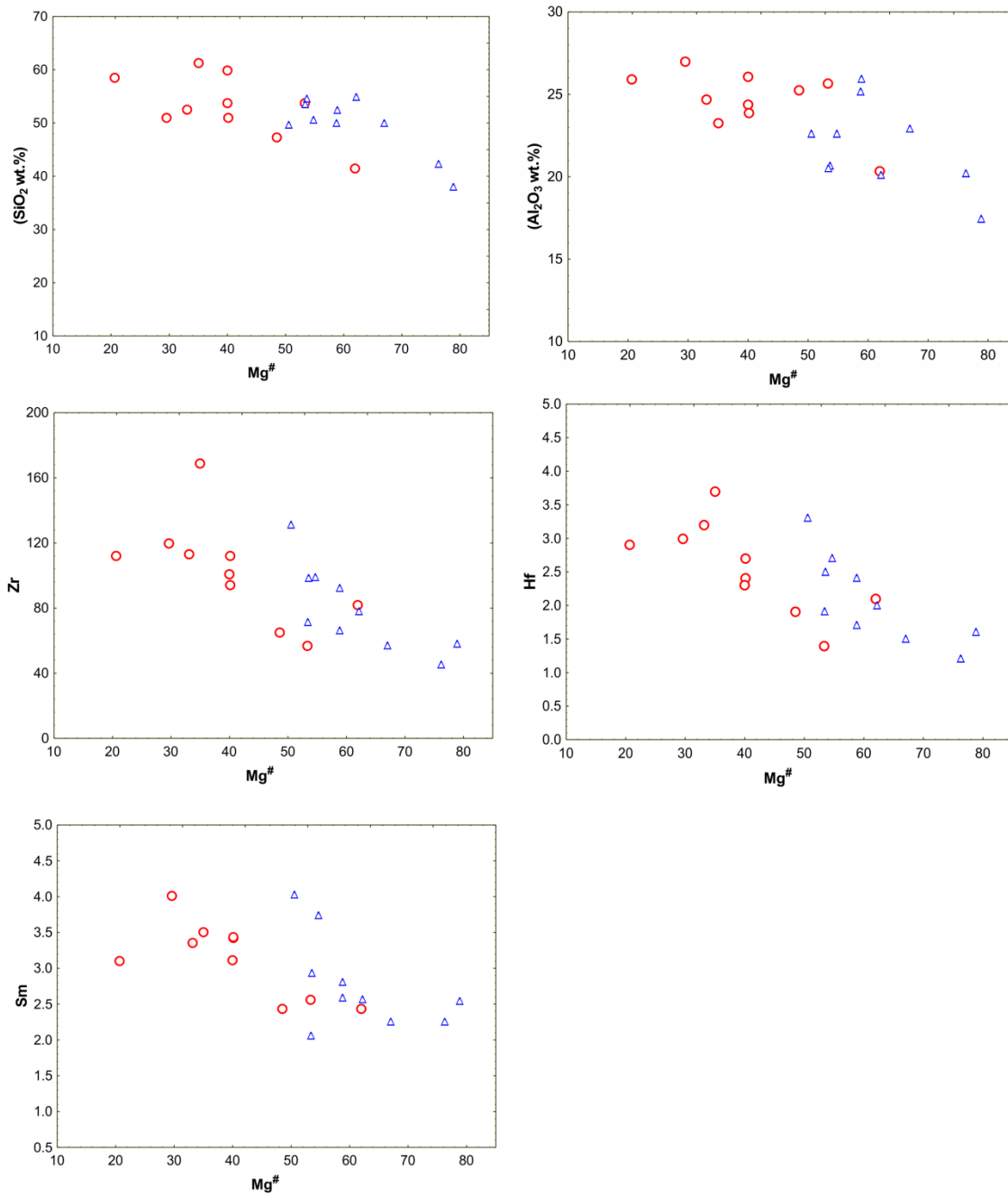
El SiO<sub>2</sub> se considera como un parámetro geológico importante, ya que las rocas empobrecidas con este elemento suelen ser provenientes de magmas originales y sin evolución. En conjunto con el SiO<sub>2</sub>, el contenido de MgO permite determinar la relación entre un magma original. Al decrecer el contenido de MgO se incrementa el porcentaje de SiO<sub>2</sub>, provocando evolución en los magmas y en la cristalización de los minerales. El contenido de FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO y CaO que inicialmente ingresan en los minerales que inicialmente cristalizan en rocas máficas y ultramáficas (olivinos, plagioclasas cálcicas, piroxenos), disminuirá al aumentar el grado de acidez. En tanto los minerales con contenido de, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O contendrán una cantidad mayor de SiO<sub>2</sub>, formando así minerales como feldespatos potásicos, plagioclasas sódicas, micas bajas en calcio, hasta que este óxido permanezca en estado natural finalmente (cuarzo) en rocas de composición intermedia a félsica.

Para comprender como se llevó a cabo el proceso de cristalización, se debe entender cuáles son los procesos predominantes en el comportamiento del magma previo a su extrusión (cristalización fraccionada, fusión parcial, asimilación o mezcla de magmas). Los diagramas de variación son una herramienta que nos ayuda a observar este comportamiento, permitiendo comprender la evolución de los magmas a través del tiempo y los procesos que controlan el equilibrio en la generación de los minerales formadores de roca, así como su interacción con otros magmas y el medio que los contiene.

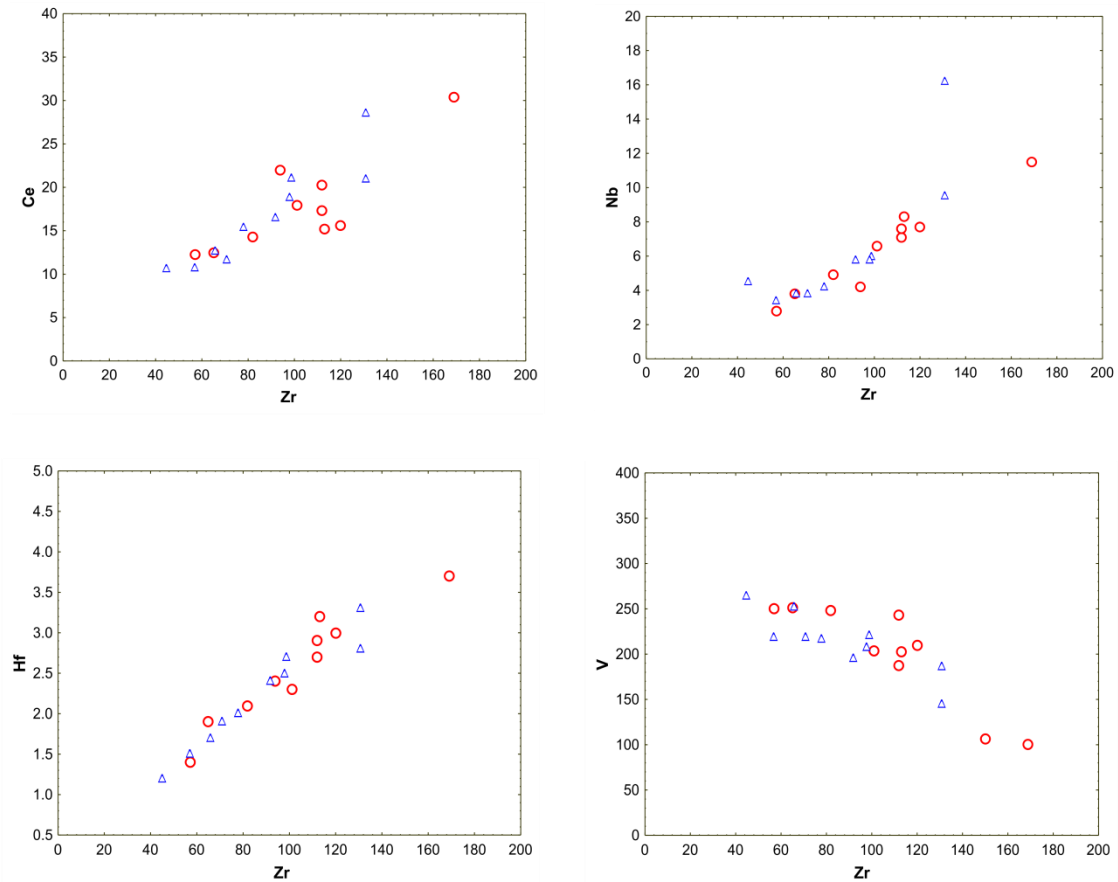
En este caso, el #Mg controla en mayor parte los procesos predominantes. Al compararlo gráficamente con otros elementos (mayores: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt %, traza: Zr, Hf, Sm) se puede observar un patrón que nos indica un proceso de cristalización fraccionada. De igual manera, al evaluar el comportamiento del Zr contra los elementos: Ce, V, Hf y Sr, se presenta el mismo patrón de cristalización fraccionada con tendencias AFC (*Assimilation-Fractional Crystallization*), así como en los diagramas de variación Mg# frente a SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se observa que dicho patrón en las muestras de andesita-basalto están correlacionadas negativamente (cristalización fraccionada). Además, indica que estos elementos son inmóviles ante la alteración hidrotermal y pueden ser utilizados en la interpretación de la petrogénesis y evolución del magma (Fig. 19).

Conforme el magma evoluciona, ocurre un mayor contenido de procesos que pueden alterar la cristalización de los minerales y la composición del mismo. El intercambio y sustitución de elementos en conjunto con la interacción del medio por donde trasciende el magma forma nuevos minerales y modifica la composición de otros. Tal es el ejemplo de la sustentabilidad de la serie continua y discontinua de la reacción de Bowen, que, por una parte, mientras más evolución se presenta en un magma, el contenido de olivinos, piroxenos y anfíboles se ve modificado, al igual que el contenido de calcio y sodio en las plagioclasas.

Los minerales que se ven susceptibles al proceso de cristalización fraccionada en el magma que dio origen al componente volcánico de la Formación Chilitos son los piroxenos.



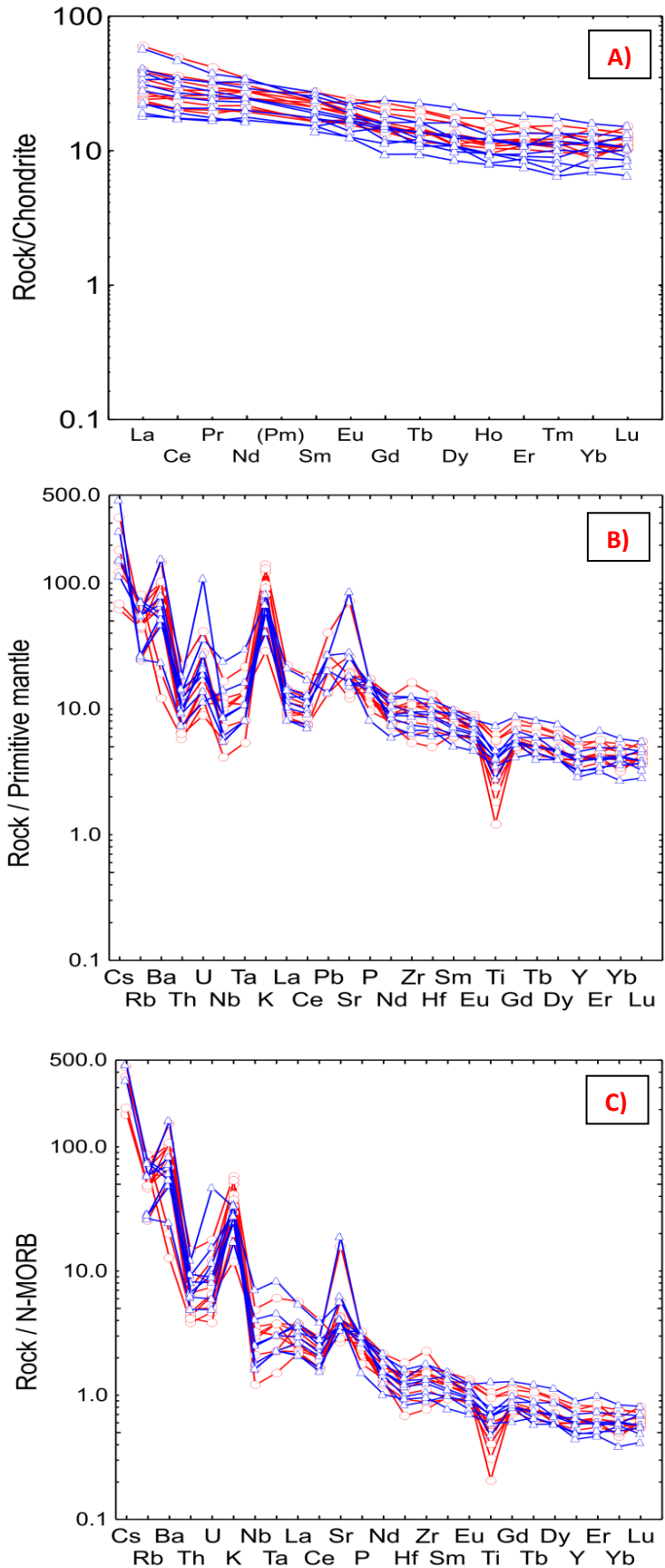




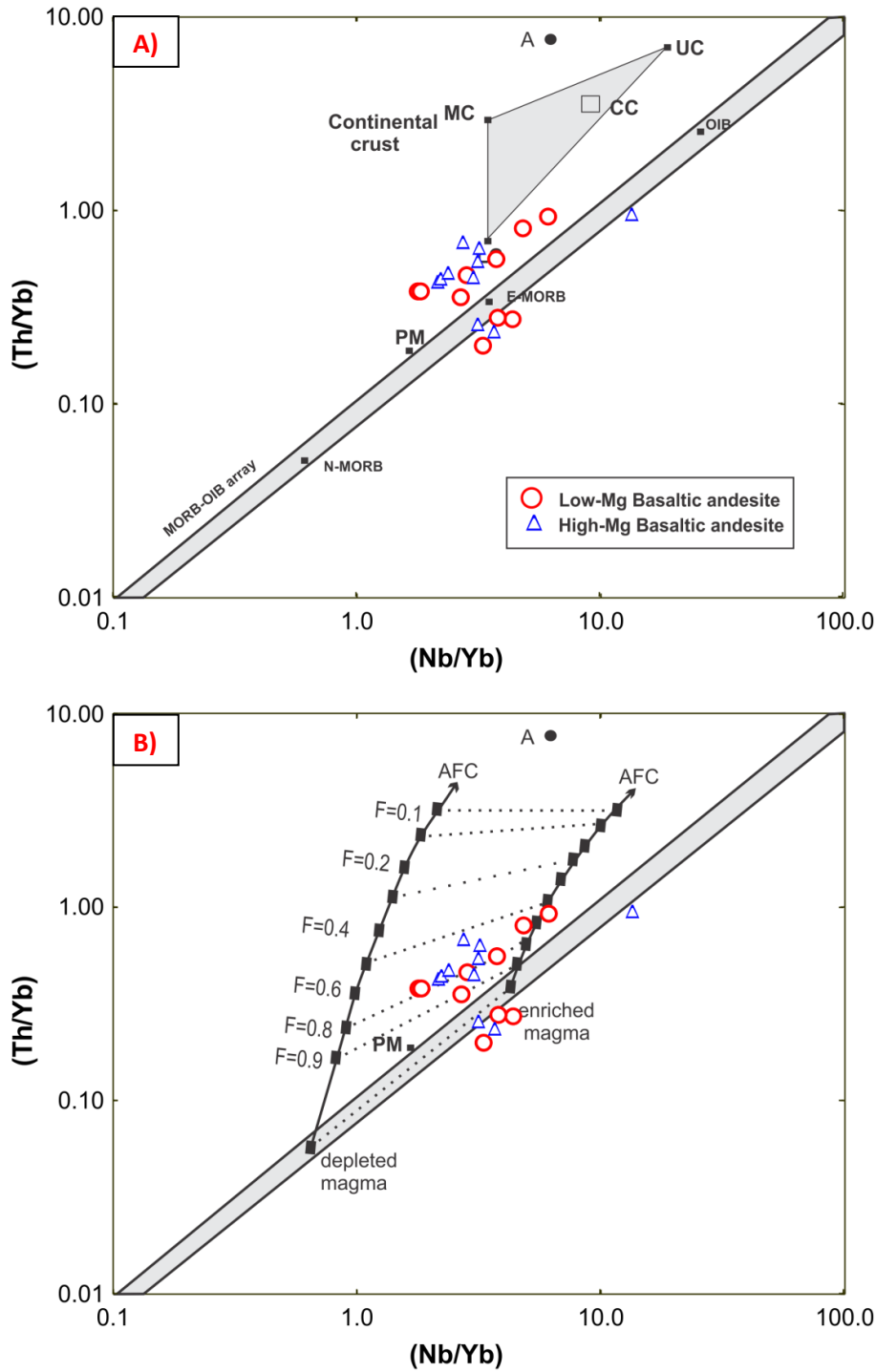
**Figura 19.** Diagramas bivariados Mg# vs elementos mayores y traza, Zr vs elementos traza. Los patrones en estos diagramas indican si existieron procesos de cristalización fraccionada o de fusión parcial en la cámara magmática.

Los patrones de tierras raras definidos en los diagramas *Spider* normalizados a condrita, manto primitivo y tipo N-MORB (McDonough y Sun, 1995) indican que la mayoría de las muestras no presentan una anomalía de Eu ( $Eu / Eu^* = 0.85-1.24$ , Fig. 20-A) y un agotamiento aparente en Nb y Ta en relación con La (Fig. 20-B, C). A su vez muestran el agotamiento de Nb en

relación con los elementos litófilos de iones grandes (LILE; por ejemplo, Rb, Ba, K) y anomalías positivas de Sr ( $Sr / Sr^* = 0.86-8.10$ , promedio de 3.08) y relaciones Th / Nb relativamente altas y altas (0.05–0.24) con respecto a N-MORB, E-MORB y OIB (0.06– 0,07, Sun y McDonough, 1989). La anomalía negativa de Ti observable en los diagramas N-MORB y Manto primitivo, sugiere que la cristalización fraccionada se deriva de la tendencia AFC (*Assimilation-Fractional Crystallization*) en la augita (píroxeno) y a comparación de la ausencia de anomalía de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.85-1.24$ ), no es producto de la plagioclasa, así como los altos contenidos de  $Al_2O_3$ . El fraccionamiento de anfíboles fue insignificante debido a la ausencia de MREE (Fig. 20-A). Este hallazgo sugiere que estas rocas se derivan de la fusión parcial del manto, que fue modificada por fluidos y sedimentos de una zona de subducción. En el diagrama normalizado de N-MORB (Fig. 20-C) y el diagrama bi-variado de Pearce (2008), (Fig. 21-A), que se basa en el modelado petrogenético de elementos traza inmóviles (Nb/Yb vs. Th/Yb), las muestras se han trazado sobre el arreglo MORB-OIB, principalmente siguiendo la tendencia de AFC de una fuente del manto acortado (*depleted mantle*) (Fig. 21-B) de la andesita-basalto, indicando que el magma primario se derivó del manto. Sin embargo, los contenidos levemente variables de MgO y  $Fe_2O_3$  en los diagramas Harker y las concentraciones bajas y variables de Cr y Ni implican que el magma del componente volcánico de la Formación Chilitos posiblemente experimentó grados variables de fraccionamiento del píroxeno, desde magmas primarios en la cámara magmática o durante el transporte a la superficie.



**Figura 20.** Diagramas Spider normalizados a: A) Condrita; B) Manto primitivo; C) N-MORB. En este tipo de diagramas se observa la compatibilidad con el manto de los elementos traza denominados *High Field Strength Elements* (HFSE) y los *Large Ion Lithophile Elements* (LILE) en conjunto con los *Rare Earth Elements* (REE-tierras raras). Entre mayor sea la compatibilidad de los elementos de una roca con el manto, indica que se trata de un magma original que ha carecido de procesos como la cristalización fraccionada o la asimilación.



**Figura 21.** Diagrama bivariable de Pearce (2008). El diagrama se basa en el modelado petrogenético de elementos traza inmóviles ( $Nb/Yb$  vs.  $Th/Yb$ ) para definir el origen del magma y los procesos de interacción con la corteza durante el ascenso del magma. El diagrama A permite observar la tendencia de un arreglo tipo MORB y la interacción con la corteza. El diagrama B demuestra el porcentaje de AFC del magma.

**Abreviaciones:**

AFC- Asimilación/Cristalización fraccionada.

PM-Manto primitivo.

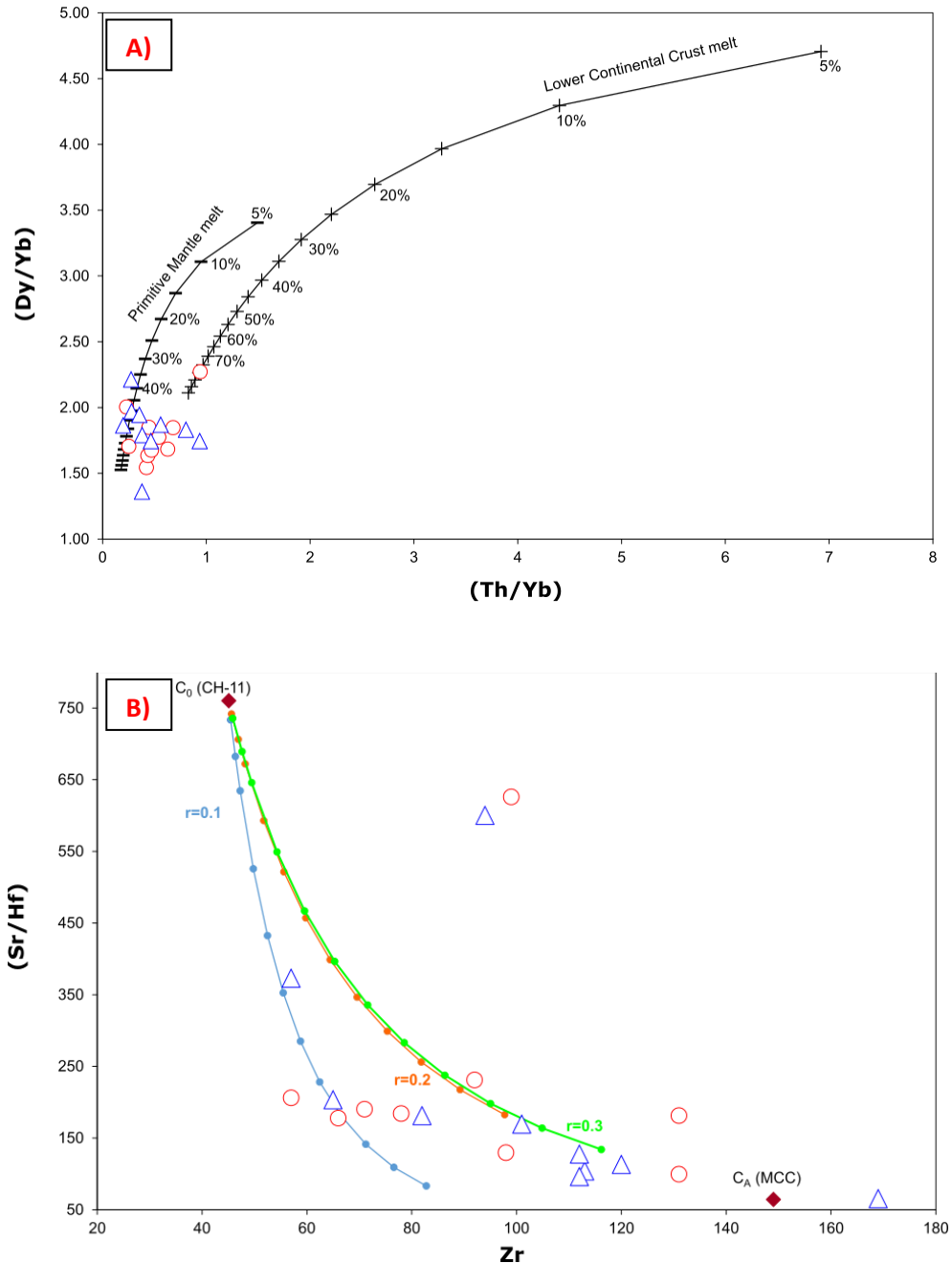
MC-Corteza media.

UC-Corteza superior.

Para corroborar la tendencia AFC se desarrolló un modelo de fusión parcial para las rocas básicas (Fig. 22-A) considerando un grado de fusión de  $F = 0.05$  a  $0.95$  y siguiendo las ecuaciones reportadas por Zou (2007), definiendo la fuente como un magma inicial ( $C_0$ ) según la composición de elementos traza del manto primitivo informada por Sun y McDonough (1989). Se determinó una disposición mineralógica de  $0.6 \text{ Plg} + 0.2 \text{ Ol} + 0.05 \text{ Amp} + 0.05 \text{ Cpx} + 0.05 \text{ Px} + 0.05 \text{ Gt}$  para el proceso de fusión parcial (Plg – plagioclasa, Ol – olivino, Amp – anfíbol, Cpx – clinopiroxeno, Px – piroxeno, Gt – granate), utilizando los coeficientes de partición de Rollinson (1993). Las rocas volcánicas muestran una tendencia de fusión de un manto primitivo, lo que indica que estas rocas se generaron a través de la fusión de una fuente proveniente del manto superior.

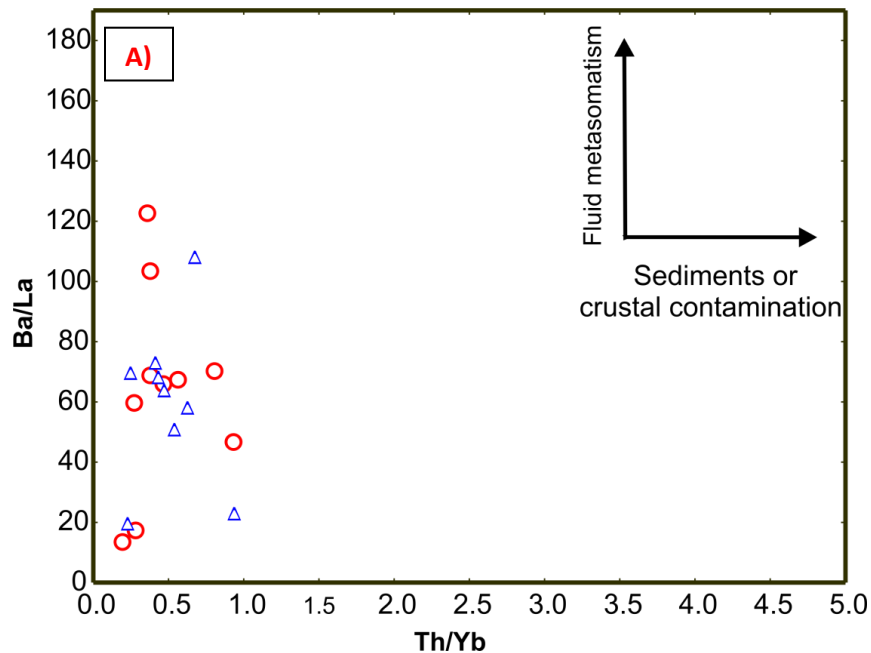
Un segundo modelo que nos permite definir los procesos de AFC es el modelo que conlleva la ecuación descrita por De Paolo (1981) utilizando la composición de elementos traza de la corteza media definida por Rudnick y Gao (2003) como asimilación de la pared de roca que rodea al magma (CA - *Crustal assimilation*) y la composición de elementos traza de una muestra ultrabásica definida como magma inicial ( $C_0$ ) (CH-11). Para el proceso de cristalización fraccionada se tomó en cuenta una disposición mineralógica de  $0.4 \text{ Plg} + 0.2 \text{ Amp} + 0.2 \text{ Bt} + 0.1 \text{ Ksp} + 0.05 \text{ Opx} + 0.05 \text{ Cpx}$ , (Bt – biotita, Opx – ortopiroxeno) utilizando nuevamente los coeficientes de partición (D) de Rollinson (1993). Los valores del magma fraccionado remanente se consideraron de  $0.99$  a  $0.5$  y la relación de la asimilación a la cristalización fraccionada fue  $r = 0.1$  a  $0.3$ . Las muestras se emparejaron cerca de las curvas  $r = 0.1$  y  $r = 0.3$ , lo que sugiere que

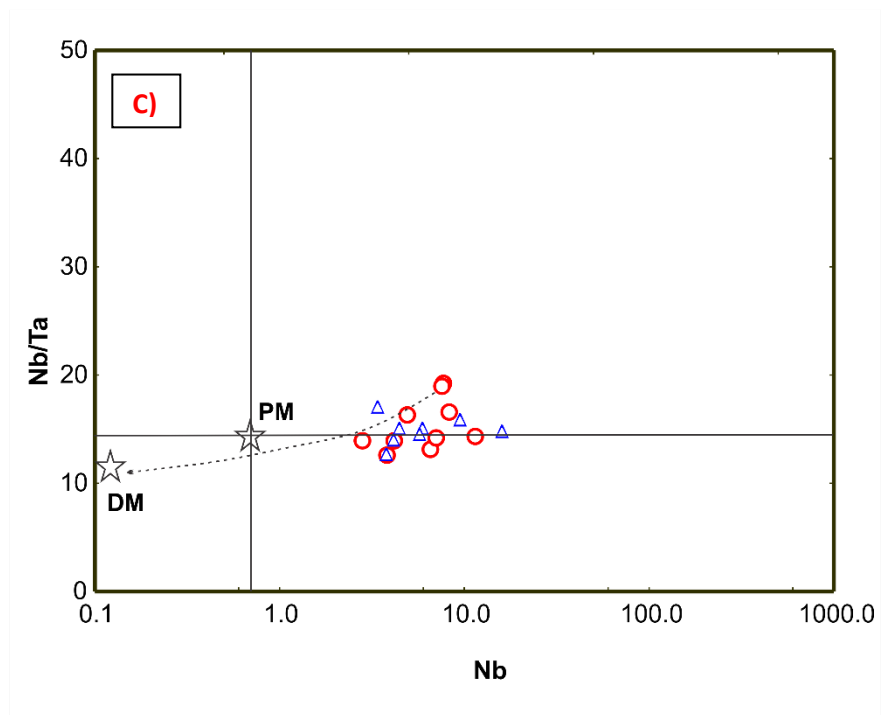
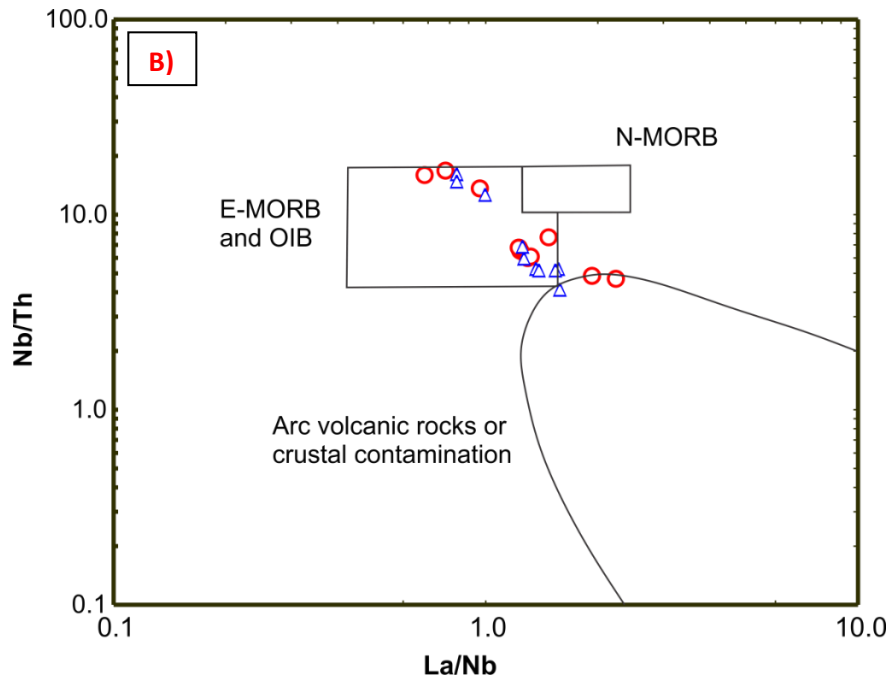
el magma parental de las rocas volcánicas no se ha contaminado significativamente con la corteza media continental (Fig. 22-B).



**Figura 22.** Modelos AFC. (A)  $(Th / Yb)$  vs  $(Dy / Yb)$  que muestra un modelo de fusión parcial entre el manto primitivo y la corteza continental inferior. (B) Diagrama  $Zr$  vs  $(Sr / Hf)$  que utiliza la corteza continental media (MCC) y muestras ultrabásicas de magnesio alto (CH-11) que definen la asimilación-cristalización fraccionada (AFC) para las muestras de la Formación Chilitos.

En los diagramas bi-variados de Th/Yb frente a Ba/La (Fig. 23-A), las muestras indican relaciones Th/Yb casi constantes al aumentar Ba/La, lo que indica la contribución de los fluidos derivados de la placa en la fuente del manto, y que además se asocia a una insignificante interacción con la corteza. A su vez en el diagrama La/Nb vs. Nb/Th (Fig. 23-B), la mayoría de las muestras graficadas en el campo de los magmas de E-MORB y OIB, no admiten la contaminación de la corteza (Pearce, 1983; Wang *et al.*, 2016). Además, en el diagrama Nb vs. Nb/Ta (Fig. 23-C) se muestra claramente el papel de la tendencia de cristalización fraccionada y la entrada del componente de sedimento en el origen del magma (Caulfield *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016).





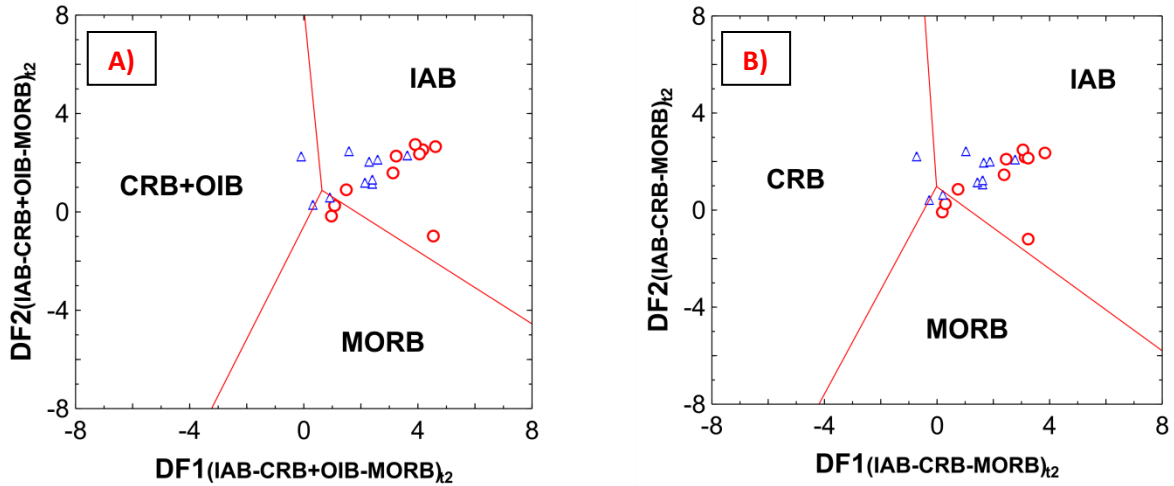
**Figura 23.** Diagramas bivariados de (A) Th / Yb vs. Ba / La, (B) La / Nb vs. Nb / Th y (C) Nb vs. Nb / Ta para las rocas del componente volcánico de la Formación Chilitos. PM = manto primitivo, DM = manto depleto, OIB = basaltos de isla oceánica, MORB = basalto de rift de océano medio. En ellos se observa la interacción del ambiente de emplazamiento con la interacción de la corteza.



### 6.2.3 Ambiente tectónico

Se han utilizado diagramas de discriminación múltiple para inferir el ambiente tectónico del componente volcánico de la Formación Chilitos, que se basan en la transformación de la relación logarítmica y radio en donde se ha demostrado que funcionan mejor que los diagramas bivariados y ternarios convencionales (Verma, 2010; Verma y Verma, 2013). Los cuatro campos que se pueden discriminar son: IAB—*island and continental arc basic rocks*; CRB—*continental rift basic rocks*; OIB—*ocean island basic rocks*; MORB—*mid-ocean ridge basic rocks*.

Por lo tanto, los HFSE basados en los diagramas básicos-ultrabásicos (Verma y Agrawal, 2011) fueron usados para comprender el régimen tectónico dominante para la génesis de magma. El componente volcánico de la Formación Chilitos fue discriminado como un arco de isla (IAB), con trazas distintivas de un basalto de océano medio (MORB) en los nuevos diagramas multidimensionales de Verma y Agrawal (2011), (Fig. 24-A, B). El conjunto de estas dos firmas geoquímicas discriminantes permite definir que el ambiente tectónico que da origen al componente volcánico de la Formación Chilitos pertenece a una cuenca tras arco (*Back-arc*).



**Figura 24.** Diagramas de discriminación tectónica basadas en funciones discriminantes DF1-DF2 (Verma y Agrawal, 2011). En los diagramas se distinguen los campos de los ambientes tipo: IAB – Arco de Isla; MORB – Rift de Océano Medio; OIB – Isla Oceánica; CRB – Rift Continental.

Ecuación DF1-DF2 para la figura 11a:

$$DF1 (IAB-CRB + OIB-MORB) t2 = - 0.6611 \times \ln (Nb / (TiO2) \text{ adj}) + 2.2926 \times \ln (V / TiO2) \text{ adj}) + 1.6774 \times \ln (Y / TiO2) \text{ adj}) + 1.0916 \times \ln (Zr / (TiO2) \text{ adj}) + 21.3603$$

$$DF2 (IAB-CRB + OIB-MORB) t2 = 0.4702 \times \ln (Nb / (TiO2) \text{ adj}) + 3.7649 \times \ln (V / TiO2) \text{ adj}) - 3.911 \times \ln (Y / TiO2) \text{ adj}) + 2.2697 \times \ln (Zr / (TiO2) \text{ adj}) + 4.8487$$

Ecuación DF1-DF2 para la Figura 11b:

$$DF1 (IAB-CRB-MORB) t2 = -0.6624 \times \ln (Nb / (TiO2) \text{ adj}) + 2.4498 \times \ln (V / TiO2) \text{ adj}) + 1.2867 \times \ln (Y / TiO2) \text{ adj}) + 1.0920 \times \ln (Zr / (TiO2) \text{ adj}) + 18.7466$$

$$DF2 (IAB-CRB-MORB) t2 = 0.4938 \cdot \ln (Nb / (TiO2) \text{ adj}) + 3.4741 \cdot \ln (V / TiO2) \text{ adj}) - 3.8053 \cdot \ln (Y / TiO2) \text{ adj}) + 2.0070 \cdot \ln (Zr / (TiO2) \text{ adj}) + 3.3163$$

## CAPITULO 7

### MODELO TECTÓNICO

El área de estudio forma parte del Terreno Guerrero, el cual se conforma por un ensamble de rocas que van desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (Campa y Coney, 1983; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011). El Terreno Guerrero ha sido interpretado ya sea como un sistema de arco múltiple Mesozoico del Pacífico acrecionado a América del Norte, o como una parte separada del margen continental norteamericano, que fue fisurado durante la propagación de un sistema de arco y posteriormente se acrecionó a la margen continental durante el Cretácico Superior (Martini *et al.*, 2014).

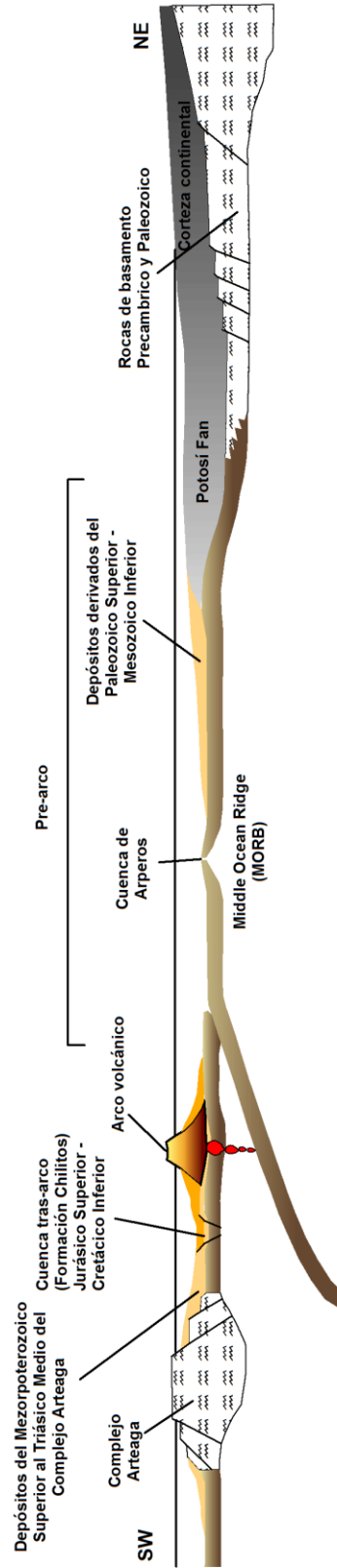
Los modelos geoquímicos que definen la fuente del magma y el ambiente tectónico propuestos en este trabajo sugieren que el emplazamiento de la Formación Chilitos en la zona de Fresnillo, donde se localiza el área de estudio, pertenece a un sistema tras arco (*Back-arc*). La relación que existe entre las firmas geoquímicas de una zona de subducción y las evidencias de un basamento generado en un ambiente del tipo MORB, son directamente correlacionables a un sistema de tipo *Back-arc*.

El sistema de arco y tras arco se vio delimitado por una trinchera en el este, denominada Cuenca de Arperos, la cual se interpone entre la margen del continente americano y el complejo del Terreno Guerrero (Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2014), y hacia el oeste un bloque continental conocido como

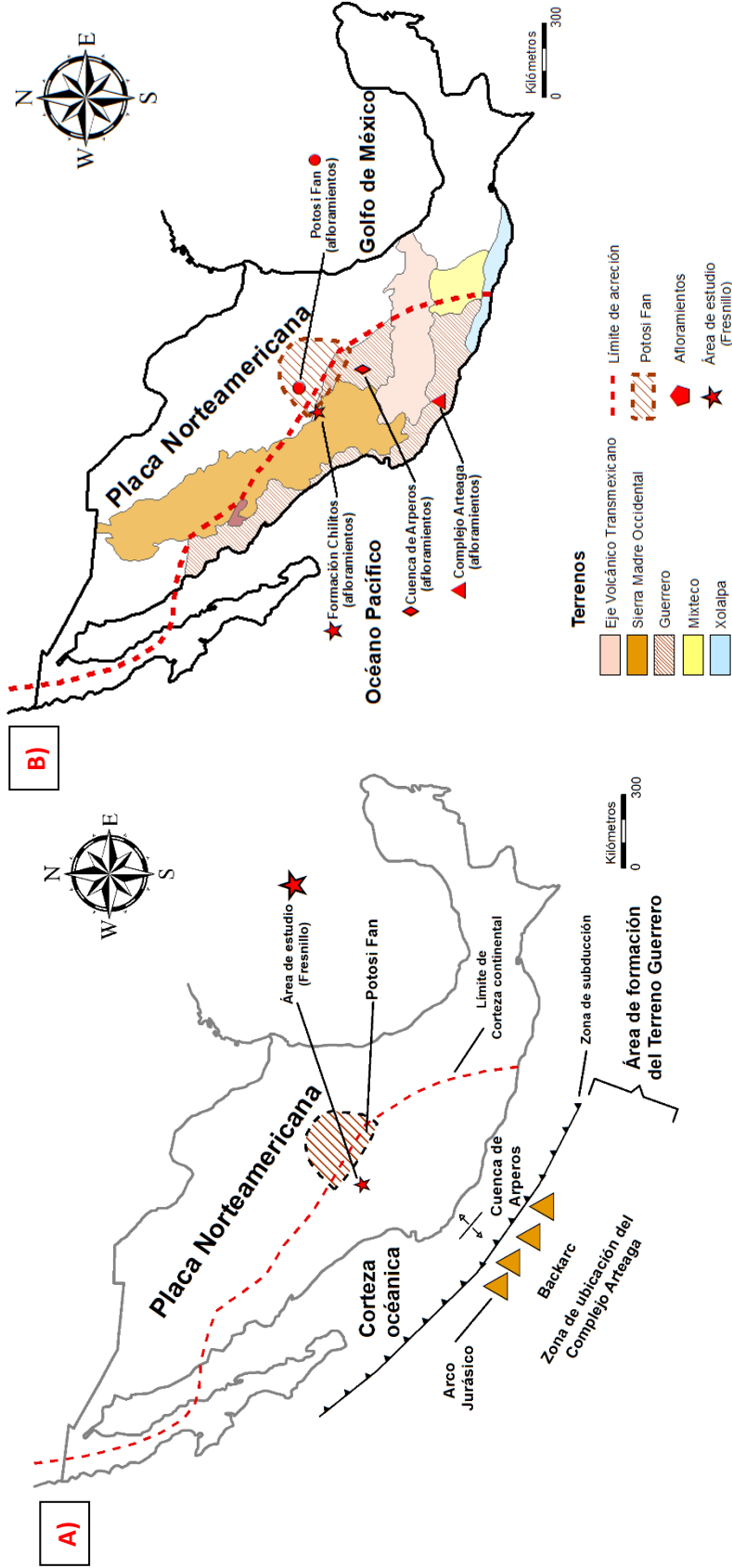
Complejo de Arteaga, expuesto en algunas regiones del centro y suroeste de México (Centeno-García *et al.*, 1993; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997). Este complejo formado por rocas sedimentarias (Lutita, arenisca y caliza con pedernal) fuertemente deformadas, con bajo grado de metamorfismo y bloques de rocas volcánicas y plutónicas (basalto, dioritas), ha servido como aporte de sedimentos en la secuencia volcanosedimentaria (Formación Chilitos) del sistema tras arco (Centeno-García *et al.*, 1991, 1993).

La subducción entre placas se vio afectada por la apertura de la Cuenca de Arperos en la zona Oriente, en donde el bloque de corteza oceánica subduce hacia el Oeste por debajo de la placa que conformó al Complejo Arteaga, dando origen al sistema de arco Jurásico y posteriormente a una cuenca tras arco en lo que ahora es el área de Fresnillo, Zacatecas, delimitada entre el sistema arco al este y el complejo al oeste (Fig. 25 y 26-A). La formación de este complejo sistema de tras arco ocurrió durante el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior, y la evidencia la conforma el vulcanismo que dio origen a la lava y la estructura de la Formación Chilitos en el área de Fresnillo, Zacatecas. Los restos de la Cuenca de Arperos y parte del Complejo Arteaga ahora forman exposiciones dispersas en el suroeste y centro de México (Fig. 26-B), localizadas dentro de lo que ahora es denominado como Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), en secuencias con bajo grado de metamorfismo debido a la acreción hacia la placa Norteamericana durante la Orogenia Laramide (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997).

Finalmente, la acreción de este arco volcánico desarrolló en su base un esquema tectónico que ensambla los productos del vulcanismo de arco, sobre las facies más distales de la secuencia turbidítica triásica metamorfozada y deformada del “Potosí Fan” que constituye la formación Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Escalona *et al.*, 2016), e impactó en la sedimentación de la cuenca en la parte marginal del continente, generando sedimentación mixta de carbonatos y siliciclastos. En el área de Fresnillo no hay exposición de esta secuencia turbidítica Triásica. La exposición de esta unidad se localiza hacia el oriente del estado de Zacatecas en colindancia con San Luis Potosí (localidad La Ballena), observándose afloramientos de esta formación en San Luis Potosí en Charcas, La Taponá y Real de Catorce.



**Figura 25.** Modelo tectónico del área de Fresnillo, Zacatecas (Verma *et al.*, 2019). El magma que originó el componente volcánico de la Formación Chilillos en Fresnillo proviene de un ambiente tipo *Backarc*, ubicado entre la Cuenca de Arperos, un arco Jurásico y el Complejo Arteaga, y es producto de la subducción de placa oceánica por debajo del complejo.



**Figura 26.** Distribución de los elementos que conforman el modelo tectónico. A) Esquema de distribución durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior que sugiere la ubicación de los elementos paleotectónicos (modificado de: Martini *et al.*, 2011). B) Distribución actual de los paleoelementos asociados a la formación del Terreno Guerrero y la formación de la cuenca tras arco que dio origen a la Formación Chililitos

## **CAPITULO 8**

### **CONCLUSIONES**

1. La base de la columna estratigráfica en el área de estudio la conforma una unidad volcanosedimentaria (Formación Chilitos), de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La sobreyace una intercalación de arenisca y lutita del Cretácico inferior-medio. El Cenozoico lo conforma vulcanismo que dio origen a rocas de composición félsica en el Oligoceno, culminando con efusiones de basalto en el Pleistoceno.

2. El estudio mineralógico (petrografía y DRX) sugieren que los minerales que conforman al componente volcánico de la Formación Chilitos son: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, horblenda, augita, hematita, sericita, clorita (clinocloro), vermiculita, calcita; a lo que según su proporción indica que la composición varia de intermedia a máfica (andesita – basalto), así como influencia de fluidos hidrotermales que modificaron la mineralogía del componente volcánico. Las texturas que se observan al examinar las láminas delgadas al microscopio (zonamiento de minerales) indican una tendencia AFC (asimilación – cristalización fraccionada) y un enfriamiento rápido, producto del ascenso y deposición del magma en un ambiente marino.



3. Químicamente, mediante el uso de elementos mayores ajustados según la norma CIPW, el componente volcánico es clasificado como andesita-basalto y presenta una afinidad tholeítica. Los diagramas: (Co vs Th), propuesto por Hastie *et al.* (2007), mediante el uso de elementos traza HFSE y el diagrama de clasificación multidimensional (Verma *et al.*, 2017), confirman la clasificación definida sin tomar en cuenta las alteraciones hidrotermales a las que fue expuesta la roca.

4. Los patrones en los diagramas bivariados tipo Harker (elementos mayores y traza vs #Mg y elementos traza) sugieren que el magma sufrió un leve proceso de cristalización fraccionada (FC) y poca evolución debido a la tendencia observada en relación con los elementos traza y #Mg.

5. Los patrones de tierras raras indican compatibilidad con el manto e incompatibilidad con la corteza superior. La ausencia de la anomalía de Europio y la presencia de anomalía de Titano se asocia con el fraccionamiento de Piroxeno (augita) y no en las plagioclasas. La fuente del magma es derivada del manto superior, y presenta una leve interacción del magma con la corteza inferior debido a la evolución de este mismo y tendencia AFC observada en los modelos petrogenéticos.

6. Los diagramas de discriminación tectónica indican que el ambiente donde se emplazaron los productos volcánicos, secuencias siliciclásticas, caliza y

pedernal que dieron origen a la Formación Chilitos corresponde a una cuenca tras arco (*Back-arc*). En la interpretación de este trabajo, la cuenca se ubica entre el arco volcánico oceánico y el bloque continental que constituye al Complejo Arteaga. La subducción de la litósfera oceánica se ve afectada hacia el poniente, implicando este proceso la clausura progresiva de la Cuenca de Arperos, durante el Jurásico superior y culminando en el Cretácico Inferior (Aptiano), previo a la acreción hacia la placa Norteamericana. En el modelo propuesto la tectónica y su litología forma parte de la generación del Terreno Guerrero.

**BIBLIOGRAFIA**

- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 59–71.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999. Tectonic setting of preOxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, p. 197–210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 49–63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico-Tectonic setting and provenance. *Geosphere* 6, 621–640.
- Barboza-Gudiño, J.R., Molina-Garza, R.S., Lawton, T.F., 2012. Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico, *in* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (eds.), *the Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide*, 25, p. 1–18.
- Burckhardt, C., 1906. Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 2, 43–45.
- Burckhardt, C., 1930. Étude Synthétique sur le Mésozoïque mexican, Première Partite. *Mémoires Société Paléontologique Suisse* 49, 1–123.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 1040–1051.
- Cantú-Chapa, A., 1974. Una nueva localidad del Cretácico Inferior en México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo* 6, 51–55.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Revista de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 23, pp.102.
- Caulfield, J.T., Turner, S.P., Dosseto, A., Pearson, N.J., Beier, C., 2008. Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 279–288.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1991. Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico, in *International Circumpacific Terrane Conference*,

- 5th: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, no. 24, p. 39–43.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., 1993. Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419–422.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero composite terrane of western Mexico; collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Paper* 436, 279–308.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14, 244–260.
- Cuevas-Pérez, E., Servais, M., Vortisch, W., Monod, O., 1985. Una interpretación tectónica de Sinaloa a San Luis Potosí, México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 37, pp. 2.
- Cuevas-Pérez, E., Vortisch, W., Larraga-Rodríguez, L., 2003. Inexistencia del “Terreno Guerrero” en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, México: GEOS Simposio Regional sobre el Centro de México, p. 304.
- Danielson, T., 2000. Age, paleotectonic setting and common Pb signature of the San Nicolas volcanogenic massive sulfide deposit, southeastern Zacatecas state, central Mexico. University of British Columbia, Vancouver, Canada. M. Sc. Thesis, 144 p.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189–202.
- De Cerna, Z., 1976. Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 87, 1191–1199.
- Del Pozo-Mendoza, R. J., 1980. Cocientes metálicos: un nuevo sistema de exploración en 2270, Distrito Minero Fresnillo, Zacatecas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de licenciatura, 45 p.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1142–1160.
- Escalona-Alcázar, F.J., Solari, L., García, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutierrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A., Nunez-Pena, P., 2016. The Palaeocene early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and sandstone provenance. *International Geology Review* 58, 826–848.
- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America. *Geological Society of America Special Paper* 442, 1–39.

- García, E., Querol, F., Lowther, G.H., 1991. Geology of the Fresnillo mining district, Zacatecas. In: Salas, G.P. (Ed.), *The Geology of North America: Economic Geology, Mexico*. Geological Society of America, DNAG Project P-3, pp. 383–394.
- García-Pérez, F., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics. *Geofísica Internacional* 36, 235–244.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.
- Hubbard, C.R., Snyder, R.L., 1988. RIR - Measurement and Use in Quantitative XRD. *Powder Diffraction* 3, 74–77.
- Imlay, R.W., 1937. Geology the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, *Bulletin of The Geological Society of America* 47, 587–630.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 523–548.
- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J., Simmons, S.F., 1988. K–Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology* 83, 1642–1646.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lemus, O., Minjares-Rivera, V.A., Wingartz-Carranza, J.A., 2009. Carta Geológico-Minera Villa de Cos F13-B38, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, informe, 47 p.
- Lucio, J.A., 1990. A Pb and Sr isotope study of the Fresnillo mining district, Zacatecas, Mexico. M.Sc. Thesis, Dartmouth College, USA, 136p.
- MacDonald, A.J., Kretzmer, M.J., Kesler, S.E., 1986. Vein, manto and chimney mineralization at the Fresnillo silver-lead-zinc mine, Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 1603–1614.
- Martínez, V.P.J., 1973. Estudio geológico superficial del distrito minero de Fresnillo, Zacatecas. Tesis de maestría.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Duran., 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: no role for terrane accretion. *Geological Society of America Bulletin* 204, 151–182.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011. Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane. *The Journal of Geology* 119, 597–617.

- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014. Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, Central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the Paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere* 10, 1–17.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Mixon, R.B., 1958, Jurassic formations of the Ciudad Victoria area, Tamaulipas, México: Baton rouge, Louisiana State University, [Mc Thesis], 70 p.
- Monod, O., Calvert, P.H., 1991. Structural and stratigraphic reinterpretation of the Triassic unite near Zacatecas, (Zac), Central Mexico - Evidence of Laramide nappe pile, in Miller, H., Rosenfeld, U.; and Weber-Diefenbach, K., eds., *Symposium on Latin American Geociences: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*,. Teil I, p. 1533–1544.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008. Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic geology: bulletin of the Society of Economic Geologists* 103, 117–140.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Alvarez, S., Caprubi i Cano, A., 2005. La mesa central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana* LVII, 285–318.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 339–349.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ, editors. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, UK: Shiva Press, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Petroleos Mexicanos (PEMEX), 1988. *Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico*. Coordinación Ejecutiva de Exploración, informe técnico, 288 pp.
- Ponce, S.B.F., Clark, K.F., Salas, P., 1988. The Zacatecas mining district; a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization; a special issue devoted to the geology and mineral deposits of Mexico. *Economic geology: bulletin of the Society of Economic Geologists* 83, 1668–1682.
- Ráisz, E., 1959. *Landforms of Mexico*, scale 1:3,000 000: Cambridge, Massachusetts, U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.

- Ríos-Vázquez, J.R., 2007. Carta Geológico-Minera La Abundancia F13-B29, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, informe, 58 p.
- Rollinson, H.R., 1993. Using of Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York.
- Román, R.A., Ríos Vasquez, J.R., 2004. Texto explicativo, carta geológico-minera Fresnillo, f13b47. Consejo de Recursos Minerales.
- Rubalcaba-Ruiz, D.C., Thompson, T.B., 1988. Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology* 83, 1583–1596.
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry* 3, 659.
- Simmons, S.F., 1991. Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico; evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag–Pb–Zn orebodies. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 86, 1579–1601.
- Stone, J. B., McCarthy, J. C., 1942. Mineral and metal variations in the veins of Fresnillo, Zacatecas, Mexico. *American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers* 178, 91–106.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society of London Special Publication 42, 313–345.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin* 119, 1052–1065.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics* 230, 49–73.
- Velador, J.M., Heizler, M.T., Campbell, A.R., 2010. Timing of magmatic activity and mineralization and evidence of a long-lived hydrothermal system in the Fresnillo silver district, Mexico; constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 105, 1335–1349.
- Verma S.P., Sotelo-Rodríguez Z.T., Torres-Alvarado I.S., 2002. SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System. *Computers and Geosciences* 28, 711–715.

- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A., Díaz-González, L., Pandarinath, K., Amezcua-Valdez, A., Rosales-Rivera, M., Verma, S.K., Quiroz-Ruiz, A., Armstrong-Altrin, J.A., 2017. Multidimensional classification of magma types for altered igneous rocks and application to their tectonomagmatic discrimination and igneous provenance of siliciclastic sediments. *Lithos* 278, 321–330.
- Verma, S.P., Agrawal, S., 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 24–44.
- Verma, S.P., Verma, S.K., 2013. First 15 probability-based multi-dimensional discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post-emplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal Earth Sciences* 22, 931– 995.
- Verma, S.P., 2010. Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 185–238.
- Wang, T., Wang, Z., Yana, Z., Ma, Z., He, S., Fua, C., Wang, D., 2016. Geochronological and geochemical evidence of amphibolite from the Hualong Group, northwest China: implication for the early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Qilian belt. *Lithos* 248–251, 12–21.
- Yta, M., Lapierre, H., Monod, O., Wever, P., 1990. Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc–volcano–sedimentary sequences of Saucito–Zacatecas–Fresnillo (Central Mexico); Geodynamic implications: München, De., Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Ludwig–Maximilians–Universität, Mémoire, 85.
- Yta, M., 1992. Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata", Mexique: la zone de Zacatecas –Francisco I. Madero – Saucito: Orleáns, Fr., Université d'Orleans, tesis doctoral, 287 pp.
- Zou, H., 2007. *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press, London.



## **ANEXOS**

### **Geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Fresnillo area (Chilitos Formation), Zacatecas, Mexico: implications for the magma source and tectonic setting**

Sanjeet K. Verma<sup>a\*</sup>, Erik Emmanuel M. Torres<sup>b</sup>, Vivek P. Malviya<sup>c</sup>, José Ramón Torres-Hernández<sup>d</sup>, Darío T. Sánchez<sup>b</sup>, Beatriz A. Rivera-Escoto<sup>e</sup>, Pankaj Mehta<sup>f</sup>

<sup>a</sup>División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí 78216, México

<sup>b</sup>Posgrado de la División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, San Luis Potosí 78216, México

<sup>c</sup>24E Mayur Residency Ext. Indra Nagar, Lucknow 226015, India

<sup>d</sup>Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava No. 5. Zona Universitaria, 78240, San Luis Potosí, S.L.P., México.

<sup>e</sup>División de Materiales Avanzados, Instituto Potosino de Investigación en Ciencia y Tecnología (IPICYT), Camino a la Presa San José # 2055, Col. Lomas 4a Sec., San Luis Potosí, SLP 78216, Mexico

<sup>f</sup>Department of Environmental Sciences, Central University of Jammu, J&K 181143, India

\*Corresponding author email: sanjeet.verma@ipicyt.edu.mx; sanjeet\_vrm@yahoo.com

**Manuscript Submitted to: Journal of South American Earth Sciences, July 22, 2019**

15/8/2019

MS Landing



Journal of  
**South American Earth Sciences**



SANJEET VE

[Home](#)   [Reports](#)



SAMES\_2019\_307 | Research Paper

## Geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Fresnillo area (Chilitos Formation), Zacatecas, Mexico: implications for the magma source and tectonic setting



Zip File

SANJEET VERMA | División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, Camino a la Presa San Jose # 2055, Col. Lomas 4a Sec., Mexico.

Status: **Under Review (14 days)** | Submitted: **22/Jul/2019**

[Overview](#)



Files



Messages

**Other Authors** [Show Details](#)

Erik Emmanuel Martínez Torres (Posgrado de la División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT)), VIVEK PRAKASH MALVIYA (24E Mayur Residency Ext. Indra Nagar, Lucknow ), José Ramón Torres-Hernández (Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí), Darío Torres Sánchez (Posgrado de la División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT)), Beatriz A. Rivera-Escoto (División de Materiales Avanzados, Instituto Potosino de Investigación en Ciencia y Tecnología (IPICYT)), Pankaj Mehta (Department of Environmental Sciences, Central University of Jammu, J&K)

**Contact Editori**

### Abstract

Geochemical data from Early Cretaceous mafic volcanic rocks (basalts and basaltic andesites) from the Fresnillo area (Chilitos Formation), Zacatecas, are presented in this study. These rocks are characterized by variable  $SiO_2 = 38.2\text{--}55.6$  wt. %,  $Al_2O_3 = 15.4\text{--}24.4$  wt. %, and  $MgO = 0.21\text{--}5.7$  wt. % with the  $Mg\# = 26\text{--}76$ . They are influenced by variable degrees of hydrothermal alteration, being the propylitic alteration type more dominant than argillic alteration. The geochemical data also suggest an evolution of the magma from the tholeiitic to the calc-alkaline series. The geochemistry displays strong enrichments in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs). Moreover, a depletion in high field strength elements (HFSEs; e.g., Nb, Ta, Ti) and nearly flat heavy rare earth element (HREE) patterns are observed. Negligible or absence negative Eu anomalies indicate that a fractional crystallization of plagioclase played an insignificant role during the magma evolution. The geochemical features suggest that mafic magma is derived from partial melting of an enriched mantle source that has experienced assimilation (low degree) and fractional crystallization. The low La/Nb (0.68–2.23) and Nb/Y (0.19–0.69) ratios, relatively high Zr/Y (3.68–10.56) and Th/Ta (1.03–3.65) ratios, and progressively enriched normalized patterns indicate an island arc and a probable back-arc basin environment for the Chilitos Formation in the Fresnillo area. New multidimensional discrimination diagrams indicate a mid-ocean ridge to island arc setting. A new tectono-magmatic model combined with previous geological observations indicate that the Chilitos Formation was formed in a back-arc tectonic setting and was part of the Guerrero terrane during the Late Jurassic to Early Cretaceous time.

### Taxonomy

Igneous Petrology, Elemental Geochemistry

### Keywords

## Manuscript Details

<b>Manuscript number</b>	SAMES_2019_307
<b>Title</b>	Geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Fresnillo area (Chilitos Formation), Zacatecas, Mexico: implications for the magma source and tectonic setting
<b>Article type</b>	Research Paper

### Abstract

Geochemical data from Early Cretaceous mafic volcanic rocks (basalts and basaltic andesites) from the Fresnillo area (Chilitos Formation), Zacatecas, are presented in this study. These rocks are characterized by variable SiO<sub>2</sub> = 38.2–55.6 wt. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.4–24.4 wt. %, and MgO = 0.21–5.7 wt. % with the Mg# = 26–76. They are influenced by variable degrees of hydrothermal alteration, being the propylitic alteration type more dominant than argillic alteration. The geochemical data also suggest an evolution of the magma from the tholeiitic to the calc-alkaline series. The geochemistry displays strong enrichments in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs). Moreover, a depletion in high field strength elements (HFSEs; e.g., Nb, Ta, Ti) and nearly flat heavy rare earth element (HREE) patterns are observed. Negligible or absence negative Eu anomalies indicate that a fractional crystallization of plagioclase played an insignificant role during the magma evolution. The geochemical features suggest that mafic magma is derived from partial melting of an enriched mantle source that has experienced assimilation (low degree) and fractional crystallization. The low La/Nb (0.68–2.23) and Nb/Y (0.19–0.69) ratios, relatively high Zr/Y (3.68–10.56) and Th/Ta (1.03–3.65) ratios, and progressively enriched normalized patterns indicate an island arc and a probable back-arc basin environment for the Chilitos Formation in the Fresnillo area. New multidimensional discrimination diagrams indicate a mid-ocean ridge to island arc setting. A new tectono-magmatic model combined with previous geological observations indicate that the Chilitos Formation was formed in a back-arc tectonic setting and was part of the Guerrero terrane during the Late Jurassic to Early Cretaceous time.

<b>Keywords</b>	geochemistry; volcanic rocks; back-arc basin, petrogenesis; tectonic setting; Chilitos Formation
<b>Taxonomy</b>	Igneous Petrology, Elemental Geochemistry
<b>Corresponding Author</b>	SANJEET VERMA
<b>Corresponding Author's Institution</b>	División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica
<b>Order of Authors</b>	SANJEET VERMA, Erik Emmanuel Martínez Torres, VIVEK PRAKASH MALVIYA, José Ramón Torres-Hernández, Darío Torres Sánchez, Beatriz A. Rivera-Escoto, Pankaj Mehta