



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS BASICAS
E INTERMEDIAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE
AHUALULCO, CAMPO VOLCÁNICO SAN LUIS POTOSÍ,
MÉXICO: IMPLICACIÓN DEL ORIGEN Y EVOLUCIÓN
GEODINÁMICA**

Tesis que presenta

LEIDY CAROLINA SANDOVAL ESPINEL

Para obtener el grado de

Maestro(a) en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

Dr. Sanjeet Kumar Verma

San Luis Potosí, S.L.P., junio 2022



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS BASICAS E INTERMEDIAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE AHUALULCO, CAMPO VOLCÁNICO SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO: IMPLICACIÓN DEL ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA**” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Leidy Carolina Sandoval Espinel** y aprobada el **día de mes de año** 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. Aaron Martin
Miembro del Comité Tutorial

Dr. Darío Torres Sánchez
Miembro del Comité Tutorial

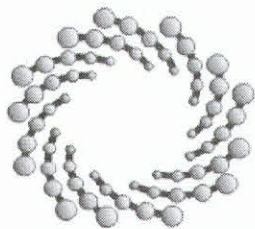
Dr. José Ramon Torres
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Petrografía y Petrofísica de la División de Geociencias Aplicadas 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 (1085121) 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

La Secretaría Académica del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 076 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 4 días del mes de julio del año 2022, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Ramon Torres Hernández	Presidente	UASLP
Dr. Dario Torres Sánchez	Secretario	UNAM
Dr. Aaron James Martin _	Sinodal	IPICYT
Dr. Sanjeet Kumar Verma _	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Leidy Carolina Sandoval Espinel

sobre la Tesis intitulada:

Geoquímica y petrogénesis de las rocas básicas e intermedias del Complejo Volcánico de Ahualulco, Campo Volcánico San Luis Potosí, México: implicación del origen y evolución geodinámica

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Sanjeet Kumar Verma _

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 14:25 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe la Secretaría Académica del Instituto.

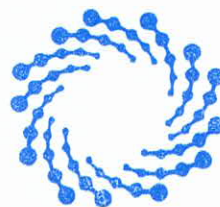
A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 4 días del mes de julio de 2022.



Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dra. Lina Raquel Riego Ruiz
Secretaría Académica



IPICYT
SECRETARÍA ACADÉMICA
INSTITUTO POTOSINO DE
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
Y TECNOLÓGICA, A.C.

Dedicatoria

A Dios, a mi familia, a mis amigos y a todas aquellas personas que me apoyaron en
el camino y que hicieron esto posible.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme una beca de maestría en el programa en Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación de Científica y Tecnológica (IPICYT).

Al Instituto Potosino de Investigación científica y tecnológica IPICYT, por haberme aceptado como miembro de su alma mater, en especial a la división de geociencias aplicadas, a cada uno de sus docentes y colaboradores.

Al Doctor Sanjeet Kumar Verma por su apoyo y conocimientos.

Al Doctor Darío Torres Sánchez, por sus enseñanzas, consejos y paciencia, por inspirarme a seguir el camino de la investigación, por motivarme a ser curiosa, a indagar y a ser una mejor persona.

A mis padres y hermanos por apoyarme a la distancia, por creer en mi y por ser los cimientos de mi vida.

A mis amigos, Sebas, José, Cristian, Diego, La flaca, Anita, Fer, el compae, Bellito, Yei, al Negru, a las chicas super poderosas, A mi madrina Blanquita, a Mayank y a Rubí (Y los que me faltan), por alentarme en cada paso, por sus consejos, por sus palabras bonitas y por su amor.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	II
Créditos Institucionales.....	III
Dedicatoria.....	V
Agradecimientos	VI
Lista de tablas	IX
Lista de figuras.....	X
Anexos	XIV
Resumen	XV
Abstract.....	XVII
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	3
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 <i>Objetivo General:</i>	3
1.2.2 <i>Objetivos específicos:</i>	3
1.3 Hipótesis	4
1.5 Localización y área de estudio	5
CAPÍTULO II MARCO GEOLOGICO	7
2.1 Geología Regional.....	7
2.1.1 <i>Estratigrafía de la Mesa Central</i>	8
2.1.2 <i>Geología estructural de la Mesa Central</i>	11
2.2 Campo Volcánico San Luis Potosí	14
2.2.1 <i>Estratigrafía del vulcanismo en el CVSLP</i>	16
2.2.2 <i>Geología estructural CVSLP</i>	17
2.3 Geología Local	18
2.3.1 <i>Estratigrafía Pre Complejo</i>	21
2.3.2 <i>Estratigrafía del Complejo volcánico Ahualulco</i>	22
2.3.3 <i>Geología estructural Complejo volcánico Ahualulco</i>	24
CAPÍTULO III METODOLOGIA	26
3.1 Trabajo de campo	26
3.2 Análisis Petrográficos	27
3.3 Análisis geoquímicos	29
3.3.1 <i>Perdida por ignición (LOI)</i>	30

3.3.2 <i>Fluorescencia de rayos X (FRX)</i>	31
3.3.3 <i>Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MS</i>	33
CAPÍTULO IV RESULTADOS	35
4.1 Petrografía.....	35
4.1.1 <i>Grupo de rocas Básicas</i>	35
4.1.2 <i>Grupo de rocas intermedias</i>	36
4.2 Geoquímica	38
4.2.1 <i>Elementos mayores</i>	38
4.2.2 <i>Elementos traza</i>	43
CAPÍTULO V DISCUSIÓN	48
5.1 Modelado de procesos magmáticos	48
5.1.1 <i>Fuente del magma</i>	48
5.1.2 <i>Fusión parcial</i>	50
5.2 Diagramas de discriminación tectónica	59
5.2.1 <i>Grupo de rocas básicas</i>	59
5.2.2 <i>Grupo de rocas Intermedias</i>	64
5.3 Discusión.....	68
CAPÍTULO VI CONCLUSIONES	70
CAPÍTULO VI RECOMENTACIONES	71
REFERENCIAS	72
ANEXOS	79

Lista de tablas

Tabla 1: Coordenadas de las muestras.....	79
Tabla 2:Conteo de puntos en las láminas delgadas analizadas para petrografía .	81
Tabla 3: Elementos mayores.....	82
Tabla 4: Elementos Traza	85
Tabla 5: Tierras Raras REE	88
Tabla 6:Ecuaciones de las funciones discriminantes usadas en los diagramas de discriminación tectónica de lavas básicas y ultrabásicas, tomado de Verma & Agrawal (2011)	90
Tabla 7: Ecuaciones de las funciones discriminantes usadas en los diagramas de discriminación tectónica de lavas intermedias, tomado de (Verma & Verma, 2013)	91

Lista de figuras

- Figura 1: a) Zona de estudio correspondiente al sector norte del complejo volcánico Ahualulco, se presentan algunas características geológicas relevantes (Modificado de INEGI. 2020). b) Ubicación de la zona de estudio, se hace referencia al relieve, las vías principales y localidades que encierra el área..... 6
- Figura 2: Provincia fisiográfica mesa central. a) Ubicación espacial de la Mesa central en la república mexicana y sus límites. (Modificado de Cervantes, et al 1990) b) Modelo digital de elevación, estratigrafía y principales estructuras de la Mesa central; el rectángulo rojo representa ubicación del CVSLP (Figura 6). Abreviaturas: SMOc: Sierra Madre Occidental; SMOr: Sierra Madre Oriental; MC: Mesa Central; MVB: Faja volcánica mexicana; STSF: sistema de fallas San Luis-Tepehuanes; TMSFS: sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; Dgo; Durango; Z: Zacatecas. A: Aguascalientes; SLP: San Luis Potosí; Gto; Guanajuato. 7
- Figura 3: Columna Estratigráfica generalizada de la mesa central, Modificado de Nieto-Samaniego et al., (2005)..... 10
- Figura 4: Mapa estructural de la Mesa Central. GT: graben de Tepehuanes, GR: graben de Rodeo, LS: laguna de Santiaguillo, GRCH-O: graben Río Chico-Otinapa, GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: graben El Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: graben de la Saucedá, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GVA: graben de Villa de Arista, GE: graben de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, SS: sierra de Salinas, RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro. (Modificado de Nieto-Samaniego et al., 2005) 13
- Figura 5: Mapa de relieve y distribución del campo volcánico San Luis Potosí. a) Complejo volcánico Ahualulco, b) Complejo volcánico La repartición, c) Complejo volcánico pinos, d) Complejo volcánico Sierra San Miguelito, e) Complejo volcánico Villa Hidalgo, f) Complejo volcánico Santa María. (Modificado de Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., (2009)) 15
- Figura 6: Mapa estratigráfico del campo volcánico San Luis Potosí. I) Complejo volcánico Los Pinos II) Complejo volcánico Sierra San Miguelito, III) Complejo Volcánico Ahualulco, IV) Complejo volcánico la Repartición, V) Complejo volcánico Villa Hidalgo, VI) Complejo volcánico Santa María (Modificado de Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., (2009)) 15
- Figura 7: Campo volcánico Ahualulco (Modificado de SGM Cartas geológicas F14-A73 y F14-A63). 19

Figura 8: a), b) y c) Especímenes de Basaltos recolectados en el campo CVA; d y e) Panorámicas zona de estudio.	20
Figura 9: Columna estratigráfica complejo volcánico Aqualulco, los puntos rojos indican la ubicación de las muestras del presente estudio.....	24
Figura 10: Mapa ubicación muestras	26
Figura 11: Procedimiento elaboración laminas delgadas. a) Selección de muestras. b) Cortado. c)Maquina Labopol-35. d) Muestras con superficie pulida. e) Cortado en maquina DiscoPlan Ts. f) Maquina DiscoPlan Ts. g) Pulido manual. h) Pegado. I) Contador automático Pelcon. J) Contador Pelcon sobre microscopio petrográfico	28
Figura 12: a) Triturador Baldor Reliancer. b) molino planetario Pulverisette 6 de ágata. c) Resultados de triturado. d) Resultados de molienda y tamizado.....	29
Figura 13: a) Pesado de muestras. b) Muestras dentro de la mufla	30
Figura 14: a) Pesado de muestra. b) Pesado de resina. c) Mezcla muestra y resina. d) Prensa URREA. e) Pellet para XRF. f) Equipo para XRF RIGAKU ZSX PRIMUS II. g) Montaje de las muestras en la RIGAKU ZSX PRIMUS II.	32
Figura 15: Muestra 14 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) corona de reacción, nicoles cruzados. b) corona de reacción, nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Qz; Cuarzo; Mz: Matriz	35
Figura 16: Muestra 21 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados. b) Textura general en nicoles paralelos.: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Mz: Matriz	36
Figura 17: Muestra 18 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general de espécimen en nicoles cruzados, se observa macla de penetración en Plagioclasas. b) Textura general del espécimen en nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja).....	37
Figura 18: Muestra 04 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados. b) Textura general en nicoles paralelos. c) corona de reacción, nicoles cruzados. d) corona de reacción, nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Mz: Matriz	37
Figura 19: Muestra 11 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados del espécimen b) Textura general en nicoles paralelos del espécimen. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno	

(Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno cian), Fd: Feldespato (Contorno azul), Ox: Oxido (Contorno rojo); Mz: Matriz.	38
Figura 20: Diagrama TAS para la clasificación de las rocas de estudio	40
Figura 21: Diagrama AFM para las rocas de estudio	41
Figura 22: Diagramas bivariados Oxido vs Numero de magnesio para las rocas de estudio.....	42
Figura 23: Diagrama de abundancias de REE normalizados a condrita del CVA. 44	
Figura 24: Diagrama de abundancias de REE normalizados a valores de manto primitivo del CVA.....	46
Figura 25: Diagrama de abundancias de REE normalizados a valores de MORB del CVA.....	47
Figura 26: a) Diagrama (Th/Yb) vs (Nb/Yb) de las rocas volcánicas de CVA., tomado de Pearce (2008). Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; UCC, corteza continental superior; MCC, corteza continental intermedia; LCC, corteza continental inferior; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas. b) Diagrama Nb/Yb vs TiO ₂ /Yb de las rocas volcánicas de CVA, tomado de Pearce (2008). Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas. c) Diagrama Eu/Eu* vs (Gd/Yb) _{PM} del CVA. Abreviaturas: LCC: Corteza continental inferior; MCC: Corteza continental media; UCC: Corteza continental superior; OIB: Basaltos isla oceánica. Los valores para LCC, MCC y UCC fueron tomados de Rudnick & Gao (2003), los valores para OIB fueron tomados de McDonough & Sun (1995)	50
Figura 27: a) Diagrama Ce/Yb vs Ce para las rocas de estudio. b) Diagrama La/Yb vs LA para las rocas de estudio. c) Diagrama Th/Yb vs Th para las rocas de estudio	52
Figura 28: Modelo cuantitativo de fusión parcial para las rocas básicas del CVA. a) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto primitivo (PM); b) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto Enriquecido. c) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la Iherzolita SD8 de Dávalos-Elizondo et al (2016); d) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las Iherzolitas de espinela de Lesnov et al.(2009); e) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las Iherzolitas de espinela de Ngounouno et al. (2009). Grados de fusión 0.01% a 100%. Los valores de PM fueron tomados de Sun & McDonough (1989); los valores de EM fueron tomados de Kovalenko et al. (2006)	55
Figura 29: Modelo cuantitativo de fusión parcial para las rocas intermedias del CVA. a) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto	

primitivo (PM); b) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para IOB; c) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las rocas básicas del CVA. d) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental superior (UCC); e) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental intermedia (MCC); f) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental interior (LCC). Grados de fusión 0.01% a 100. Los valores de UCC, MCC y LCC fueron tomados de Rudnick & Gao, (2003) Los valores de PM y OIB fueron tomados de Sun & McDonough (1989). 57

Figura 30: a) Diagrama Sr/Rb vs Zr para la mezcla de magmas de las rocas intermedias del CVA. b) Diagrama Sr vs Zr para la mezcla de magmas de las rocas intermedias del CVA. Los valores para UCC, LCC y MCC fueron tomados de Rudnick & Gao (2003). 58

Figura 31: Diagrama Ti/Y Vs Nb/Y para el grupo de rocas básicas del CVA 60

Figura 32: Diagrama de discriminación Th-Hf-Ta para las rocas del CVA. Los campos son: A, Basaltos tipo N-MORB; B, Basaltos tipo E-MORB and toleitas intraplaca; C, Basaltos alcalinos intraplaca; D, Basaltos de arcos volcánicos. Tomado de Wood (1980) 60

Figura 33: Diagramas de discriminación tectónica multidimensional a través de relaciones logarítmicamente transformadas de elementos de alta intensidad de campo para las rocas básicas del CVA. Tomado de Verma & Agrawal (2011)..... 63

Figura 34: Diagrama de discriminación La/Yb Vs Sc/Ni para las rocas intermedias del CVA 64

Figura 35: Diagrama de discriminación La/Yb Vs Ti para las rocas intermedias del CVA..... 65

Figura 36: Diagramas de discriminación tectónica multidimensional basados en modelos de probabilidad para magmas intermedios para las rocas del CVA. Tomado de (Verma & Verma, 2013)..... 67

Figura 37: Bloque diagrama de la configuración tectónica para la formación de las rocas básicas e intermedias del CVA..... 68

Anexos

ANEXO 1: LOCALIZACION MUESTRAS	79
ANEXO 2: PETROGRAFÍA	79
ANEXO 3: REPORTE DATOS FLUORECENCIA DE RAYOS X (XRF).....	82
ANEXO 4: REPORTE DATOS ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS	85
ANEXO 5: ECUACIONES DE LAS FUNCIONES DISCRIMINANTES USADAS EN LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA	90

Resumen

El Complejo Volcánico Aqualulco (CVA) se encuentra ubicado en la porción norte del Campo Volcánico San Luis Potosí (CVSLP). El CVA está constituido por rocas volcánicas de composiciones básicas, intermedias y félsicas de edades que cubren desde el Paleógeno al Cuaternario.

Las rocas básicas del CVA, categorizadas como traquibasaltos y basaltos presentan texturas inequigranulares hipohialinas de matriz criptocristalina, y un ensamblaje mineralógico de fenocristales de clinopiroxenos, plagioclasas, ortopiroxenos, y olivinos, con formas euhedrales a subhedrales. Este grupo de rocas se caracterizan por poseer contenidos de $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$:46.03-48.69 wt%, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$:11.21-18.83 wt%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$: 1.121-3.06 wt%, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$:7.29-8.85 wt%, y, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$:9.40-11.15 wt%; el Mg# que se muestran en este grupo abarca entre 57.1 a 72.7.

Las rocas intermedias del CVA muestran composiciones andesíticas y basalto andesíticas, presentan un ensamblaje mineralógico hipohialino inequigranular de fenocristales de plagioclasas, olivinos, clinopiroxenos, y ortopiroxenos. Este grupo de rocas poseen contenidos $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$:54.9-59.3wt%, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$:12.44-15.67 wt%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$: 2.06-2.76 wt%, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$:4.27-7.28 wt% y $\text{CaO}_{(\text{adj})}$:5.63-7.67 wt%; además, presentan un Mg# entre 49.43 y 63.58.

Tanto las rocas básicas como las intermedias del CVA muestran un patrón de elementos de tierras raras enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE), y un patrón decreciente hacia la derecha en diagramas multi-elementos normalizados a manto primitivo con anomalías positivas de U, Gd y Pr, y anomalías negativas de Nb y Ti.

Las características geoquímicas y petrográficas junto con el modelado petrogenético indican que las rocas volcánicas de composición básica del CVA se originaron a partir la fusión del manto enriquecido cuya fuente se asume como lherzolita de espinela a niveles de fusión de 5 - 20 %; por otra parte, las rocas intermedias muestran procesos de mezcla de magmas entre la interacción de un componente básico proveniente del manto enriquecido y un componente con características similares a las corteza continental media (CCM) y superior (CCS). El ambiente tectónico relacionado a la formación y generación de las rocas volcánicas del CVA se llega a asociar a un ambiente extensional intra-placa.

Abstract

. The Aqualulco Volcanic Complex (CVA) is located in the northern portion of the San Luis Potosí Volcanic Field (CVSLP). The CVA is made up of volcanic rocks of basic, intermediate and felsic compositions with ages ranging from the Paleogene to the Quaternary.

The basic rocks of the CVA, categorized as trachybasalts and basalts, present hypohyaline inequigranular textures of cryptocrystalline matrix, and a mineralogical assemblage of clinopyroxene, plagioclase, orthopyroxene, and olivine phenocrysts, with euhedral to subhedral shapes. This group of rocks is characterized by having contents of SiO₂(adj):46.03-48.69 wt%, Al₂O₃(adj):11.21-18.83 wt%, Fe₂O₃(adj): 1.121-3.06 wt%, MgO(adj):7.29- 8.85 wt%, and, CaO(adj):9.40-11.15 wt%; the Mg# shown in this group ranges from 57.1 to 72.7.

The intermediate rocks of the CVA show andesitic and andesitic basalt compositions, presenting an inequigranular hypohyaline mineralogical assemblage of plagioclase, olivine, clinopyroxene, and orthopyroxene phenocrysts. This group of rocks have contents of SiO₂(adj):54.9-59.3wt%, Al₂O₃(adj):12.44-15.67 wt%, Fe₂O₃(adj): 2.06-2.76 wt%, MgO(adj):4.27-7.28 wt% and CaO(adj):5.63-7.67 wt%; in addition, they present a Mg# between 49.43 and 63.58.

Both the basic and intermediate rocks of the CVA show a pattern of enrichment in light rare elements (LREE), and a decreasing pattern to the right in multi-element diagrams normalized to primitive mantle, with positive anomalies of U, Gd and Pr, and negative anomalies of Nb and Ti.

The geochemical and petrographic characteristics together with the petrogenetic modeling indicate that the volcanic rocks of basic composition of the CVA originated from the melting of the enriched mantle whose source is assumed to be spinel lherzolite at melting levels of 5 - 20%; on the other hand, the intermediate rocks show magma mixing processes between the interaction of a basic component from the enriched mantle and a component with characteristics similar to the middle continental crust (MCC) and upper continental crust (UCC). The tectonic environment related to the formation and generation of the CVA volcanic rocks is associated to an intra-plate extensional environment.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Las rocas volcánicas de composición básica e intermedia se han catalogado como las rocas volcánicas de mayor volumen en la superficie de la tierra, ya que pueden ser encontradas en una amplia variedad de ambientes tectónicos como lo pueden ser: islas arco, cuencas de arco, islas oceánicas, grandes provincias ígneas, *rifts* intraplaca y en sistemas de dorsales mesoceánicas (Gill, 2010; Philpotts, 2003).

Los magmas basálticos son parentales, es decir son primitivos y fuentes de otros magmas (Wilson, 2007); de ellos se derivan la mayoría de fundidos más evolucionados involucrados en actividad ígnea continental y oceánica (Gill, 2010), a su vez, los basaltos llegan a ser producto de la fusión del manto terrestre. La química de este estilo de fundidos proporciona pistas sobre las características de las profundidades de la tierra (Philpotts, 2003); así, a través del estudio de estas rocas se puede conocer información de lugares donde es imposible llegar. Además, por medio de las rocas basálticas se logra interpretar parte de la historia terrestre, conocer diferentes tipos de procesos magmáticos y categorizar ambientes tectónicos; por estas razones el vulcanismo basáltico parece ser el más investigado en las superficies planetarias (Wyllie et al., 1981).

Por su parte, el magmatismo de composición intermedia refleja procesos que operan durante el transporte hacia la superficie o durante el almacenamiento en la corteza de los fundidos, procesos que alteran la composición química del magma (Nelson, 2015); los cuales se incluyen asimilación, mezcla y cristalización fraccionada y en conjunto se denominan diferenciación magmática.

Diversos complejos volcánicos han sido ampliamente estudiados en la parte central de la República Mexicana, por mencionar algunos de encuentran: Complejo Volcánico Las cumbres localizado en los estados de Puebla y Veracruz (Carrasco-Núñez et al., 2021; Rodríguez, 2005); Complejo volcánico Tres vírgenes ubicado en Baja California Sur (Avellán et al., 2018, 2019; Guerrero et al., 2021; Sosa-Ceballos et al., 2019); Complejo Volcánico de Colima (Luhr & Carmichael, 1980, 1982; Robin et al., 1987); Sin embargo, existen zonas en la región centro-norte del país en donde se observa cierta escasez de información geológica, petrológica y geoquímica; este es el caso del campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), en donde, la dinámica e historia geológica ha sido compleja y variada, lo cual se ve reflejado en la existencia de un rango litológico diverso.

Dentro del CVSLP se han realizado estudios enfocados principalmente en litologías de rocas volcánicas félsicas, como también, en rocas de edades Mesozoicas, de los cuales se destacan las investigaciones desarrolladas por Schaaf et al. (1994), Orozco-Esquivel et al.(2002), Tristán-González, et al. (2009), Aguillón-Robles et al. (2012), Torres-Sánchez et al. (2019), Xu et al., (2021). No obstante, aún se presentan porciones del CVSLP con componentes máficos en donde información geológica, geoquímica y petrogenética no ha sido generada; razón por la cual, aun no se comprende con claridad los factores y/o procesos que dieron lugar a la formación de rocas básicas e intermedias en el sector, como es el caso del área denominada como Complejo volcánico Ahualulco (CVA).

1.1 Justificación

Distinta información ha sido generada para el Campo Volcánico de San Luis Potosí, desde amplios estudios de cartografía geológica, geología estructural, petrografía, geoquímica de roca total y geocronología (p.ej. Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1981; Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009), sin embargo, aún se presentan localidades de las cuales no ha sido generada información petrográfica y geoquímica, tal es el caso del Complejo Volcánico de Ahualulco. Por lo tanto, la generación de información petrogenética muestra una gran importancia para la elaboración de modelos cuantitativos, los cuales permiten comprender el comportamiento y la evolución magmática dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí y su relación con la tectónica magmática de la provincia de la Mesa Central.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General:

El objetivo principal de este estudio es el de proponer un modelo cuantitativo para las rocas basálticas del Complejo Volcánico de Ahualulco, el cual ayude a conocer el origen, evolución y dinámica del magmatismo básico de la región.

1.2.2 Objetivos específicos:

Los objetivos específicos para el presente estudio son:

- Establecer las propiedades petrográficas (abundancia, forma, tamaño y relaciones espaciales de textura, estructura y fabrica) de las rocas básicas e intermedias del CVA mediante la microscopía de luz polarizada.
- Determinar la composición geoquímica de las muestras, mediante los métodos analíticos de Fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos

mayores y Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MS para elementos de tierras raras y traza.

- Elaboración de modelos petrogenéticos cuantitativos que evalúen los procesos magmáticos que generaron el magmatismo básico e intermedio en el CVA.
- Proponer del ambiente tectónico para el magmatismo básico e intermedio en el CVA.

1.3 Hipótesis

Las hipótesis bajo las cuales se desarrolla el presente proyecto son:

- a. El vulcanismo básico e intermedio del complejo volcánico Ahualulco es producto de un proceso magmático de mezclas de magmas.
- b. La actividad magmática de composición básica e intermedia del complejo volcánico Ahualulco se encuentra relacionada a un ambiente extensional.

1.4 Limitantes

Se reconocen como limitantes del proyecto

- a. Falta de información isotópica y geocronológica de las muestras de estudio
- b. Ausencia de xenolitos del manto o granulitas de la corteza de las rocas muestreadas del CVA
- c. Difícil acceso a algunas zonas del área de estudio, debido a factores topográficos, litológicos, climáticos o viabilidad.

Aparte de las diferentes situaciones ajenas al estudio que se presentaron debido a la pandemia provocada por el COVID-19, como el limitado acceso a laboratorios y restricciones en las salidas a campo.

1.5 Localización y área de estudio

La zona de estudio se localiza al norte del complejo volcánico de Ahualulco (CVA), el cual es uno de los seis complejos que conforman al campo volcánico San Luis Potosí, fisiográficamente forma parte de la región sur de la provincia Mesa Central.

Esta zona de estudio comprende el área encerrada por las coordenadas ($22^{\circ}40'N$ - $101^{\circ}17'W$ y $22^{\circ}30'N$ - $101^{\circ}W$) con alturas que van desde los 1680 a 2510 msnm (Figura 1.a); geográficamente se ubica al norte del municipio de Ahualulco y al sur de Moctezuma; además encierra las localizadas de: Ancón, Arroyo Hondo, Codorniz, El Cúcamo, San Antonio de Rul, Malpaso, Las Jarillas, Loma Prieta y La Manta. (Figura 1.b)

El acceso se realiza a través de la Carretera Federal número 49, San Luis Potosí -Zacatecas y en el kilómetro 31, se encuentra la desviación de la Carretera Federal número 63, que conduce al CVA (Servicio geológico mexicano, 2006)

La zona cuenta con caminos de terracería (Figura 1.b), transitables en toda época del año, asegurando la comunicación entre comunidades y ejidos, además, cuenta con numerosas brechas, para acceder a distintos afloramientos.

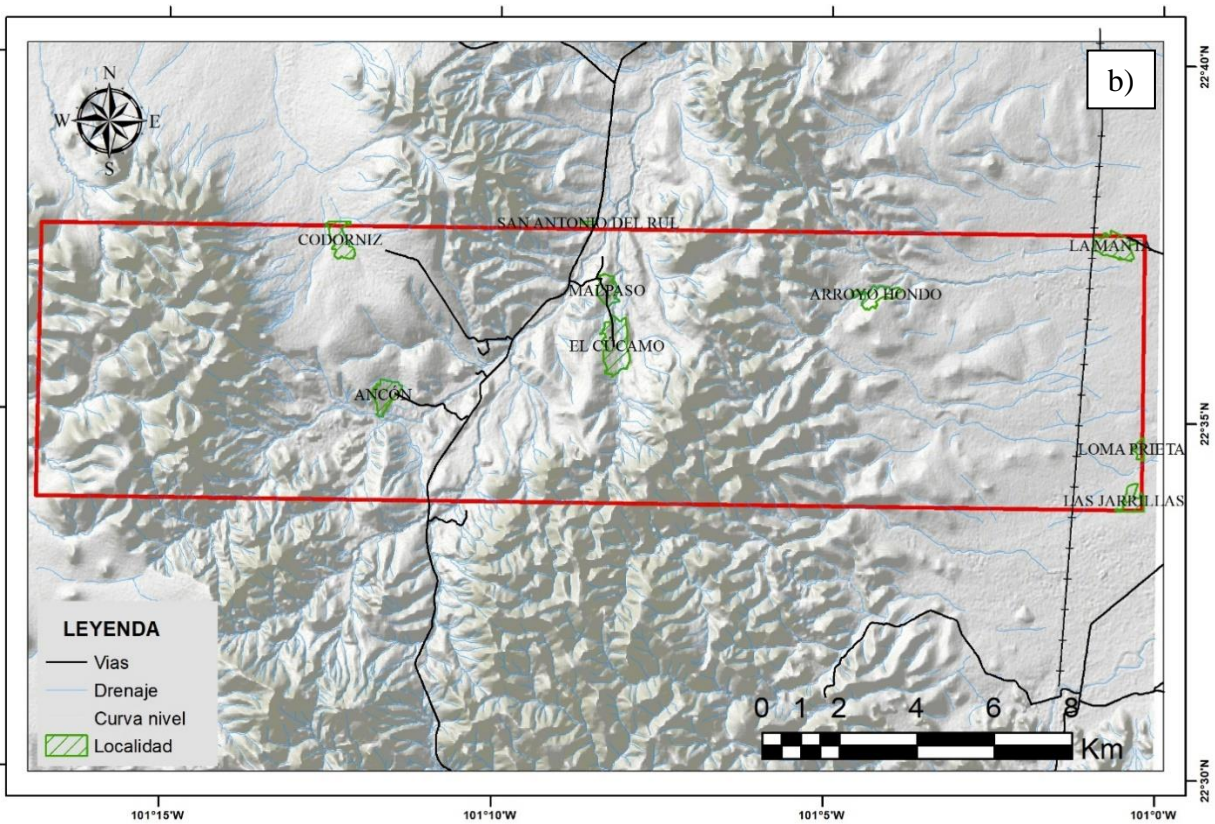
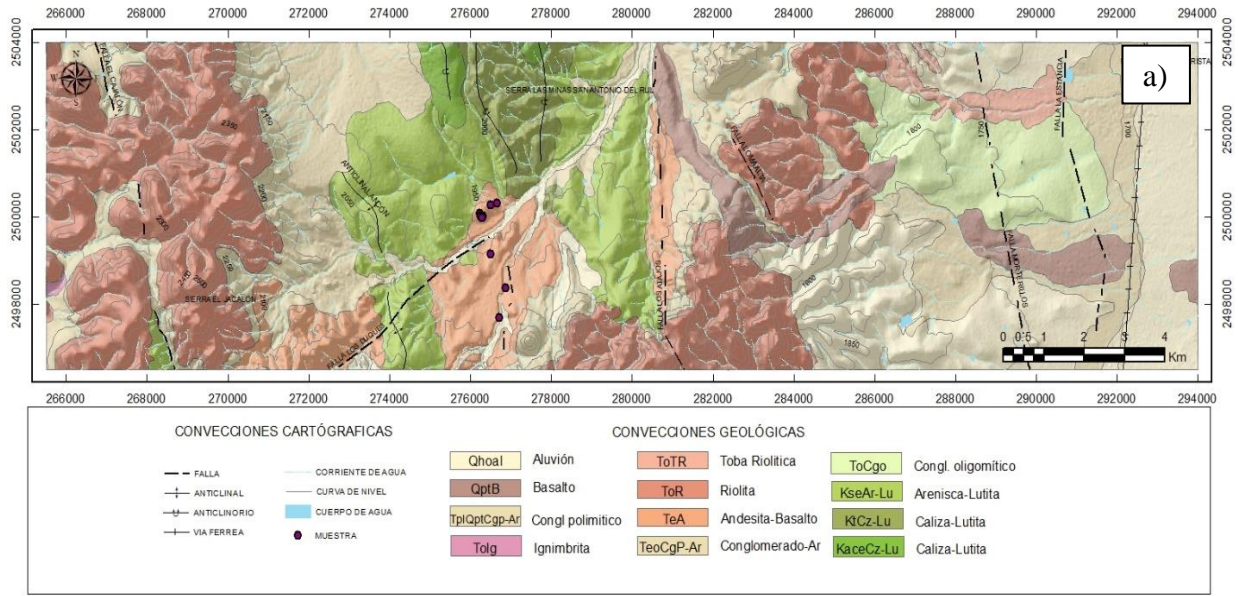


Figura 1: a) Zona de estudio correspondiente al sector norte del complejo volcánico Ahualulco, se presentan algunas características geológicas relevantes (Modificado de INEGI. 2020). b) Ubicación de la zona de estudio, se hace referencia al relieve, las vías principales y localidades que encierra el área.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLOGICO

2.1 Geología Regional

La Mesa Central (MC) de México fue reconocida como provincia fisiográfica por Raisz, E (1959), quien la definió como: *“una cuenca rodeada por montañas más elevadas. Más alta y más plana que la provincia Cuencas y Sierras (localizada al norte). En lugar de sierras elongadas, ésta tiene áreas poco elevadas, principalmente disectando rocas volcánicas antiguas”* (Figura 2)

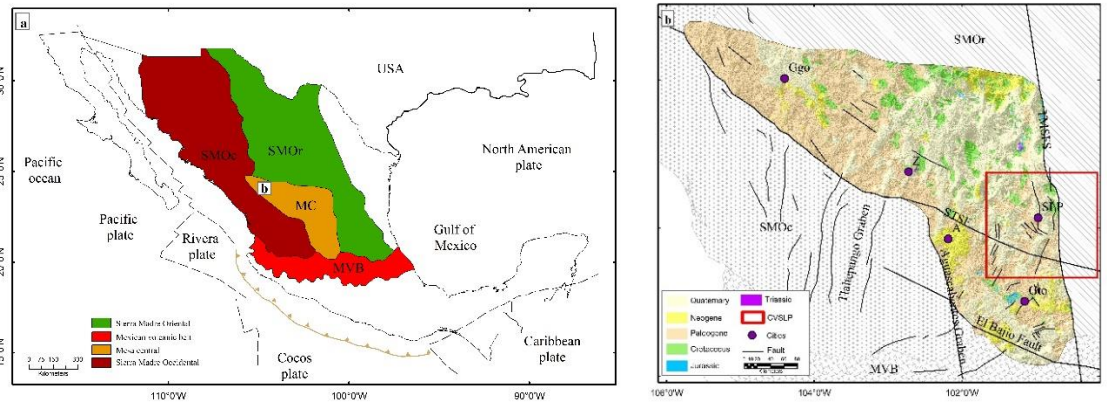


Figura 2: Provincia fisiográfica mesa central. a) Ubicación espacial de la Mesa central en la república mexicana y sus límites. (Modificado de Cervantes, et al 1990) b) Modelo digital de elevación, estratigrafía y principales estructuras de la Mesa central; el rectángulo rojo representa ubicación del CVSLP (Figura 6). Abreviaturas: SMOc: Sierra Madre Occidental; SMOr: Sierra Madre Oriental; MC: Mesa Central; MVB: Faja volcánica mexicana; STSF: sistema de fallas San Luis-Tepehuanes; TMSFS: sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; Dgo; Durango; Z: Zacatecas. A: Aguascalientes; SLP: San Luis Potosí; Gto; Guanajuato.

La MC se caracteriza por ser una región elevada que internamente puede subdividirse en dos regiones: (a) la región sur, la cual presenta cotas superiores a los 2000 msnm, con excepción del valle de Aguascalientes; esta región sur es una zona montañosa cubierta en su mayor parte por rocas volcánicas Cenozoicas; (b) la región norte, muestra grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres, y presenta cotas por debajo de los 2000 msnm.(Figura 2.b;

Nieto-Samaniego et al., 2005); se limita en el este-noreste por el cinturón mesozoico plegado de la Sierra Madre Oriental (SMO) y hacia el oeste por la Sierra madre Occidental (SMOc) (Aguillón-Robles et al., 2009).

El límite entre las dos regiones de la MC lo constituye un gran lineamiento de más de 1600 km de longitud con rumbo NW, que ha sido documentado como un sistema de fallas normales de edad cenozoica conocido como San Luis Potosí-Tepehuanes (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005)

2.1.1 Estratigrafía de la Mesa Central

Mesozoico-Triásico.

En gran parte del área, como en la Sierra Salinas, Charcas y la Sierra de Catorce SLP, las rocas Triásicas consisten principalmente de secuencias potentes de arenisca y lutita, que se han identificado como secuencias turbidíticas. El carácter turbidítico de estas secuencias Triásicas, ha sido interpretado como evidencia de la existencia de un margen continental. De igual forma, la zona continental aportadora de clásticos (Silva-Romo et al., 2000).

En cambio en zonas de Zacatecas, las rocas de este periodo se han identificado como rocas clásticas con grados bajos de metamorfismo (Cantu-Chapa, 1969). Hacia el W-SW de Zacatecas se localizaría una región oceánica (Nieto-Samaniego et al., 2005)

Jurásico

Dentro de la MC, el periodo del Jurásico Temprano-Medio, se caracteriza principalmente por rocas continentales, conglomerados y areniscas, con presencia de rocas volcánicas intercaladas (Silva-Romo et al., 2000). Por otro lado, el periodo del Jurásico Superior, se llega a caracterizar por un cambio en los procesos de

sedimentación, observándose principalmente rocas marinas calcáreas, cuya parte inferior se compone por calizas y calizas dolomíticas de plataforma (Formación Zuloaga), en cambio, la parte superior de las secuencias del Jurásico superior, se constituyen principalmente por limolitas calcáreas presentadas en estratos de pedernal (Formación La Caja; Imlay, 1938)

Cretácico

Durante este periodo de tiempo, el estilo de sedimentación en la MC se identifica por ser especialmente marino dividiéndose en: (i) sedimentos de la plataforma Valle-San Luis Potosí (PVSLP) en el borde oriental, la cual se conforma por evaporitas y calizas tipo arrecifal; (ii) paquetes de sedimentos marinos de mar abierto y aguas profundas hacia el occidente del CVSLP, en donde cubren la totalidad de la MC; (iii) secuencias vulcano-sedimentarias marinas formadas por apilamiento grueso de basalto almohadillado hacia el margen occidental-sur de la MC (Carrillo-Bravo, 1971)

Cenozoico

El Cenozoico se caracteriza por la presencia de rocas continentales, sedimentarias y principalmente volcánicas las cuales marcan el cambio de un ambiente marino a un ambiente continental (Nieto-Samaniego et al., 2005)

Paleoceno-Eoceno

Este periodo se caracteriza por un hiatus sedimentario ocurrido durante la fase orogénica Laramídica. El Paleoceno Temprano-Eoceno consiste principalmente en conglomerados y areniscas, asociadas con el desarrollo de fosas tectónicas (Edwards, 1955) y rocas volcánicas principalmente básicas. En el Eoceno Tardío, se observa una discordancia la cual representa un cambio de volcanismo

(de ambas composiciones) a uno preferentemente riolítico (Nieto-Samaniego et al., 2005)

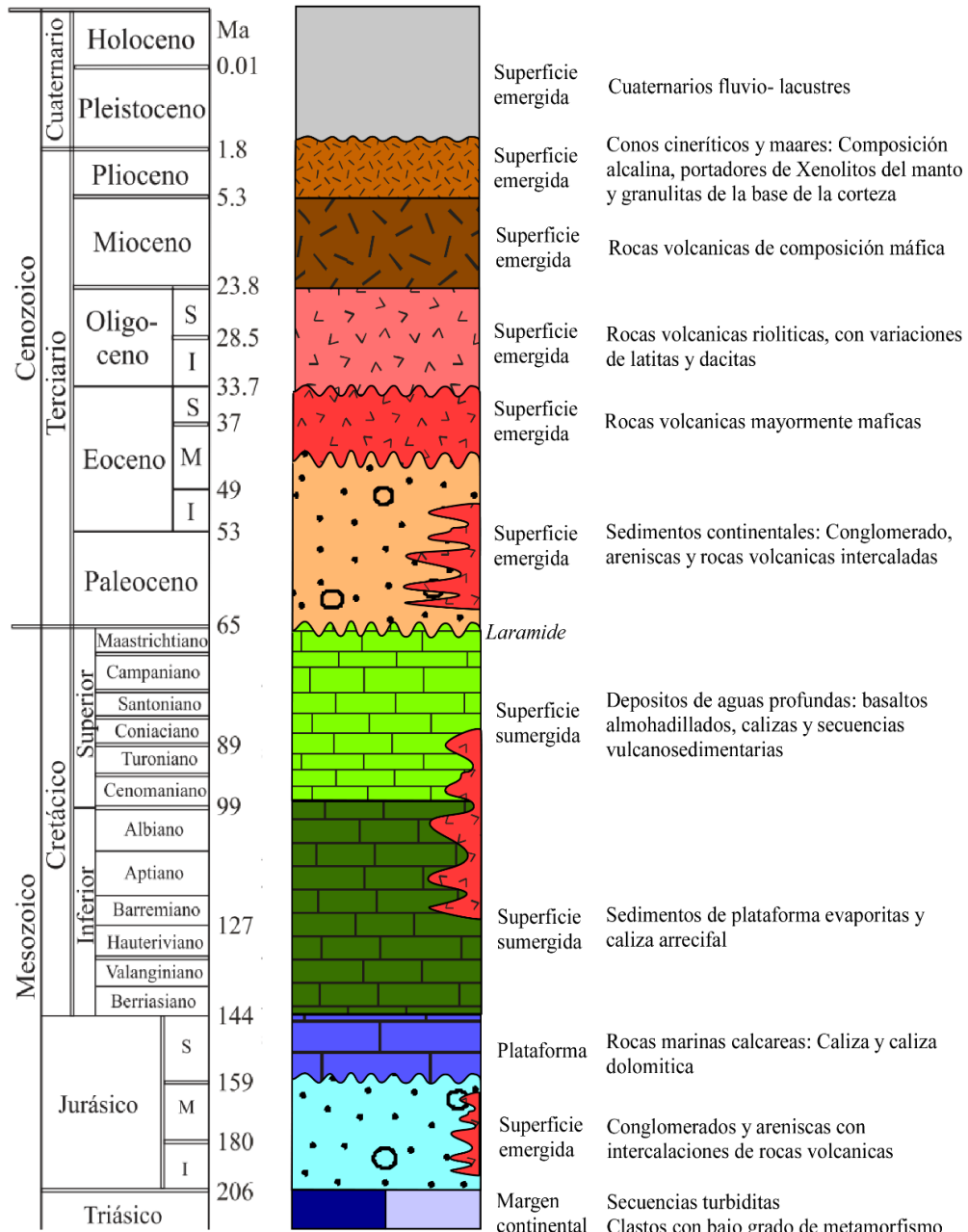


Figura 3: Columna Estratigráfica generalizada de la mesa central, Modificado de Nieto-Samaniego et al., (2005)

Oligoceno

Se conforma por rocas volcánicas de composición félsica, con variaciones de latita a riolita. La parte superior del conjunto de rocas del Oligoceno corresponde a depósitos de actividad volcánica explosiva, se trata de una cubierta de ignimbritas y rocas piroclásticas de composición riolítica que aparecen cubriendo a domos y derrames de lava riolíticos (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Mioceno

De una manera discordante al conjunto de rocas volcánicas del Oligoceno e intercaladas con sedimentos de cuencas continentales del Cenozoico, una distinción de rocas volcánicas de composición máfica a intermedia (p.ej. basaltos, basaltos andesíticos, basaltos alcalinos, andesitas) llegan a observarse a lo largo del MC, las cuales representan al periodo del Mioceno (Córdoba-Méndez, 1988; Labarthe-Hernández et al., 1982; Martínez-Reyes, 1992)

Plioceno- Cuaternario

Se han reconocido rocas volcánicas de edad Plioceno- Cuaternario en el centro de la MC, las cuales afloran principalmente en pequeños conjuntos de aparatos volcánicos como conos cineríticos y maares en el estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández et al., 1982)

2.1.2 Geología estructural de la Mesa Central

Los principales rasgos estructurales (Figura 4) que se presentan en la mesa central se describen a continuación.

Falla del Bajío

El límite sur de la Mesa Central lo constituye una falla normal que muestra dos segmentos mayores; el primero, más oriental tiene dirección E-W, el segundo segmento forma el escarpe SW de la sierra de Guanajuato (Trujillo-Candelaria, 1985).

Sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende

El límite oriental de la Mesa Central lo constituye un sistema de fallas normales de dirección N-S que se extiende desde San Miguel de Allende y Querétaro hacia al norte de la Sierra de Catorce, formando el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.(Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005)

Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes

El Sistema de fallas San Luis- Tepehuanes son una serie de lineamientos con dirección predominante NW-SE que se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango. Su traza coincide burdamente con el límite de los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, con los afloramientos de las secuencias vulcano-sedimentarias mesozoicas y con el límite norte de los grábenes de la Sierra Madre Occidental (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Graben Aguascalientes

El Graben Aguascalientes es una estructura asimétrica (semigraben) cuya falla principal está ubicada al occidente. Esa falla se extiende con dirección N-S por 150 km, desde los Altos de Jalisco hasta su intersección con el FSLT, cerca de Zacatecas (Nieto-Samaniego et al., 2005).

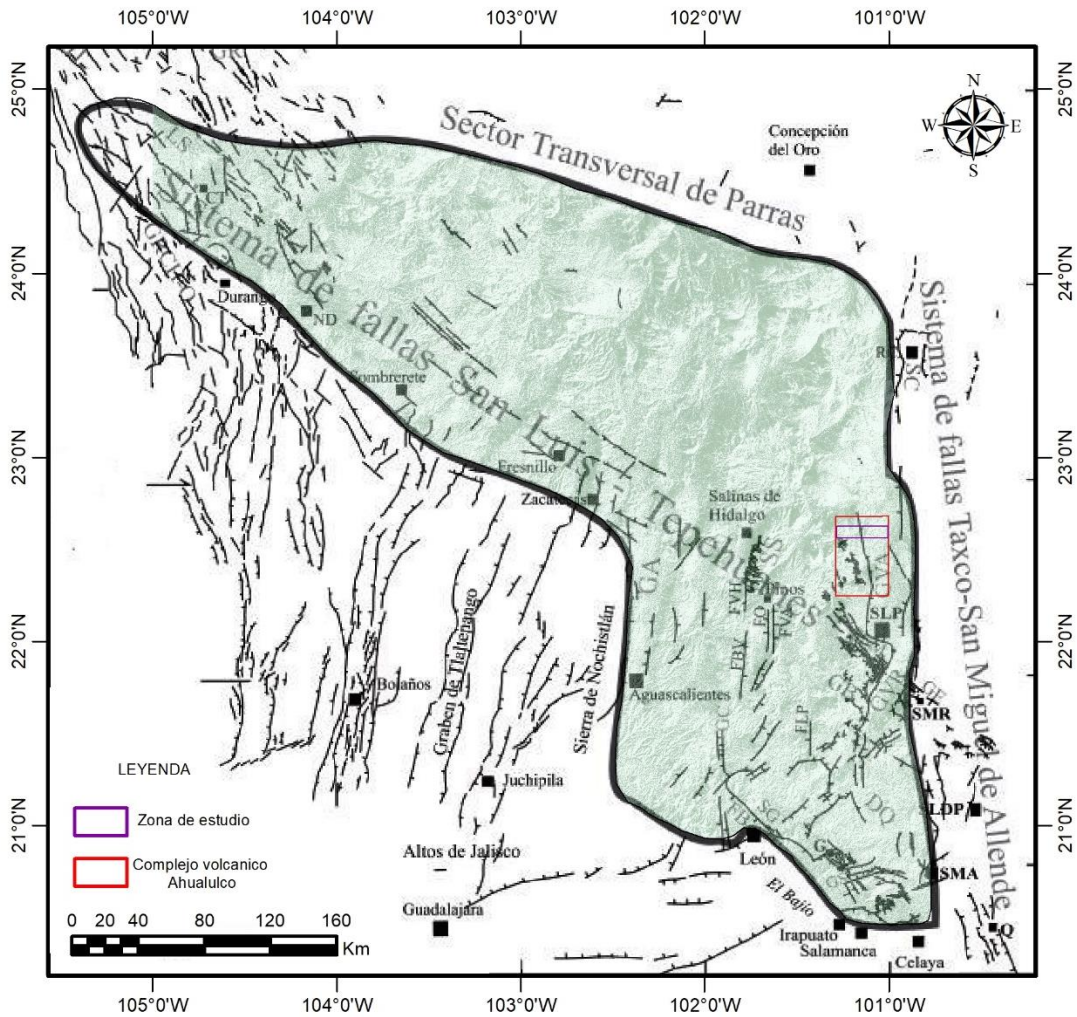


Figura 4: Mapa estructural de la Mesa Central. GT: graben de Tepehuanes, GR: graben de Rodeo, LS: laguna de Santiaguillo, GRCH-O: graben Río Chico-Otinapa, GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: graben El Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: graben de la Saucedá, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GVA: graben de Villa de Arista, GE: graben de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, SS: sierra de Salinas, RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro. (Modificado de Nieto-Samaniego et al., 2005)

2.2 Campo Volcánico San Luis Potosí

El campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), cubre un área aproximada de 40,000 km² y se localiza en la porción sur-oriental de la Mesa Central (Figura 6); se encuentra conformado principalmente por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario. Exhibe una diversidad magmática y multiepisódica, asociada a eventos de tectónica extensiva de la porción central de México originada durante el Oligoceno (Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009).

El CVSLP se ha dividido en complejos volcánicos, a partir de la correlación de unidades volcánicas de acuerdo a su semejanza litológica-estructural, posición estratigráfica, análisis químicos y edades isotópicas; a su vez, estos complejos se llegan a correlacionar por sus características petrológicas, ya que presentan variaciones geoquímicas, y se caracterizan por ser contemporáneos y co-magmáticos (Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009). Los complejos volcánicos que comprende el CVSLP son: el Complejo Volcánico Ahualulco (CVA) localizado al norte del CVSLP; Complejo Volcánico Pinos (CVP) se ubica en la porción poniente del CVSLP; Complejo Volcánico Villa Hidalgo (CVVH) y La Repartición (CVR) ubicados al nororiente del CVSLP; Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM), que conforma la mayor parte del CVSLP; Complejo Volcánico Santa María (CVSM) localizado al occidente del Campo Volcánico del Río Santa María (Figura 5;Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009)

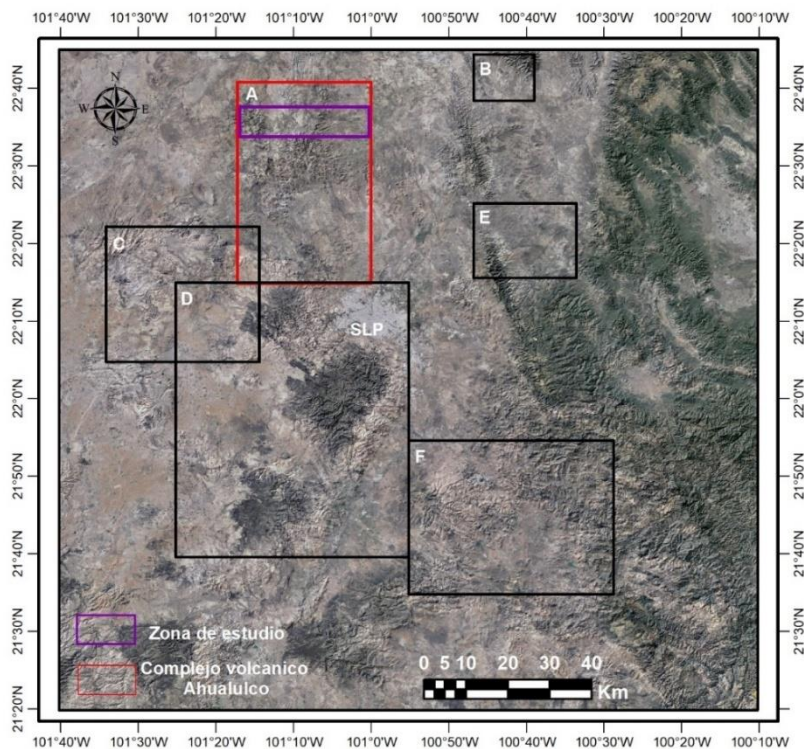


Figura 5: Mapa de relieve y distribución del campo volcánico San Luis Potosí. a) Complejo volcánico Ahualulco, b) Complejo volcánico La repartición, c) Complejo volcánico pinos, d) Complejo volcánico Sierra San Miguelito, e) Complejo volcánico Villa Hidalgo, f) Complejo volcánico Santa María. (Modificado de Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., (2009))

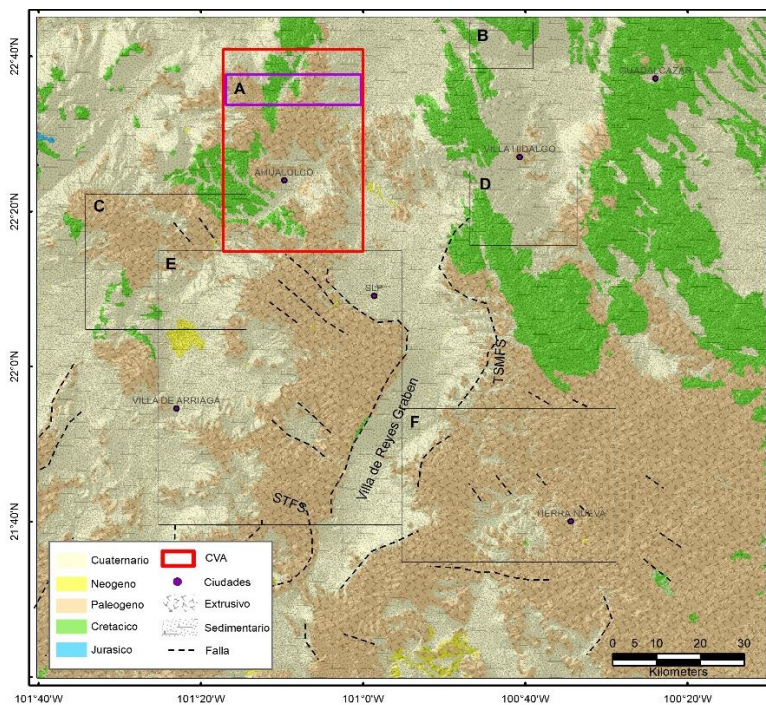


Figura 6: Mapa estratigráfico del campo volcánico San Luis Potosí. I) Complejo volcánico Los Pinos II) Complejo volcánico Sierra San Miguelito, III) Complejo Volcánico Ahualulco, IV) Complejo volcánico la Repartición, V) Complejo volcánico Villa Hidalgo, VI) Complejo volcánico Santa María (Modificado de Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., (2009))

2.2.1 Estratigrafía del vulcanismo en el CVSLP

El vulcanismo en CVSLP ha sido agrupado en cinco episodios mayores de acuerdo con Tristán-González, et al., (2009) y Aguillón Robles et al., (2014), con base en las edades y composiciones de las rocas, desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario.

Eoceno medio

El vulcanismo de composición intermedia comenzó en el Eoceno medio representado principalmente por unidades de andesitas (Aguillón-Robles et al., 2014), con rangos de edades reportadas de 45.5-42.2 Ma y 36.4-31.2 Ma (Tristán-González et al., 2009). Las lavas andesíticas se emplazaron a partir de fisuras centrales las cuales formaron flujos de lava (Aguillón-Robles et al., 2014), las cuales fueron depositadas sobre sedimentos lacustres del Paleoceno tardío al Eoceno temprano (Labarthe-Hernández et al., 1982)

Oligoceno

Vulcanismo efusivo representado por un gran volumen de paquetes ignimbríticos, formando flujos de piroclastos como también, domos de lava, con alto contenido de sílice.(Tristán-González, et al., 2009; Tristán-González, et al., 2009b) El periodo donde se emitió el volumen mayor de rocas volcánicas félsicas en el CVSLP, fue entre los 32-26 Ma (Tristán-González, et al., 2009).

La cadena de domos de lava de composición félsica fue emplazada en el este y sureste del CVSLP, subsecuente al emplazamiento de esos domos, se forma el graben Villa de Reyes (Aguillón-Robles et al., 2014)

Mioceno Temprano

Lavas basálticas erupcionadas después de las últimas fases de ignimbritas; los basaltos tienen una afinidad alcalina y se cree fueron generadas en un régimen intra placa durante un periodo extensional intenso de la provincia de cuencas y sierras (Tristán-González, et al., 2009)

Mioceno medio

Basaltos alcalinos alimentados por fisuras fueron erupcionados, estas lavas fueron reportadas por primera vez en el campo volcánico los Encinos (Luhr et al., 1995)

Plioceno -Pleistoceno

La actividad máfica alcalina continuo durante el Plioceno y el Pleistoceno en forma de erupciones freato-magmáticas de *maars* o fisuras relacionadas a fallas mayores.(Tristán-González, et al., 2009)

2.2.2 Geología estructural CVSLP

Graben de Villa de Reyes

Esta estructura se encuentra en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato; tiene una longitud de 200 km y un ancho de por lo menos 15 km; está limitada por un sistema de fallas de dirección N20°E con una inclinación de 60° al SE. Forma un extenso valle cubierto por depósitos de flujos piroclásticos, sedimentos lacustres y aluviales (Tristán-González, 1986). El espesor de los sedimentos, basado en pozos y datos de resistividad eléctricos, varía entre 50 y 600 metros (Ramos-leal et al., 2007)

Sistemas de falla de la Sierra San Miguelito

Está formada por una serie de domos y una secuencia de depósitos piroclásticos (ignimbritas) de composición riolítica que fueron afectados por un sistema de fallas conjugadas N50°E y N50°W, así como un juego de fallas Norte-Sur y N75°E y por fallas marginales N30°W (Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1980).

El sistema de fallas Sierra San Miguelito posee numerosos lineamientos normales con rumbos de 300-340°. Casi todas las fallas tienen direcciones de buzamiento SW que varían de 45° a 75°. Las estrías en las superficies de falla se observan con tendencia SW con ángulos de cabeceo de 75-85°, lo que implica que hay poco desplazamiento a lo largo del rumbo de las fallas (Xu et al., 2004).

Graben de Bledos

Esta estructura consiste en un valle de 18 km de largo por 7.5 km de ancho, limitado al noreste por una falla de orientación N30°W y un echado de 60° a 70° al SW. La edad de fallamiento que dio origen al graben de Bledos ha sido estimada en 29 Ma (Labarthe-Hernández & De La Huerta-Cobos, 1998).

2.3 Geología Local

El Complejo volcánico Ahualulco (CVA) se encuentra en la parte norte del CVSLP, limita al sur con el complejo volcánico Sierra de San Miguelito y por el este con el: Complejo volcánico La repartición y el Complejo volcánico Villa Hidalgo (Figura 6). El CVA se encuentra compuesto por rocas volcánicas de composición tanto acida como básica, formaciones cretáceas principalmente calcáreas y aluviones cuaternarios (Figura 7).

De acuerdo con lo observado en campo, la zona de estudio posee un relieve con colinas (Pertenece principalmente a las formaciones cretácicas, ver Figura 8.d), y zonas llanas las cuales corresponden a los componentes ígneos del mismo; la mayoría del material expuesto se encuentra meteorizado en su parte superficial, por lo cual el suelo en términos generales se aprecia de tonalidades pardas (ver Figura 8.c, e)

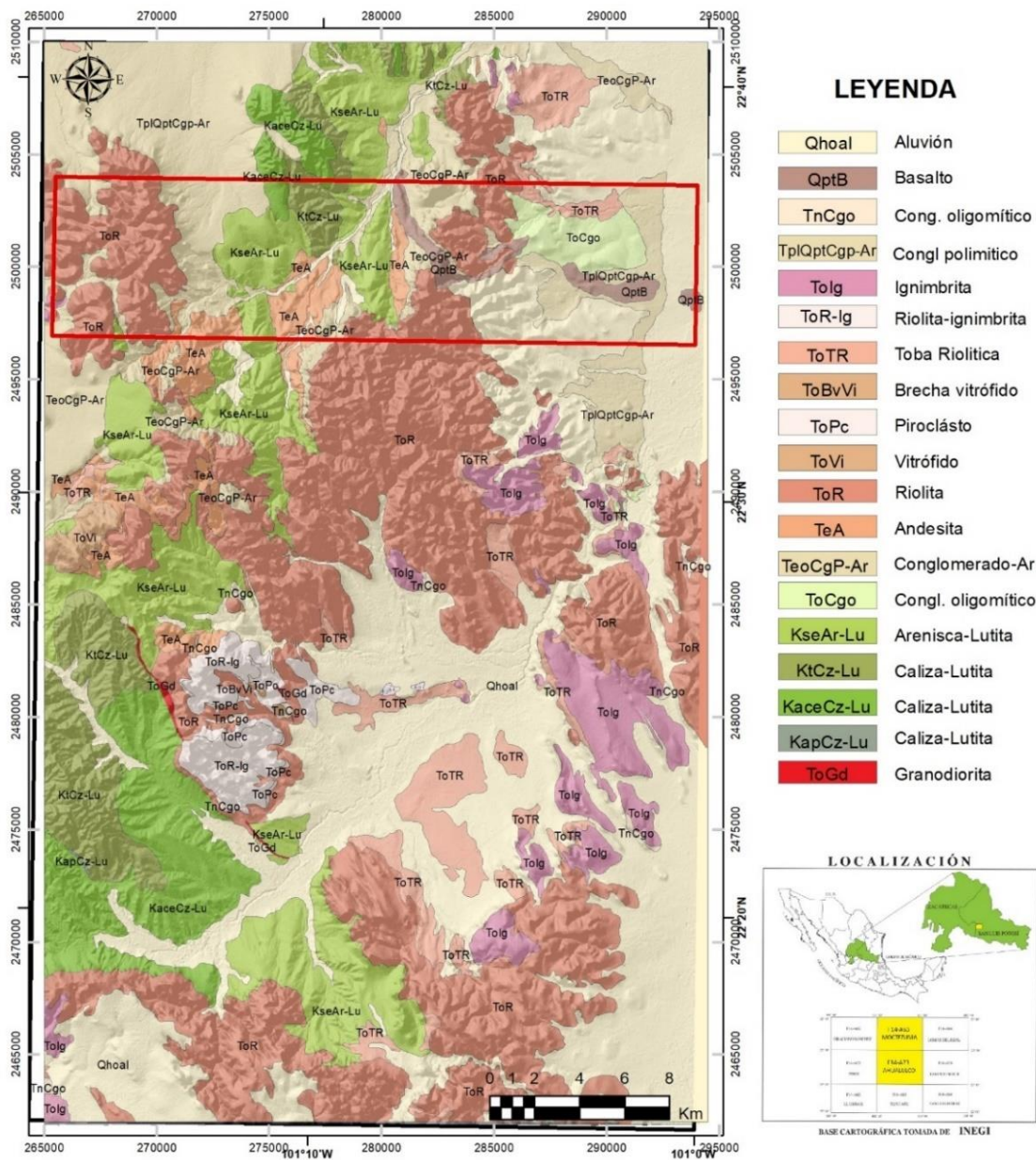


Figura 7: Campo volc3nico Ahualulco (Modificado de SGM Cartas geol3gicas F14-A73 y F14-A63).

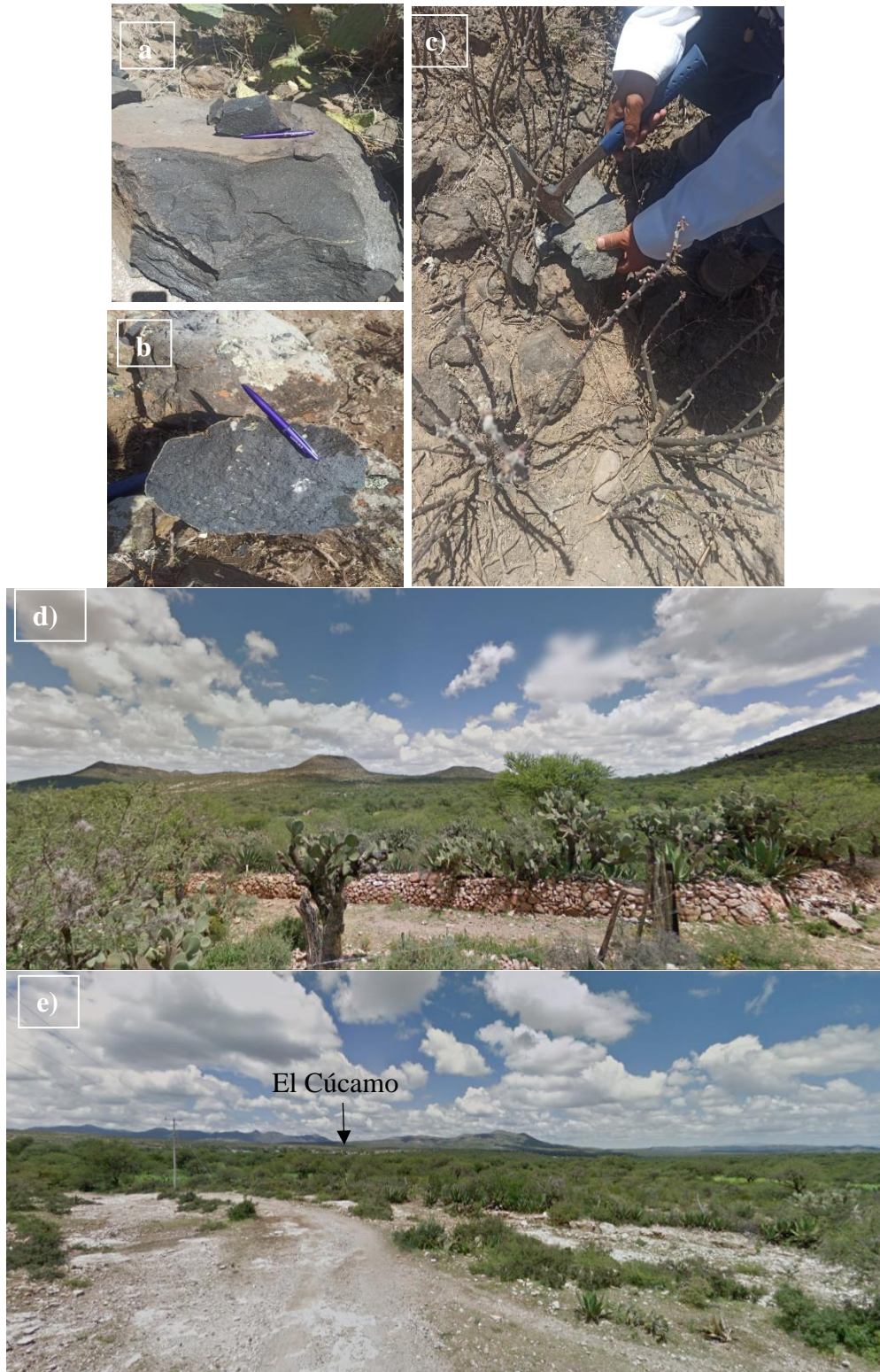


Figura 8: a), b) y c) Especímenes de Basaltos recolectados en el campo CVA; d y e) Panorámicas zona de estudio.

2.3.1 Estratigrafía Pre Complejo

El complejo Volcánico Ahualulco fue depositado sobre rocas sedimentarias del Cretácico, entre las que se distinguen las formaciones: La Peña, Cuesta del Cura, Indidura, y Caracol. Esas se pueden describir como:

- a) *Formación la Peña (Kip)*: está dividida en dos miembros, el miembro inferior compuesto de caliza con estratos medianos a gruesos; y (Labarthe-Hernández et al., 1982) el miembro superior consiste de capas delgadas y lutitas con espesores de 15 a 24m (Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1981).
- b) *Formación Cuesta del Cura (Kcc)*: Constituida por calizas gris oscuras, finamente laminares, con abundantes bandas y lentes de pedernal negro; su medio ambiente de depósito es de aguas profundas (Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1981).
- c) *Formación Indidura (Ksi)*: Compuesta por dos miembros, el miembro inferior (Ksi1) formada por calizas arcillosas y carbonosas y limolitas de color gris oscuro a negro con vetillas de calicita y pirita; y el miembro superior establecida por una alternancia de lutitas fisiles de color gris verdoso, con calizas arcillosas negras y algunos estratos de arenisca (Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1981).
- d) *Formación Caracol (Ksc)*: Consiste de una alternancia de lutitas fisiles y areniscas de grano fino a medio, de color gris verdoso, que representan capas de 10 a 50 cm (Labarthe-Hernández & Tristán-González, 1981)

2.3.2 Estratigrafía del Complejo volcánico Aqualulco

El Complejo Volcánico Aqualulco está conformado por rocas volcánicas de composiciones básicas, intermedias y acidas, cuyas edades van del Eoceno al Cuaternario (Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009). Las etapas de vulcanismo del CVA se pueden agrupar de la siguiente manera:

Eoceno

Durante esta Época la secuencia del Cretácico fue cubierta discordantemente por un conglomerado polimíctico (TeoCgp-Ar) formado por la disgregación de rocas preexistentes (SGM, 2004); consecuentemente, en el CVA se encuentran lavas de composición andesítica de edad Eoceno medio. (Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009).

Oligoceno

Entre el Oligoceno temprano y tardío (32-28Ma) tuvo lugar en el área un evento volcánico voluminoso que causó principalmente el emplazamiento de derrames de lava, y en menor proporción flujos piroclásticos (Tristán-González, Aguillón-Robles, et al., 2009). Las lavas dieron origen a cadenas de domos alineados con orientación NW-SE, cuya composición inicial fue dacítica: Dacita Jacavaquero, Latita Portezuelo y riodacita Zapatero. (Aguillón Robles & Tristán González, 1981)

Neógeno

Durante el Mioceno se generaron derrames fisúrales constituidos por andesita y basalto (TmA-B) afanítico, de color gris oscuro, verdoso y negro (Figura 8); En el Plioceno se acumuló, en las partes bajas principalmente en los arroyos y laderas de los cerros, un conglomerado polimíctico y arenisca (TplQptCgp-Ar), el

cual cubre discordantemente de manera parcial, a todas las unidades preexistentes (SGM, 2004)

Cuaternario

La última actividad volcánica que se sobrepuso en el Complejo Volcánico Ahualulco en el Cuaternario, fue a través de centros eruptivo puntuales, que consistió en coladas de lava basanítica (volcanes de Cúcamo y Cascarón) (Tristán-González, et al., 2009).

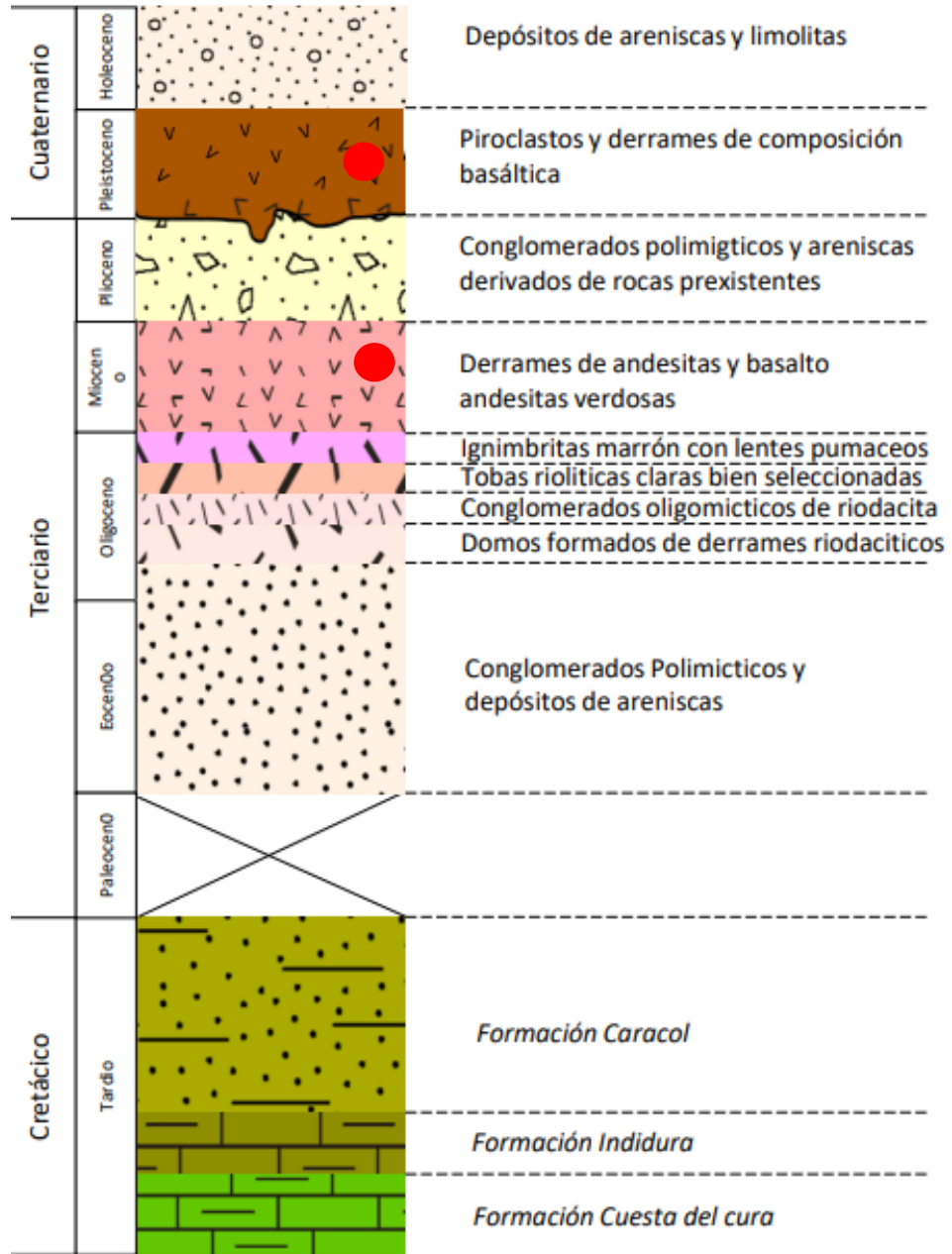


Figura 9: Columna estratigráfica complejo volcánico Ahualulco, los puntos rojos indican la ubicación de las muestras del presente estudio

2.3.3 Geología estructural Complejo volcánico Ahualulco

A lo largo del CVA se ha llegado a observar la afectación de distintos márgenes de una tectónica regional de tipo extensional durante el Oligoceno, lo que dio lugar a colapsos alargados de rumbo preferencial N-S, de los que sobresalen:

el graben Ahualulco -Villa de Arista y el graben de Villa de Reyes (Martínez-Ruiz, 1984)

Graben Ahualulco- Arista

Consiste en escarpes altamente erodados de fallas normales que forman un graben lleno de depósitos fluviales inclinados con sentido NE, originado durante el evento extensional que tuvo lugar del Oligoceno temprano al Mioceno temprano y que es asociado con la extensión del Basin and Range.(Xu et al., 2021).

Tristán González, (1986) reconoció un sistema de fallas normales orientadas preferentemente N-S y NW-SE, entre las que destacan la Falla Morterillos, Falla La Estancia, Falla San José del Grito, Falla Rancho Nuevo, Falla Los Duques, Falla los Atajos, Falla Mortilleros, y Falla La Estancia.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

3.1 Trabajo de campo

Para el desarrollo del presente trabajo se recolectaron un total de 21 muestras representativas del Complejo Volcánico Ahualulco (CVA) (Figura 10)

La distribución espacial se muestra en la Figura 10 y en la Tabla 1 (Anexo 1). Las muestras fueron obtenidas teniendo como objetivo la cobertura de los cuerpos basálticos e intermedios que forman parte del complejo, al momento de realizar la recolección de muestras se evitaron especímenes con presencia de alteración o deformación. De igual manera, en el recorrido se hizo una descripción breve de las unidades de acuerdo con sus características geomorfológicas para afinar o corroborar los contactos entre las unidades estratigráficas reconocidas en el área.

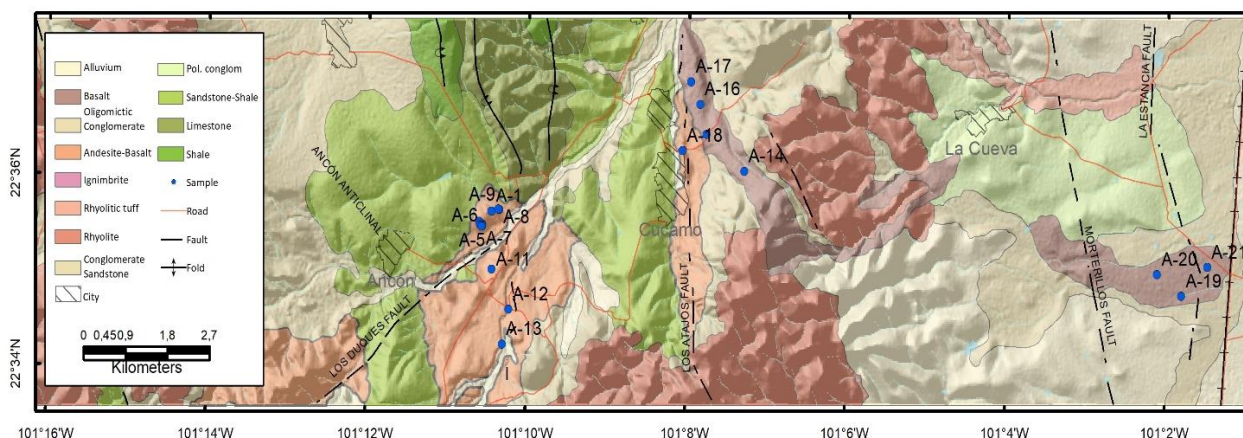


Figura 10: Mapa con ubicación de muestras

3.2 Análisis Petrográficos

La preparación de las muestras se llevó a cabo en el laboratorio de petrografía de la División de Geociencias Aplicadas del IPICYT; allí, se obtuvieron cinco secciones delgadas de 30 μm de espesor aproximadamente, correspondientes a los especímenes: A-04, A-11, A-14, A-18 y A-21; para la extracción de datos cuantitativos acerca del ensamblaje mineral de las láminas sobre cada una de ellas se realizó un conteo de 1000 puntos con ayuda del contador Pelcon (Figura 11.i) ensamblado en el microscopio petrográfico (Figura 11.j).

Para la obtención de las láminas delgadas se realizaron los siguientes procedimientos:

- a) Cortado: Las muestras de mano se cortaron en cubos de con dimensiones aproximadas de 6cm*3cm*2cm
- b) Pulido: Se seleccionó la cara del prisma rectangular de interés y se realizó el pulido en la maquina LaboPol-35 (Figura 11.c), con los discos 220, 500, 1200 y 4000 hasta obtener la superficie totalmente lisa, libre de rayas y brillante, la conocida “Superficie espejo”
- c) Pegado: Para la adhesión de las muestras a los portaobjetos se acudió a la división de geología de la UASLP donde se usó una resina cementante PEGAMENTO; una vez terminado el proceso se dejaron secar por un tiempo de 24 horas.
- d) Cortado y desgaste: El corte se realizó en el equipo DiscoPlan TS (Figura 11.e, f), donde las muestras se redujeron a espesores entre 3 y 5mm; posterior a esto, el desgaste de la roca se realizó manualmente con polvos abrasivos número 400, 600 y 800 hasta alcanzar el espesor

deseado de $30\mu\text{m}$, el cual se rectificó con el uso del microscopio petrográfico de la división, observando que los colores de interferencia de los minerales fueran los adecuados.

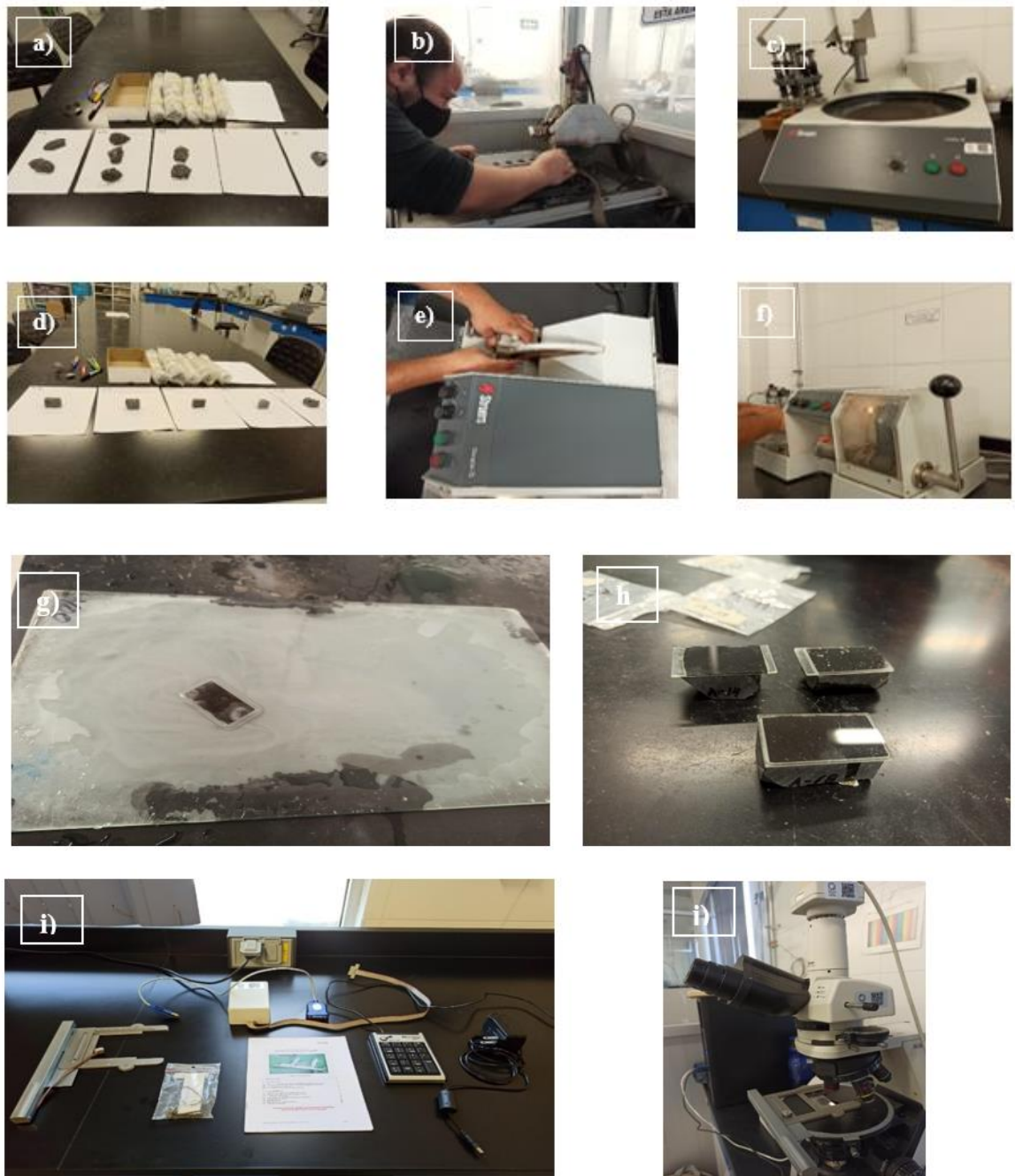


Figura 11: Procedimiento elaboración laminas delgadas. a) Selección de muestras. b) Cortado. c)Maquina Labopol-35. d) Muestras con superficie pulida. e) Cortado en maquina DiscoPlan Ts. f) Maquina DiscoPlan Ts. g) Pulido manual. h) Pegado. i) Contador automático Pelcon. J) Contador Pelcon sobre microscopio petrográfico

3.3 Análisis geoquímicos

La preparación de las muestras para los análisis geoquímicos se llevó a cabo en el laboratorio de petrografía de la División de Geociencias Aplicadas del IPICYT. Durante la preparación de las muestras se tuvo especial cuidado con la contaminación, por ello en el cambio de muestra los equipos se limpiaron con isopropílico y acetona, al igual que los mesones y áreas circundantes.

Se llevó a cabo el siguiente procedimiento para la preparación de muestras:

- a) Triturado: Se trituraron de 150 a 200 gramos de cada muestra en el triturador Baldor Reliancer (Figura 12.a), obteniendo fragmentos de tamaño arena de 0.5 a 1.0 centímetros (Figura 12.c).
- b) Molienda y tamizado: La molienda se llevó a cabo en el molino planetario Pulverisette 6 de ágata de marca Fritsch (Figura 12.b), cada muestra se sometió a un ciclo de pulverizado a 250 revoluciones en un tiempo de 25 minutos; reduciendo las muestras a partículas finas, las cuales se tamizaron en la malla número 125 (Figura 12.d).

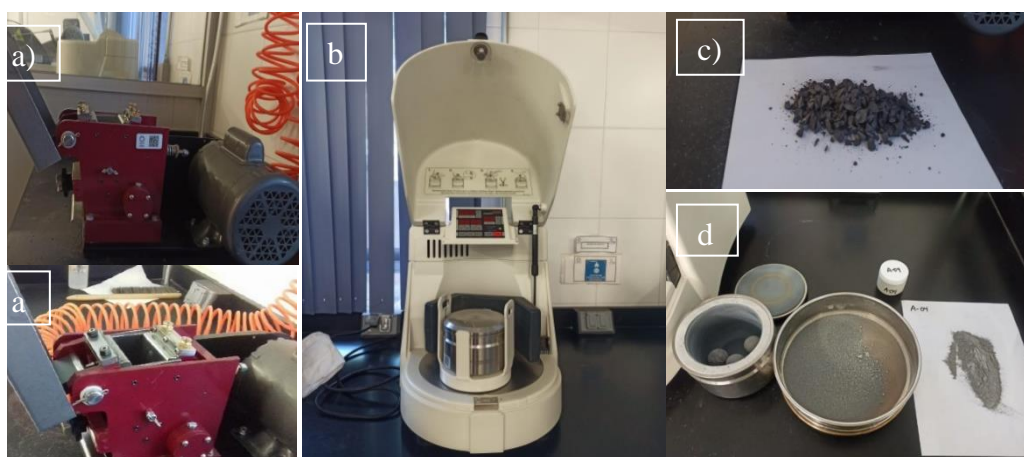


Figura 12: a) Triturador Baldor Reliancer. b) molino planetario Pulverisette 6 de ágata. c) Resultados de triturado. d) Resultados de molienda y tamizado

3.3.1 *Perdida por ignición (LOI)*

La pérdida de masa por ignición consiente determinar el contenido de materia orgánica y carbonatos en los especímenes, el valor obtenido en este parámetro permite conocer la alteración o no de una muestra (LOI mayor a 4 indica que la muestra está alterada).

A través de esta técnica se busca que la muestra pierda peso, mediante la liberación de gases (principalmente agua y dióxido de carbono), pues el espécimen se somete a un proceso de combustión; el cual se ejecutó en las siguientes etapas:

- a) Pesado: En una balanza se miden las masas de los crisoles a utilizar, además se añade un gramo de la muestra en ellos (Figura 13.a)
- b) Combustión: Las muestras se ingresan en una mufla por un tiempo de 2 horas a 950 grados centígrados (Figura 13.b)
- c) Pesado: Se dejan enfriar los especímenes en una atmosfera de humedad controlada (Desecador), posterior a ello, se toman las masas de los conjuntos crisol y muestra.

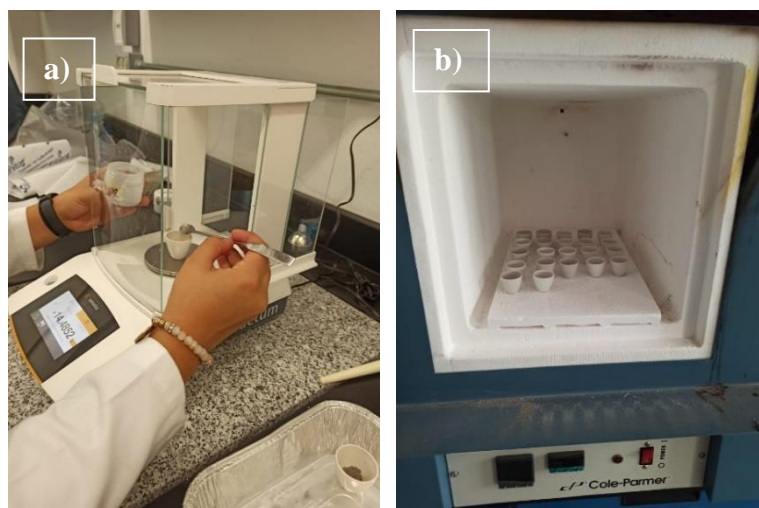


Figura 13: a) Pesado de muestras. b) Muestras dentro de la mufla

3.3.2 Fluorescencia de rayos X (FRX)

La espectrometría de fluorescencia de rayos X es una técnica bien conocida, bien establecida y ampliamente aplicada en la determinación de muchas composiciones elementales importantes de materiales terrestres. XRF confiere la capacidad de analizar muestras sólidas de forma no destructiva mediante radiación de rayos X. (Timothy, 2018)

La espectrometría XRF se basa en el principio de dispersión de longitud de onda, que establece que los átomos individuales emiten una abundancia relativa de fotones de rayos X de energía o longitud de onda característica que se puede estimar (Weltje & Tjallingii, 2008)

Para la obtención de la información de FRX se realizaron 21 pastillas de los triturados de cada una de las muestras; para ello se pesaron 3.5gramos de muestra (Figura 14.a) y 3 gramos de resina bis (estearamida) de N, N'-etileno puro, <840 µm como cera (Sigma-Aldrich) (Figura 14.b) y se mezclaron cuidadosamente hasta tener una mezcla con aspecto homogéneo libre de coágulos (Figura 14.c); posterior a esto, las mezclas se llevaron al instituto de investigación de zonas desérticas de la UASLP, donde se sometieron a un proceso de prensado a 20 toneladas , usando la prensa hidráulica URREA (Figura 14.d) por un lapso de tiempo entre 35 y 40 segundos.

Cuando las pastillas estuvieron finalizadas se trasladaron al laboratorio de LINAN del IPICYT donde se realizó la fluorescencia de rayos X empleando el instrumento RIGAKU ZSX PRIMUS II (Figura 14.f); además de analizar las 21 muestras, se usó el estándar BHV01 (basalto estadounidense), para verificar la calibración y el buen funcionamiento del equipo.

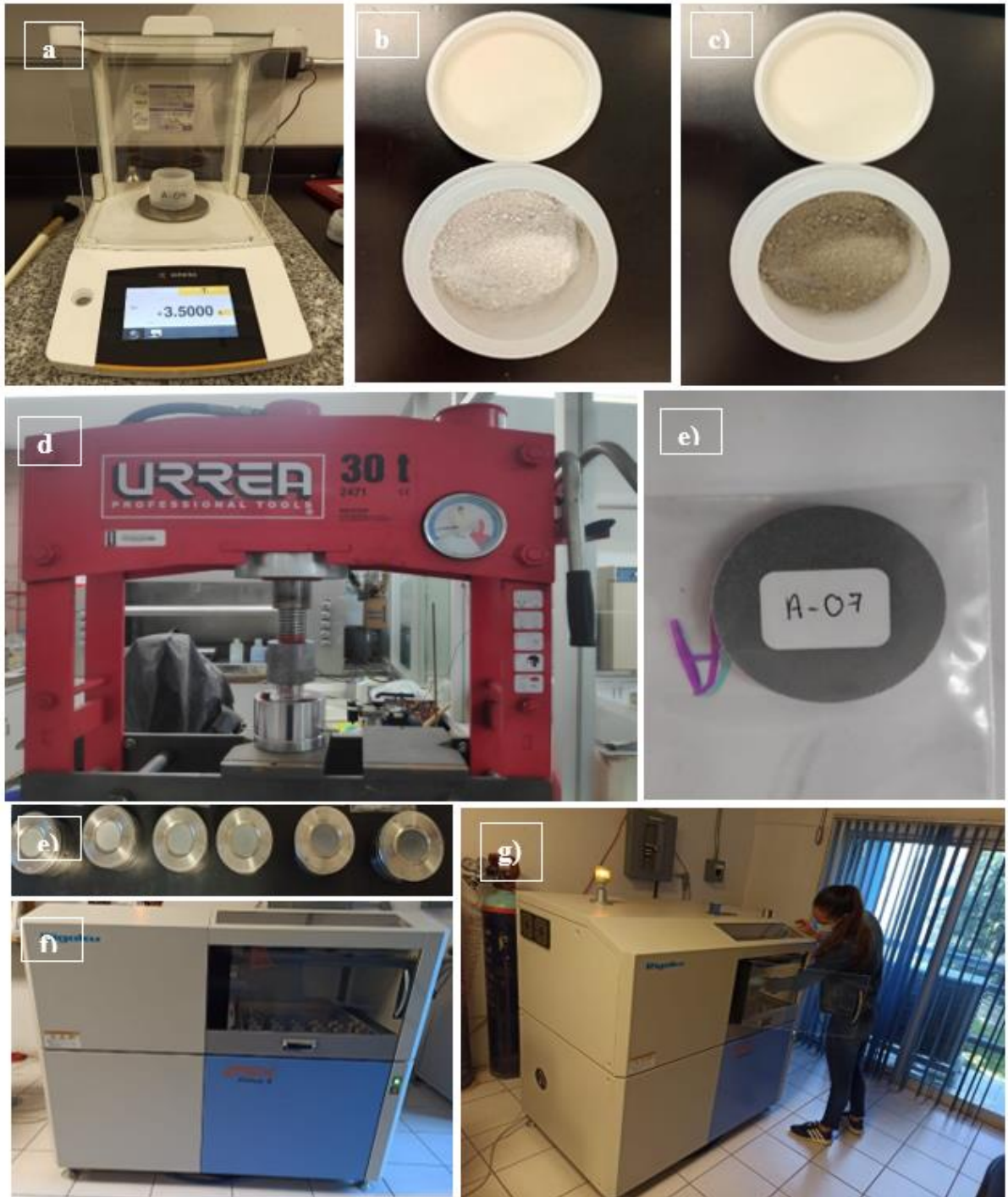


Figura 14: a) Pesado de muestra. b) Pesado de resina. c) Mezcla muestra y resina. d) Prensa URREA. e) Pellet para XRF. f) Equipo para XRF RIGAKU ZSX PRIMUS II. g) Montaje de las muestras en la RIGAKU ZSX PRIMUS II.

Los valores de incertidumbre para los datos reportados de FRX son menores al 1%. Este rango de incertidumbre fue lograda debido a la doble calibración que se

le realizo al espectrómetro: i) lineal ordinaria (ORL) y ii) Lineal ponderada basada en la incertidumbre (UWLR); además de ello, se emplearon 59 materiales geoquímicos de referencia, para más información se recomienda leer el artículo de Verma et. al (2018).

3.3.3 Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MS

La Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) constituye la técnica analítica de mayor potencialidad para la determinación de elementos traza y sus isótopos en todo tipo de matrices en disolución. Mediante esta técnica se pueden analizar prácticamente todos los elementos de la Tabla Periódica.

En términos generales, el principio de funcionamiento consiste en que, la muestra, en forma líquida, es transportada por medio de una bomba peristáltica hasta el sistema nebulizador donde es transformada en aerosol gracias a la acción de argón. Dicho aerosol es conducido a la zona de ionización que consiste en un plasma generado al someter un flujo de argón a la acción de un campo magnético oscilante inducido por una corriente de alta frecuencia. En el interior del plasma se pueden llegar a alcanzar temperaturas de hasta 8000 K. En estas condiciones, los átomos presentes en la muestra son ionizados. Los iones pasan al interior del filtro cuadrupolar a través de una interface de vacío creciente, allí son separados según su relación carga/masa. Cada una de las masas sintonizadas llega al detector donde se evalúa su abundancia en la muestra.

El análisis de elementos traza para las muestras de estudio se realizó en el laboratorio de Ecología del instituto de investigación de zonas desérticas de la

UASLP; siguiendo la metodología de digestión de este laboratorio, la cual se puede resumir en los siguientes pasos: i) Calcinación a 800°C de la muestra por un intervalo de tiempo entre 2-3 horas, con el objetivo de eliminar la materia orgánica; ii) Pesado de 0.100gr de muestra en un vaso de teflón.; iii) Trazado, agregando 0.25ml de los trazadores por excelencia para tierras raras: indio, bismuto e iridio; iv) Adición de 10 ml de HF al 48%; v) Incorporación de una segunda vuelta de 10 ml de HF a 48% (Todo en placa: evaporación, reducción de volumen, sin llevar a la sequedad); vi) Integración de 10 ml de HNO₃ (Ultrapuro, se reduce el volumen, se eliminan grumos); vii) Adición gota a gota 10 ml de HCL; viii) Revisión de la formación de precipitaciones; ix) Medición de 25ml de HNO₃ al 2% doblemente destilado.

Los resultados reportados por el ICP-MS según (Ríos & Hernández, 2020) presentan un rango de error del 1 al 3%

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

4.1 Petrografía

Se analizaron cinco secciones delgadas, seleccionadas de manera que se cubrieran las diferentes poblaciones del área de estudio; este tipo de análisis buscan reconocer los ensamblajes mineralógicos que componen la roca, las características texturales y las posibles alteraciones que pueden existir en las mismas.

4.1.1 Grupo de rocas Básicas

Ejemplares hipohialinos de matriz criptocristalina, con tamaño de cristales de fino a muy fino y textura general inequigranular; las muestras del grupo presentan un ensamblaje mineralógico de fenocristales euhedrales a subhedrales compuesto por 1.0-1.2% de ortopiroxenos con tamaños que van de 125 a 500 micras; 7.8- 8.1% de clinopiroxenos de 625 micras a 1 mm; 0.8- 1.2 % de plagioclasas de 25 a 100 micras y 0.4-0.7 % de olivinos de 325 a 500 micras.

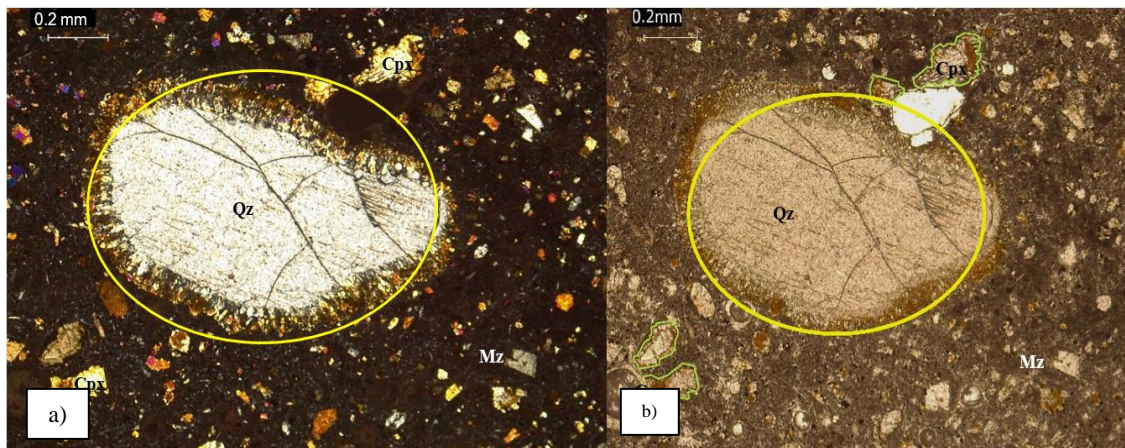


Figura 15: Muestra 14 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) corona de reacción, nicoles cruzados. b) corona de reacción, nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Qz; Cuarzo; Mz: Matriz

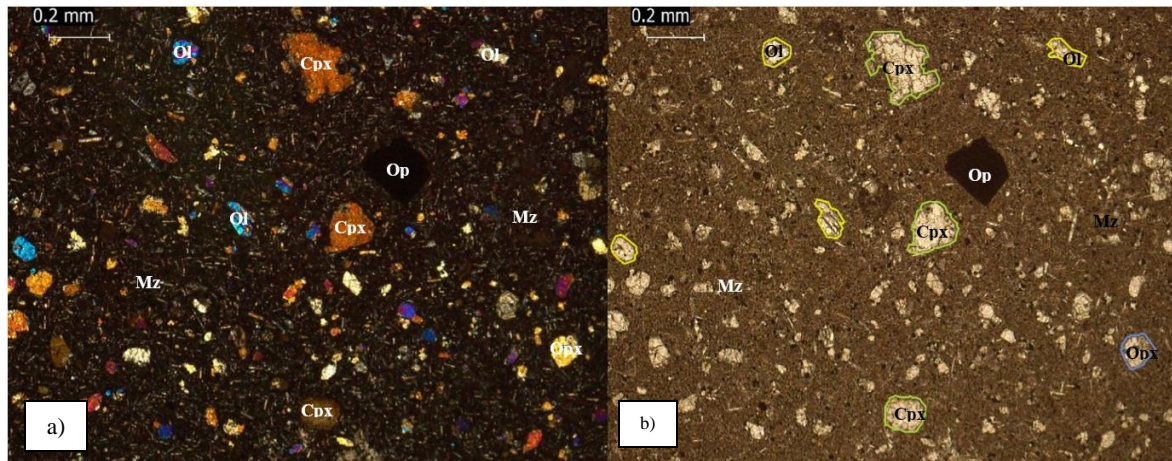


Figura 16: Muestra 21 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados. b) Textura general en nicoles paralelos.: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Mz: Matriz

A lo largo de las láminas se aprecian texturas esqueléticas/ vesiculares (Figura 16) y de corona de reacción (Figura 15), de igual manera se observan en menor cantidad minerales opacos y óxidos de hierro.

4.1.2 Grupo de rocas intermedias

Las muestras del grupo de rocas intermedias presentan un ensamblaje mineralógico hipohialino inequigranular de fenocristales euhedrales a subhedrales constituido por el 9-20% de plagioclasas con tamaños que van de 0.4 mm a 1 mm; 2.5-3.6% de clinopiroxenos de 750 micras de proporción; 0.8-1.3% de ortopiroxenos de 0.375 y 0.5 mm y, 2.1-4% de olivinos de 0.50mm; con un grado mínimo a nulo de alteración (Anexo 2).

Este grupo llega a presentar texturas de corona de reacción entre cuarzo y piroxeno (Figura 18 c, d), las cuales evidencian desequilibrio en el magma; y maclas polisintéticas y de penetración (Figura 17) en las plagioclasas. En términos generales los especímenes poseen cantidades mínimas de óxidos visibles y carecen de vesículas o burbujas.

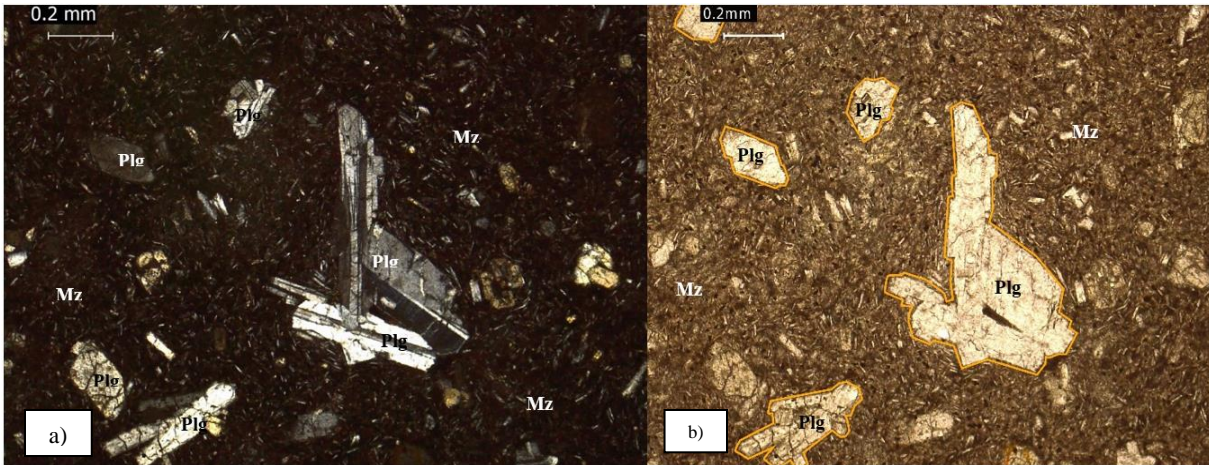


Figura 17: Muestra 18 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general de espécimen en nicoles cruzados, se observa macla de penetración en Plagioclasas. b) Textura general del espécimen en nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja).

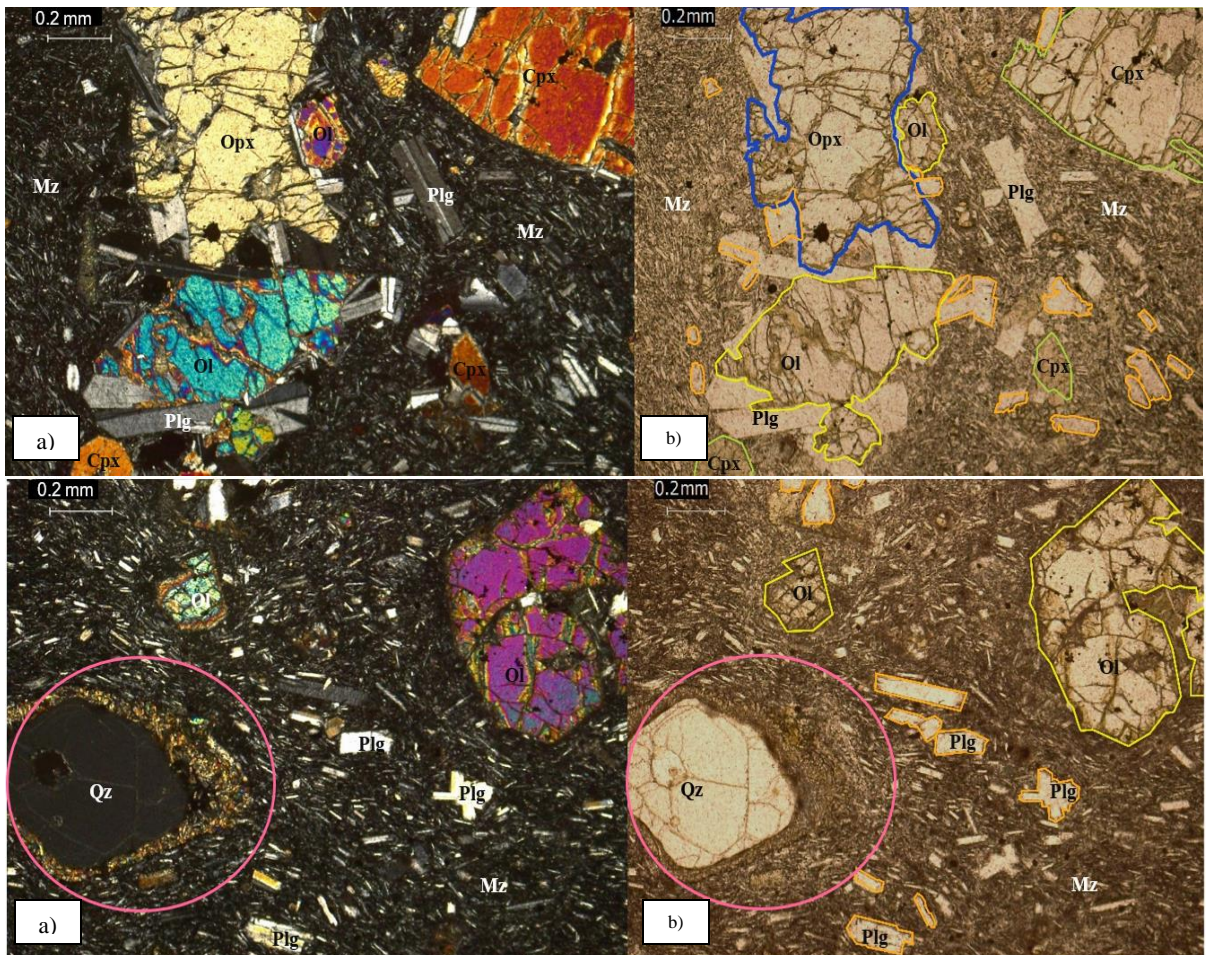


Figura 18: Muestra 04 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados. b) Textura general en nicoles paralelos. c) corona de reacción, nicoles cruzados. d) corona de reacción, nicoles paralelos. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno azul), Ol: Olivino (Contorno amarillo), Mz: Matriz

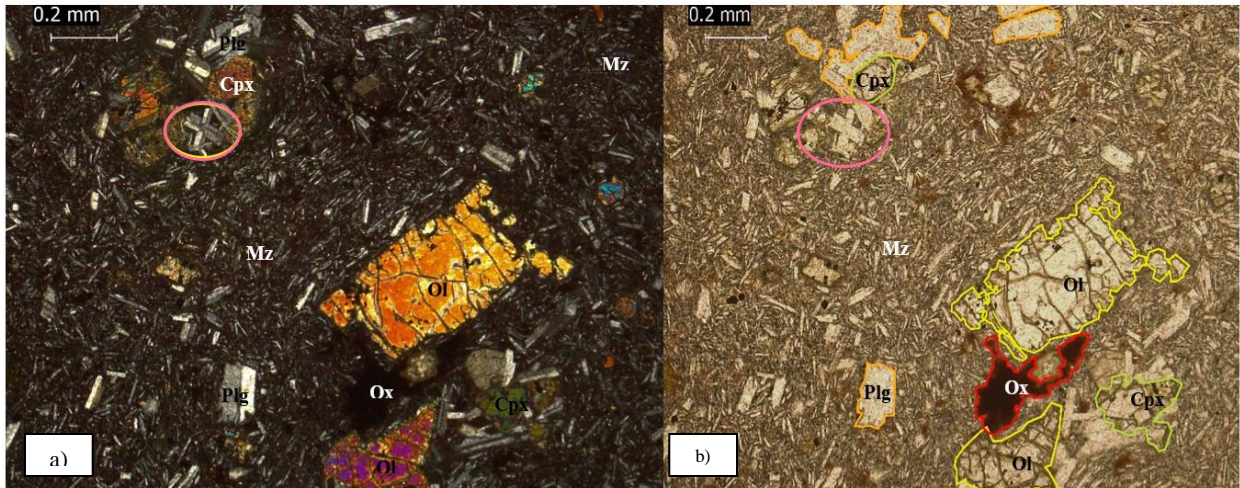


Figura 19: Muestra 11 bajo el microscopio, visto en el objetivo 4x. a) Textura general en nicoles cruzados del espécimen b) Textura general en nicoles paralelos del espécimen. Abreviaciones: Plg: Plagioclasa (Contorno naranja), Cpx: Clinopiroxeno (Contorno verde), Opx: Ortopiroxeno (Contorno cian), Fd: Feldespato (Contorno azul), Ox: Oxido (Contorno rojo); Mz: Matriz.

4.2 Geoquímica

4.2.1 Elementos mayores

Los resultados de elementos mayores se representan como óxidos en proporciones del peso total (wt%); en primera instancia, los datos brutos obtenidos por la maquina RIGAKU ZSX PRIMUS II se ajustaron con base en los valores de perdida por ignición (LOI), mediante el software libre IgRoCS

IgRoCS es un programa informático para la clasificación de rocas ígneas y es totalmente compatible con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS; por sus siglas en inglés), desarrollado por Verma & Rivera-Gómez (2013); de igual manera, mediante el uso de este software se calcularon los minerales normativos de las muestras aplicando la norma CIPW (Ver anexo 3 tabla 3).

Los elementos mayores permiten clasificar las muestras con base en su composición química empleando diagramas oxido-oxido como el diagrama de álcalis total vs sílice (TAS) propuesto por Le Bas et al. (1986); de igual forma el uso

de diagramas de variación (diagramas estilo Harker), proveen una primera aproximación al origen y estilos de procesos que sufrieron las rocas volcánicas estudiadas.

Clasificación de rocas volcánicas

A partir del diagrama TAS (Figura 20) se observa que las rocas volcánicas del CVA muestra un rango composicional que abarca desde composiciones básicas (Traquibasaltos y basaltos) a intermedias (Andesitas y basalto andesitas).

a. Grupo de rocas básicas

Los valores de óxidos para este grupo de rocas se encuentran distribuidos de la siguiente manera: $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$:46.03-48.69 wt%, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$:11.21-18.83 wt%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$: 1.121-3.06 wt%, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$:7.29-8.85 wt%, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$:9.40-11.15 wt%; con número de magnesio en el rango 57.16-72.72; y se establecen los minerales normalizados: Or: 7.07-11.73%, Ab: 17.60-25.82%, An: 11.31-31.08%, Ne:0-4.61%, Di: 7.84-24.56%, Hy: 0-25.04; Ol: 3.5-18.45%.

b. Grupo de rocas intermedias

Cualitativamente este grupo de andesitas y andesitas basálticas poseen valores de óxidos que fluctúan de la siguiente manera: $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$:54.9-59.3wt%, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$:12.44-15.67 wt%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$: 2.06-2.76 wt%, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$:4.27-7.28 wt%, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$:5.63-7.67 wt%; además, presentan un número de magnesio entre 49.43 y 63.58.

Los minerales normalizados de este grupo congregan: Q: 4.8-12.6%, Or: 9.66-15.58%, Ab: 20.0-24.78%, An: 14.16-5.22%, Di: 7.87-15.10%, Hy: 13.68-23.94%.

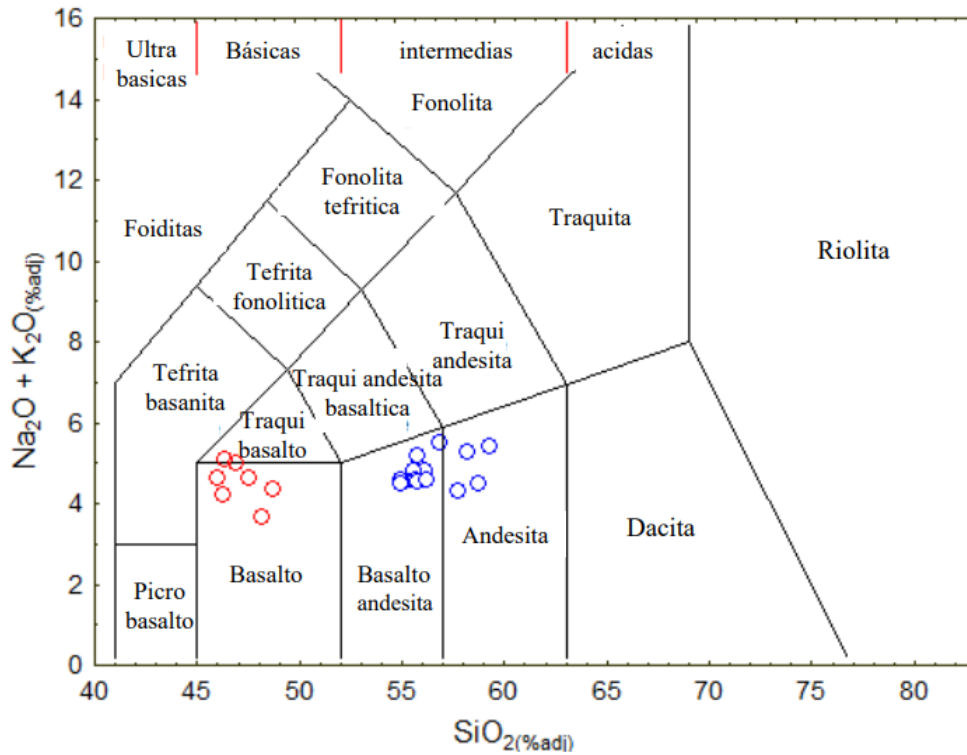


Figura 20: Diagrama TAS para la clasificación de las rocas de estudio

El diagrama ternario AFM (álcalis-hierro-magnesio) permite discernir entre las series de magmas sub-alcálicos (Rollinson, 1993), como se observa en la Figura 21, las muestras estudiadas corresponden a una serie calco-alcalina.

Para entender de mejor manera el comportamiento de los elementos mayores de las rocas volcánicas se desarrollaron distintos diagramas de variación estilo Harker, los cuales serán discutidos en la siguiente sección.

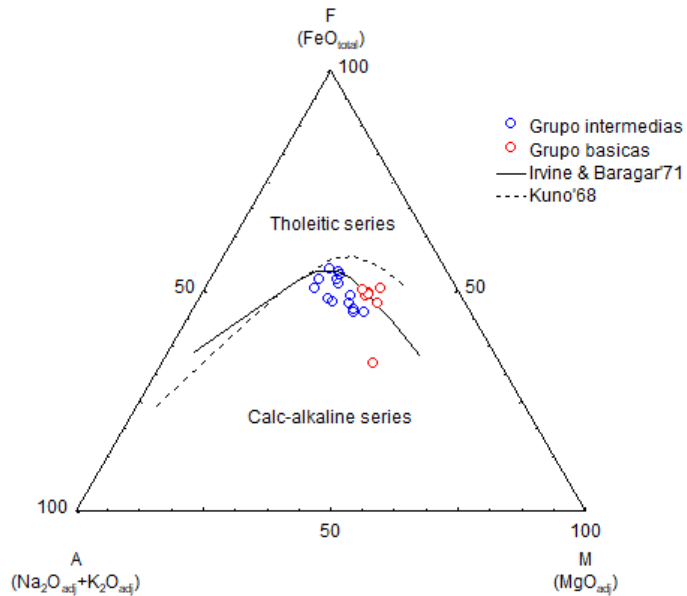


Figura 21: Diagrama AFM para las rocas de estudio

Diagramas de variación de elementos mayores

Se desarrollaron diagramas de variación de Mg# ($Mg\# = 100 \times (Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+}))$) contra distintos elementos mayores (Figura 22) ya que las variaciones del Mg# nos indican el rompimiento de las fases magnesianas durante la fusión parcial o su remoción durante la cristalización fraccionada (Rollinson, 1993).

Durante el proceso de fusión de rocas ígneas, el Mg# puede llegar a presentar un cambio mínimo, en contraste con procesos de cristalización fraccionada o contaminación del manto; en distintos líquidos basálticos la relación $Mg^{2+}/Fe^{2,3+}$ cae durante las primeras etapas de cristalización debido a que los silicatos ferromagnesianos tienen un radio $Mg^{2+}/Fe^{2,3+}$ más alto que el líquido del cual cristalizan. (Rollinson, 1993); en fundidos de composición intermedia el Mg# disminuye en comparación con magmas máficos, sin embargo, los altos radios de

$Mg^{2+}/Fe^{2,3+}$ en líquidos andesíticos indican equilibrio con las peridotitas del manto superior (Sato, 1977)

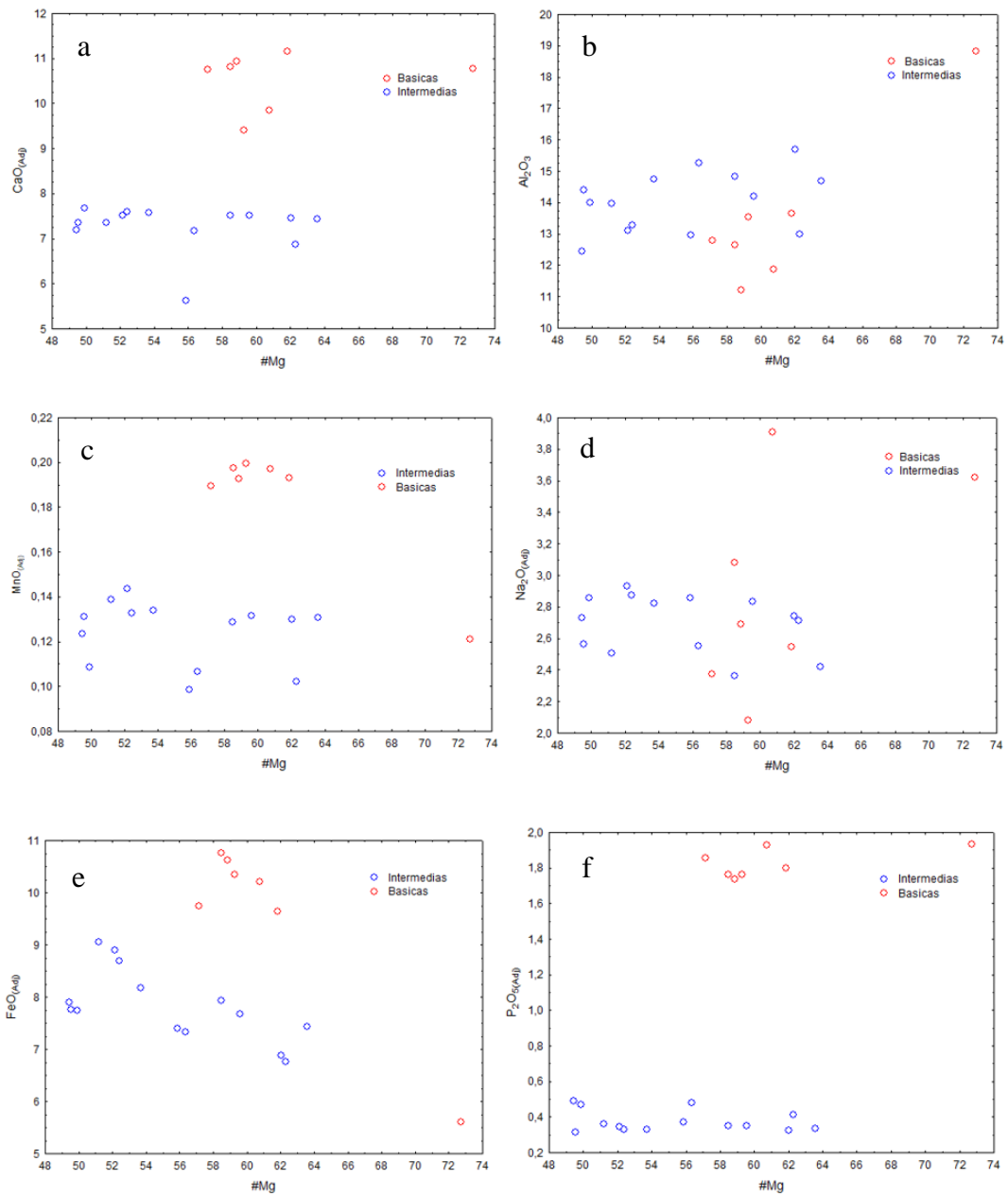


Figura 22: Diagramas bivariados Oxido vs Numero de magnesio para las rocas de estudio.

En la Figura 22 se observa que las muestras presentan una correlación negativa de $FeO_{(adj)}$ y una tendencia positiva con el $Al_2O_{3(adj)}$; por otra parte, los

contenidos de $\text{CaO}_{(\text{adj})}$, $\text{MnO}_{(\text{adj})}$, $\text{Na}_2\text{O}_{(\text{adj})}$ y $\text{P}_2\text{O}_{(\text{adj})}$ permanecen relativamente constantes.

Las discontinuidades o fragmentaciones entre las tendencias inferidas de los diagramas llegan a sugerir distintos tipos de origen magmático, a partir de procesos magmáticos como lo puede ser la cristalización fraccionada o asimilación de la corteza. Esto será discutido en las siguientes secciones.

4.2.2 Elementos traza

Los elementos traza pueden ser definidos como los elementos presentes en una roca en concentraciones menores que 0.1wt% (White, 2013); el reporte de estos es de suma importancia, particularmente por el desarrollo de modelos cuantitativos o cualitativos que permiten describir la diversas hipótesis petrológicas (Rollinson, 1993).

El reporte de los resultados obtenidos para los elementos trazas y tierras raras (REE por sus siglas en inglés) se presentan en la Tabla 4 y 5 Anexo 4; sus proporciones se encuentran expresadas en ppm.

Las concentraciones de elementos de tierras raras (REE) se visualizan e interpretan a partir de diagramas normalizados en base valores correspondientes a condritas o a magma primitivo (Rollinson, 1993).

Normalización a condrita

Las condritas son muestras de meteoritos que se interpreta no han sido fraccionadas de la nucleosíntesis original del origen del sistema solar (White, 2013). La normalización a condritas representa dos aspectos importantes: (a) elimina la variación en abundancia entre los elementos con número atómico pares e impares; y (b) anomalías (enriquecimiento/ empobrecimiento) de los distintos valores de REE

con respecto a la condrita pueden ser observadas, indicando la ocurrencia de procesos magmáticos (Rollinson, 1993)

Los valores teóricos para la abundancia de las tierras raras (REE) en condritas fueron tomados de McDonough & Sun, (1995).

Las rocas básicas del CVA presentan patrones de enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), líneas de tendencia bajistas hacia las tierras raras pesadas (HREE, por sus siglas en inglés) sin predisposición a la horizontalidad, anomalías negativas de Sm y anomalías positivas de Er (Figura 23); por otra parte, las anomalías de europio se encuentran ausentes, con un rango de Eu/Eu^* entre 1,014-1.032; en términos generales se observa una concentración de tierras raras que fluctúan de 273,64 (Muestra A-21) a 298.92 ppm (Muestra A-19).

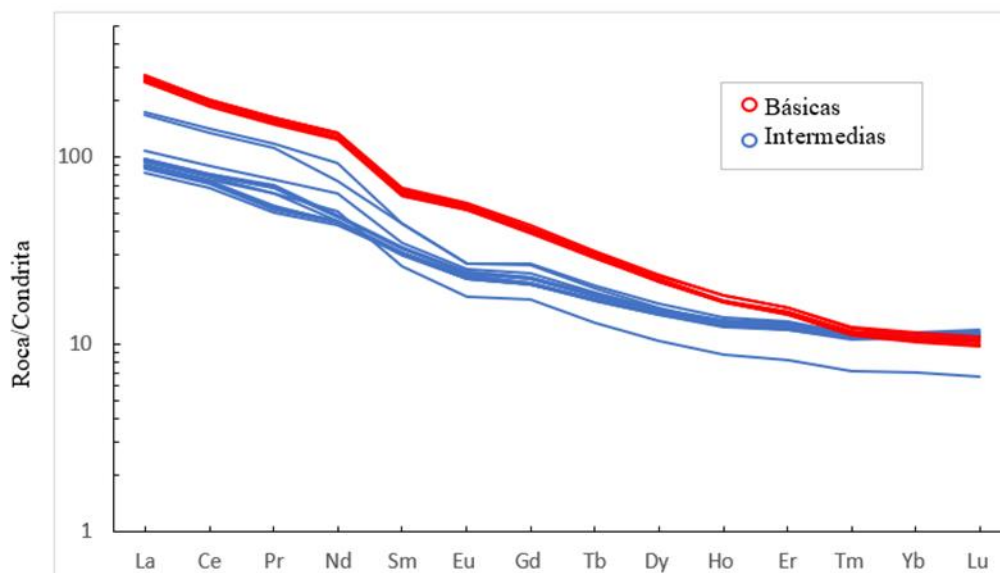


Figura 23: Diagrama de abundancias de REE normalizados a condrita del CVA.

Las rocas intermedias presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), tendencias decrecientes hacia las tierras raras pesadas (HREE) sin tender a la horizontal, anomalías positivas de Gd, anomalías negativas de Eu con valores de Eu/Eu^* que fluctúan entre 0,762-0,924; en términos generales se observa una concentración total de tierras raras que varían de 105,28 (Muestra A-12) a 202,47 (Muestra A-13)

Normalización a manto primitivo

Los diagramas multi-elemento normalizados a magma primitivo son elaborados agrupando elementos incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto. El manto primitivo, constituye la composición del manto antes de la formación de la corteza terrestre, a partir de estos se pueden observar las desviaciones respecto a una composición primitiva de la fuente (Rollinson, 1993)

Los valores teóricos para la abundancia de los elementos traza en el manto primitivo fueron tomados de McDonough & Sun, (1995).

De la Figura 24 se puede observar que las rocas básicas del CVA poseen patrones cuasi uniformes, de los cuales se pueden extraer la presencia de anomalías positivas de U, Ta, La, P y Pr; y anomalías negativas de Nb, Y, K y Ti.

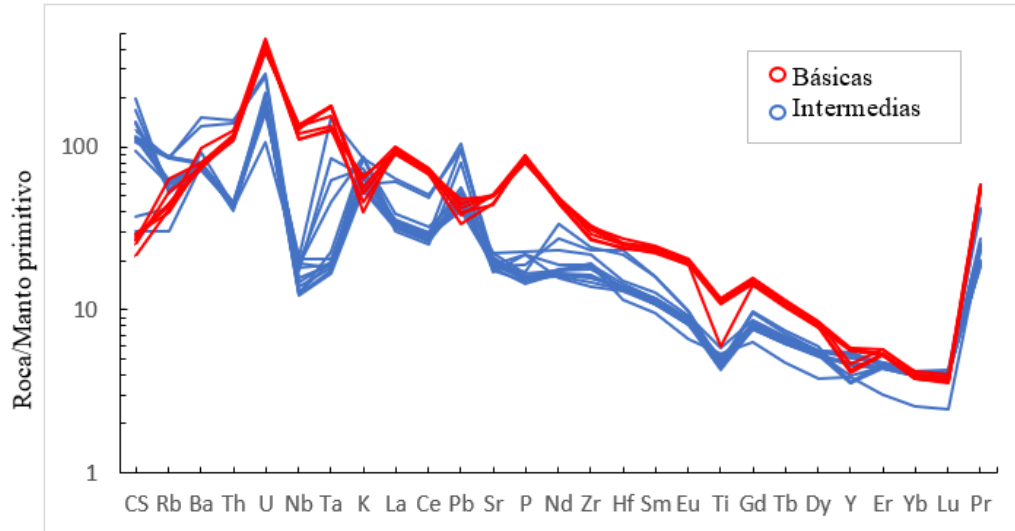


Figura 24: Diagrama de abundancias de REE normalizados a valores de manto primitivo del CVA.

Las rocas intermedias del CVA despliegan un espectro menos homogéneo en la normalización a manto primitivo; en términos generales se observan anomalías positivas de U, K, Pb, Nd y Pr; y anomalías negativas de Rb, Th, Y, Nb, Ce, y Ti.

Normalización a MORB

Este tipo de diagrama es más apropiado para la evaluación de basaltos evolucionados, andesitas y rocas de la corteza, en las cuales se cree que MORB podría ser la roca fuente, en lugar del manto primitivo. (Rollinson, 1993)

Los valores para la normalización de las muestras a MORB fueron tomados de Pearce (1982).

Las rocas básicas del CVA presentan enriquecimiento en los elementos litófilos de ion grande LILE (por sus siglas en inglés, Large Ion Lithophile Elements): Sr, K, Rb y Ba; empobrecimiento en los elementos Y, Ti y Yb; anomalías positivas de P y Sm y anomalías negativas de Ce y Zr (Ver Figura 25); las anomalías de Nb varían entre 1,060-1,43, mientras que, las anomalías de Ti presentan valores que van de 0,50 a 0,90.

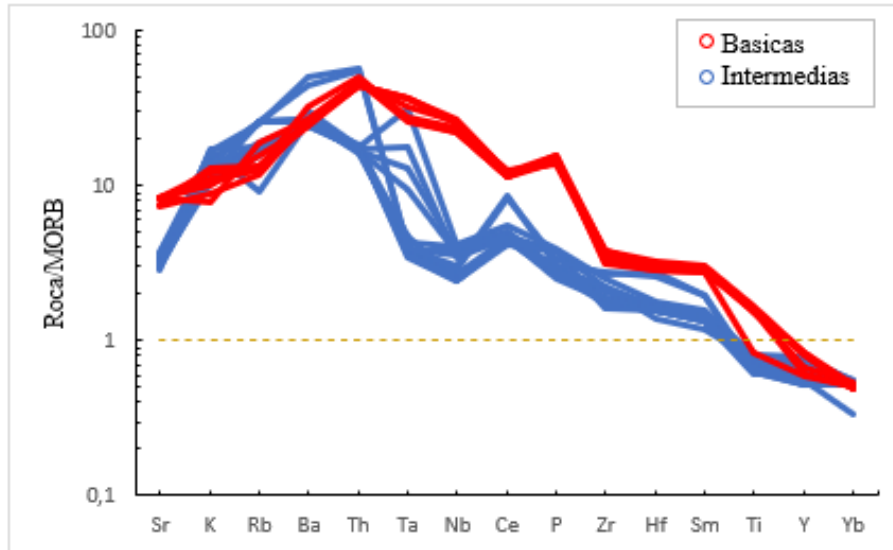


Figura 25: Diagrama de abundancias de REE normalizados a valores de MORB del CVA.

En la Figura 25 se puede observar la disparidad de comportamiento Roca/MORB para las distintas rocas intermedias del CVA, sobre todo para los elementos Rb, Ba, y Ta; en general, se puede evidenciar que existe enriquecimiento en LILE y un empobrecimiento en HFS; de igual manera se logra presencia anomalías positivas de Th, Ce, y Sm; y se evidencian anomalías negativas de Nb con valores que varían de 0.104 a 0.254, la cual nos indica una clara filiación cortical, pues, se asume que la corteza continental está empobrecida en Nb en relación a otros elementos incompatibles como el La (Barth et al., 2000); finalmente, los valores para la anomalía de Ti fluctúan entre 0,506- 0,872

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

5.1 Modelado de procesos magmáticos

5.1.1 Fuente del magma

Debido a la movilidad de los elementos traza en los diferentes sistemas magmáticos, los elementos traza se pueden clasificar como compatibles e incompatibles; y sus concentraciones permiten establecer relaciones entre composición y actividad. (White, 2013)

Rollinson (1993), establece que, la movilidad de los elementos traza es controlada por cambios mineralógicos los cuales toman lugar durante la alteración y debido a la naturaleza de la fase fluida. Como generalización, elementos incompatibles que pertenecen a los elementos de baja intensidad de campo LFS (Por sus siglas en inglés, Low Field Strength; Cs, Sr, K, Rb, Ba) son móviles, mientras que los elementos de alta intensidad de campo HFS (Por sus siglas en inglés, High field strength) son inmóviles, estos últimos incluyen: REE, Sc, Y, Th, Hf, Ti, Nb, Ta y P (Pearce, 1982). Sin embargo, cualquier tipo de roca que ha experimentado alteración, hidrotermalismo o metamorfismo esta propensa a sufrir movilidad en sus elementos, por ello es importante evaluar los elementos traza que representen el estado original o inalterado de las muestras, o elementos que provean indicios de los procesos que tuvieron lugar en el origen de la roca, de acuerdo al objetivo de cada proyecto (Rollinson, 1993).

Para la investigación de la composición de la fuente de los magmas máficos e intermedios del Complejo Volcánico Ahualulco CVA, se emplearon las abundancias de los elementos de fuerza de campo alta (HFS). Los elementos HSF

son particularmente insolubles, por lo cual, estos llegan a ser inmóviles durante procesos de meteorización y metamorfismo, por consiguiente, proporcionan versiones de las rocas que se formaron. (White, 2013)

De acuerdo con lo anterior, se utilizaron los diagramas Nb/Yb vs Th/Yb, y Nb/Yb vs TiO_2/Yb propuestos por Pearce (2008); además se empleó el diagrama Eu/Eu^* vs $(Gd/Yb)_{PM}$. Para la elaboración de dichos esquemas, los valores de corteza continental inferior (LCC), media (MCC), y superior (UCC, Por sus siglas en inglés Lower Continental Crust, Middle Continental Crust y Upper Continental Crust, respectivamente) fueron tomados de Rudnick & Gao (2003); los valores para OIB fueron tomados de McDonough & Sun (1995).

A partir de los resultados obtenidos en la Figura 26, se puede observar que las rocas básicas de CVA presentan firmas similares de OIB y del arreglo del manto, por lo tanto, su origen o fuente se encuentra o presenta relación con niveles de un manto litosférico.

Las rocas intermedias del CVA poseen características composicionales similares a la UCC y MCC lo cual indica que hubo un aporte de la corteza continental en la formación de las mismas; simultáneamente, se observa que este grupo de rocas despliega rasgos análogos a los arreglos E-MORB y OIB, los cual muestra relación con niveles de un manto litosférico; consecuentemente, se puede inferir que las rocas intermedias del CVA provienen de dos fuentes distintas.

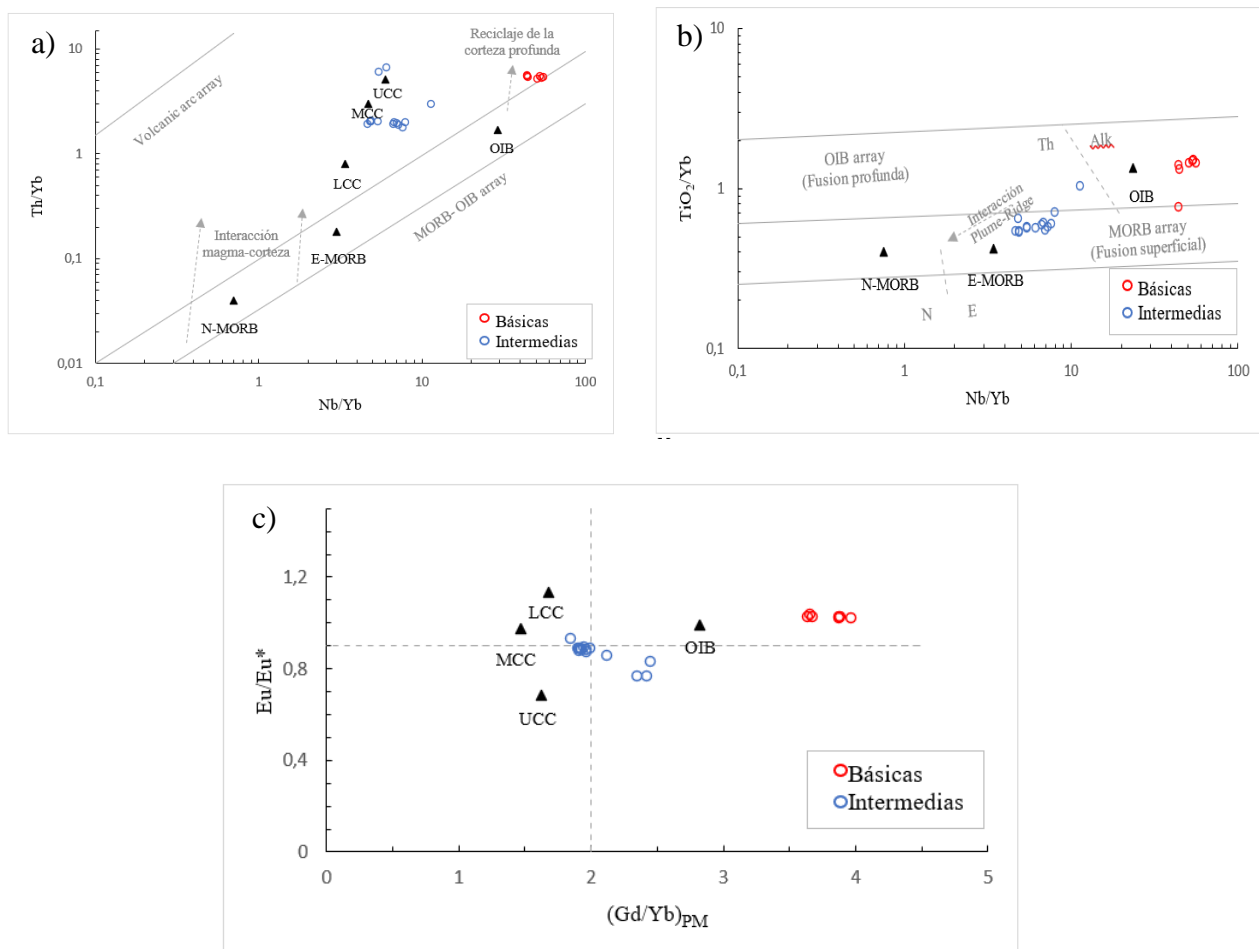


Figura 26: a) Diagrama (Th/Yb) vs (Nb/Yb) de las rocas volcánicas de CVA., tomado de Pearce (2008). Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; UCC, corteza continental superior; MCC, corteza continental intermedia; LCC, corteza continental inferior; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas. b) Diagrama Nb/Yb vs TiO_2/Yb de las rocas volcánicas de CVA, tomado de Pearce (2008). Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas. c) Diagrama Eu/Eu^* vs $(Gd/Yb)_{PM}$ del CVA. Abreviaturas: LCC: Corteza continental inferior; MCC: Corteza continental media; UCC: Corteza continental superior; OIB: Basaltos isla oceánica. Los valores para LCC, MCC y UCC fueron tomados de Rudnick & Gao (2003), los valores para OIB fueron tomados de McDonough & Sun (1995)

5.1.2 Fusión parcial

La identificación de las características de la fuente a partir de elementos incompatibles es posible mediante los diagramas radio-radio, pues estas minimizan los efectos ocasionados por el fraccionamiento. (Rollinson, 1993)

Para comprender el estilo de proceso magmático que domino la generación de las rocas básicas e intermedias del CVA se realizaron los diagramas Ce/Yb vs

Ce; La/Yb vs La; y Th/Yb vs Th, con el fin de extraer información y observar las tendencias que se podrían presentar.

De la Figura 27, se logra observar la predisposición de las rocas básicas e intermedias del CVA hacia procesos de fusión parcial sobre procesos de cristalización fraccionada; de igual manera, se evidencia que los grados de fusión son mayores en las rocas básicas.

Por otra parte, las rocas intermedias del CVA no despliegan una tendencia muy clara y sus grados de fusión son muy pequeños; además, teniendo en cuenta la información adquirida en la sección anterior del presente documento, donde se deduce que las rocas intermedias del CVA provienen de dos fuentes o poseen características genéticas de dos composiciones diferentes; se puede inferir que aunque dichas rocas presenten leves tendencias de fusión parcial, este proceso magmático no sería el dominante en su origen.

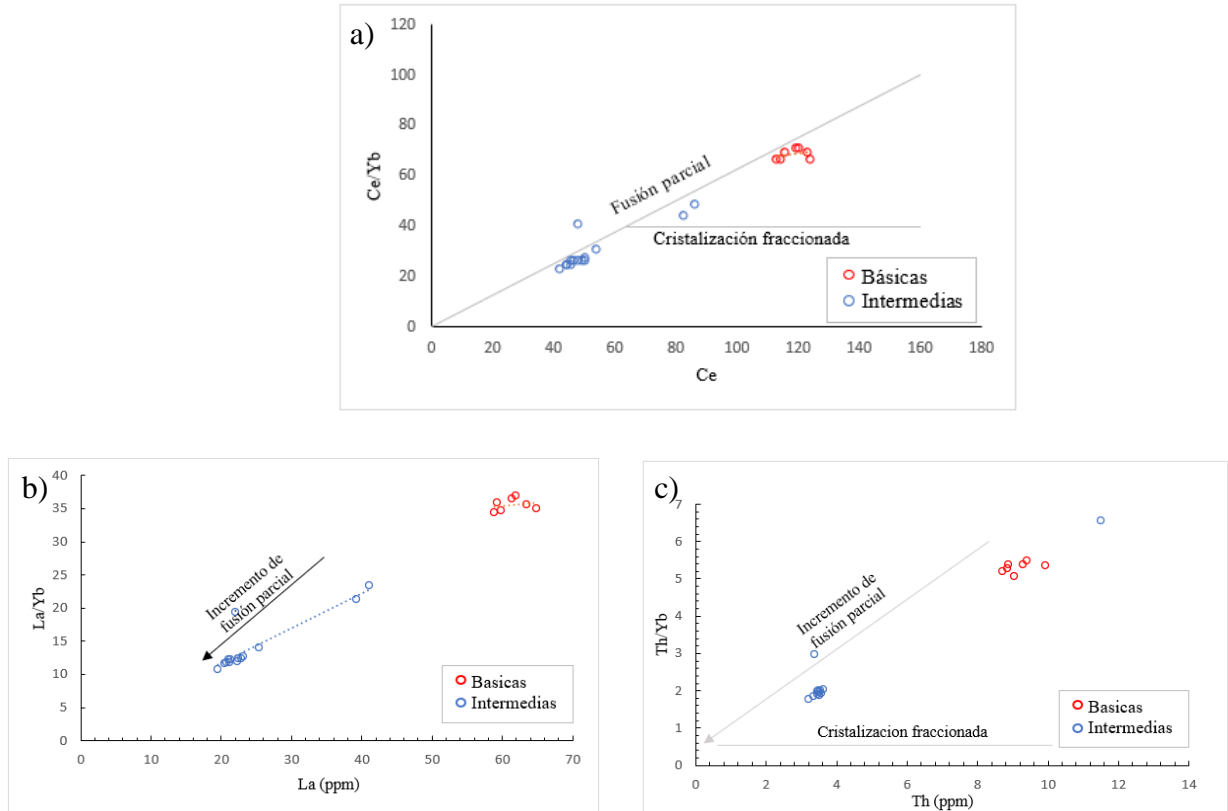


Figura 27: a) Diagrama Ce/Yb vs Ce para las rocas de estudio. b) Diagrama La/Yb vs LA para las rocas de estudio. c) Diagrama Th/Yb vs Th para las rocas de estudio

Modelado cuantitativo de la fusión parcial

La investigación desde el enfoque cuantitativo permite medir, interpretar y analizar datos de manera secuencial y objetiva, su uso es muy importante para tratar datos estadísticos y examinar hipótesis. (Rendon, 2020.)

Para el modelado de los procesos de fusión parcial, se usó la ecuación fundamental para fusión por lotes (Batch melting), definida como:

$$C_l = \frac{C_o}{F + D(1 - F)}$$

Donde: F = Grado de fusión
D = Coeficiente de partición total
C_o = Composición inicial de la

Además, como es planteado por Zou (2007) por se asume que el fundido permanece en equilibrio con el sólido durante todo el proceso de fusión.

Grupo de rocas Básicas

Dado que, los basaltos son producto de la fusión del manto terrestre (Philpotts, 2003), se asume que el grupo de rocas básicas del CVA presenta una relación con niveles del manto litosférico; sin embargo, dada la heterogeneidad composicional del manto: Dunitas, Lherzolitas, Webseritas, Clinopiroxenitas, Ortopiroxenitas, Wehrlitas y Harzburgitas (McDonough & Rudnick, 1998); para sesgar el conjunto posibilidades, se recopiló información de trabajos realizados en áreas circundantes como los de Dávalos-Elizondo et al. (2016) y Heinrich & Besch (1992) donde se reportan xenolitos del campo volcánico Santo Domingo, y Campo Volcánico de San Luis Potosí, respectivamente; además, con base la información obtenida de la geoquímica y los patrones desplegados en las normalizaciones a condrita, manto primitivo y MORB, para el modelado de fusión parcial, se toman como referencia los xenolitos del Paleo-volcán de Shavaryn Tsaram, Angola reportados por Lesnov et al.(2009); y los xenolitos de la porción sur de la meseta de Kapsiki ,Camerún obtenidos por Ngounouno et al. (2009)

Para el modelado del grupo de rocas basálticas se establecieron grados de fusión entre 0.01% y 30%; de modo tal, que se pudiera evidenciar cual porcentaje era el más adecuado.

El coeficiente de partición total se calculó usando las proporciones mineralógicas de la roca fuente y los coeficientes de partición para magmas basálticos reportados por McKenzie & O'Nions (1991) de la siguiente manera:

i) Cuando se asume como roca fuente aquella correspondiente con la composición promedio del manto primitivo, se toman como ensamblajes mineralógicos los valores de Dávalos (2016), obteniéndose:

$$D_i = (0,45 * K_{Oli}) + (0,31 * K_{Opxi}) + (0,21 * K_{Cpxi}) + (0,03 * K_{Spi})$$

ii) Cuando se asumen como magmas iniciales aquellos correspondientes con la mineralogía promedio del manto enriquecido, se usan los datos proporcionados por Kovalenco (2006) y se tiene:

$$D_i = (0.51 * K_{Oli}) + (0.27 * K_{Opxi}) + (0.19 * K_{Cpxi}) + (0.03 * K_{Plgi})$$

iii) Cuando se asume como roca fuente las lherzolita de espinela, los ensamblajes minerales se toman los promedios reportados por McKenzie & O'Nions (1991), quedando:

$$D_i = (0.56 * K_{Oli}) + (0.22 * K_{Opxi}) + (0.19 * K_{Cpxi}) + (0.03 * K_{Spi})$$

En la Figura 28 se observa que las rocas básicas del CVA poseen patrones de fusión característicos similares a aquellas del manto enriquecido en tierras raras ligeras (LREE); específicamente, se puede sugerir que el grupo de rocas básicas del CVA surgió como producto de la fusión de lherzolitas de espinela enriquecidas en LREE, con grados de fusión que varían entre 5 y 20%; información que es concordante con la Figura 27, donde se observa que el proceso predominante para la formación de estas rocas es la fusión parcial sobre la cristalización fraccionada.

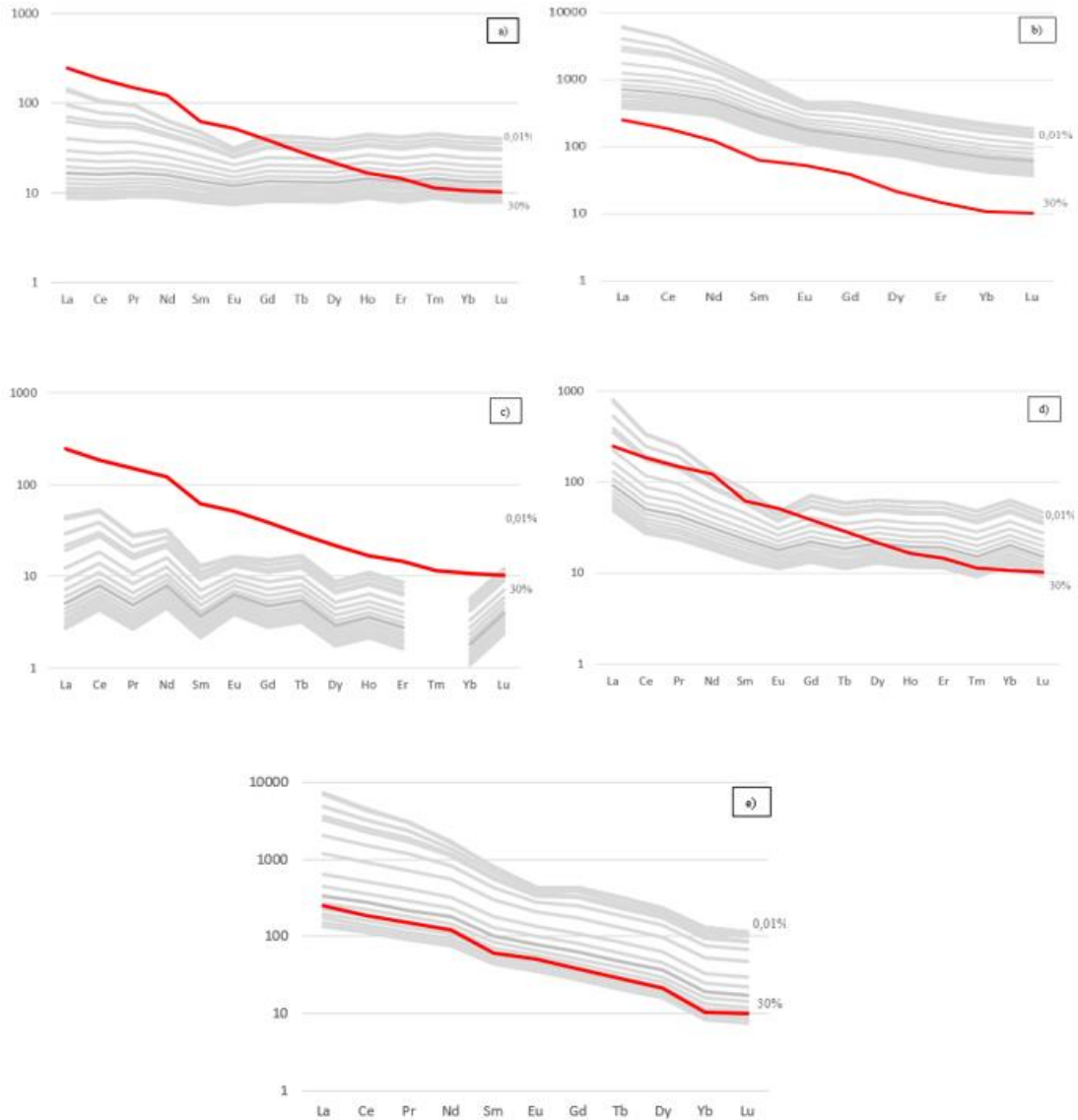


Figura 28: Modelo cuantitativo de fusión parcial para las rocas básicas del CVA. a) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto primitivo (PM); b) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto Enriquecido. c) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la lherzolita SD8 de Dávalos-Elizondo et al (2016); d) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las lherzolitas de espinela de Lesnov et al.(2009); e) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las lherzolitas de espinela de Ngonouno et al. (2009). Grados de fusión 0.01% a 100%. Los valores de PM fueron tomados de Sun & McDonough (1989); los valores de EM fueron tomados de Kovalenko et al. (2006)

Grupo de rocas Intermedias

La composición inicial de la fuente de las rocas intermedias del CVA se asume como basáltica, con base en la premisa que los magmas basálticos son

parentales a la mayoría de magmas más evolucionados (Andesíticos, Riolíticos) involucrados en actividad ígnea continental y oceánica (Gill, 2010); por ello, para el modelado de fusión parcial de este tipo de rocas y como respuesta al apartado 5.1.1 del presente documento, se establecen como magmas iniciales, los derivados del manto primitivo y las rocas basálticas pertenecientes al CVA.

El coeficiente de partición total se calculó usando las proporciones mineralógicas de la roca fuente y los coeficientes de partición para magmas intermedios reportados por Fujimaki et al. (1984); de la siguiente manera:

i) Cuando se asume la roca fuente como proveniente del manto se emplean las proporciones minerales promedio de acuerdo al ensamblaje teórico para Lherzolitas establecido por Saxena & Eriksson (1983), obteniendo:

$$D_i = (0,4 * K_{Oli}) + (0,3 * K_{Opxi}) + (0,2 * K_{Cpxi}) + (0,1 * K_{Spi})$$

ii) Cuando se asumen los magmas iniciales de composición basáltica, las proporciones de los minerales a emplear son los obtenidos en la petrografía del presente estudio (Muestra A-21), quedando:

$$D_i = (0,07 * K_{Oli}) + (0,11 * K_{Opxi}) + (0,73 * K_{Cpxi}) + (0,08 * K_{Plgi})$$

Por último, los grados de fusión evaluados varían entre 0.01% y 100%; de modo tal, que se pueda evidenciar cual porcentaje es el más adecuado.

De la Figura 29 se logra apreciar que las rocas intermedias del CVA presentan patrones similares a los que se despliegan de la fusión de los OIB y de las rocas básicas del mismo complejo; simultáneamente, se evidencia que las rocas de estudio poseen características comparables con la corteza continental superior (UCC) e intermedia (MCC); sin embargo, ninguno de los modelos de fusión parcial se ajusta adecuadamente con los datos medidos en el presente estudio.

Con base en lo anterior y en conjunto con las tendencias observadas en la Figura 27, se puede decir que las rocas de composición intermedia del CVA en efecto estuvieron bajo la influencia de procesos de fusión; sin embargo, este no habría sido el proceso magmático dominante en la génesis de la mismas, lo cual llevaría a dos hipótesis: i) Procesos magmáticos de fusión y asimilación simultáneos dominaron la formación de las rocas intermedias del CVA o ii) Los procesos de mezcla de magmas presentaron mayor influencia en la formación de las rocas intermedias del CVA.

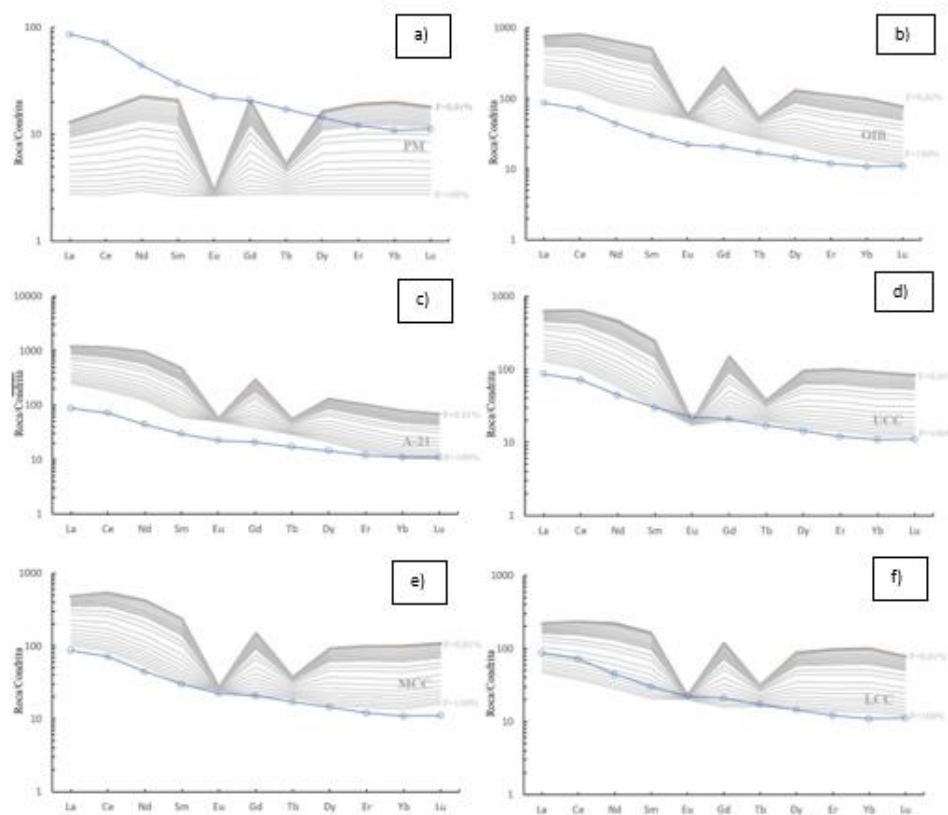


Figura 29: Modelo cuantitativo de fusión parcial para las rocas intermedias del CVA. a) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para el manto primitivo (PM); b) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para IOB; c) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para las rocas básicas del CVA. d) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental superior (UCC); e) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental intermedia (MCC); f) Patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita para la corteza continental inferior (LCC). Grados de fusión 0.01% a 100. Los valores de UCC, MCC y LCC fueron tomados de Rudnick & Gao, (2003) Los valores de PM y IOB fueron tomados de Sun & McDonough (1989).

Mezcla de magmas para las rocas intermedias

La mezcla de magmas se realizó siguiendo los parámetros establecidos por Zou (2007); para el modelado del proceso magmático se empleó la ecuación general para la mezcla de dos componentes, definida como: $Ax_m + Bx_m y_m + Cy_m + D = 0$, donde $A = a_2b_1y_2 - a_1b_2y_1$; $B = a_1b_2 - a_2b_1$; $C = a_2b_1x_1 - a_1b_2x_2$; $D = a_1b_2x_2y_1 - a_2b_1x_1y_2$

Dados los resultados de la sección de fusión parcial para rocas intermedias del presente documento, donde se evidencia más de una fuente de génesis para las andesitas y los basalto-andesitas del CVA se evalúa el modelado de mezcla de magmas entre un componente máfico y un félsico.

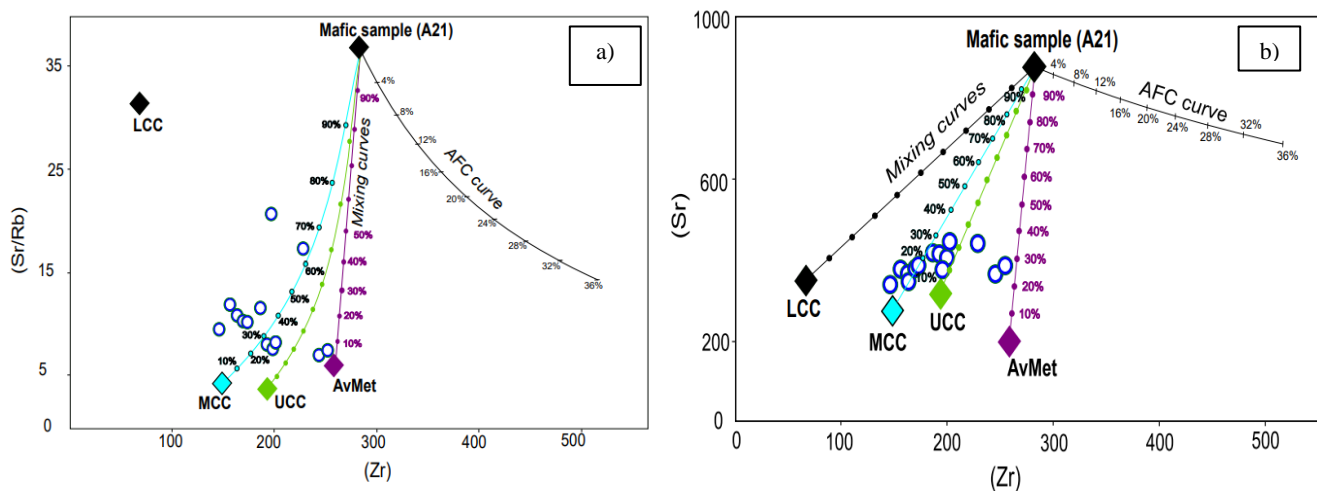


Figura 30: a) Diagrama Sr/Rb vs Zr para la mezcla de magmas de las rocas intermedias del CVA. b) Diagrama Sr vs Zr para la mezcla de magmas de las rocas intermedias del CVA. Los valores para UCC, LCC y MCC fueron tomados de Rudnick & Gao (2003).

La Figura 30 proporciona evidencia para asumir que las rocas intermedias del CVA se originaron bajo la mezcla de dos fluidos magmáticos cuyas composiciones tienen características similares tanto de corteza continental media y

superior, como de las rocas básicas que forman parte del Complejo; se observa que los grados de mezcla varían entre 10 y 70%.

De igual manera se logra observar que los procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC) tuvieron poca relevancia en la génesis de las rocas intermedias del CVA; por lo cual se infiere que la mezcla de magmas es el principal proceso magmático que dio origen a este grupo de rocas.

5.2 Diagramas de discriminación tectónica

Los análisis de discriminación son una técnica estadística usada para clasificar muestras en grupos predefinidos sobre ciertas variables, las variables son examinadas con el fin de identificar aquellas que hacen más efectiva la categorización (Rollinson, 1993).

5.2.1 Grupo de rocas básicas

Diagrama Ti/Y -Nb/Y

Separa los grupos de basaltos intraplaca de los MORB y los basaltos de arcos volcánicos, pues los basaltos intraplaca poseen mayores ratios de Ti/Y y Nb/Y que otros tipos de basaltos, discrepancia que refleja una fuente de manto enriquecida relativa a otras fuentes (Rollinson, 1993).

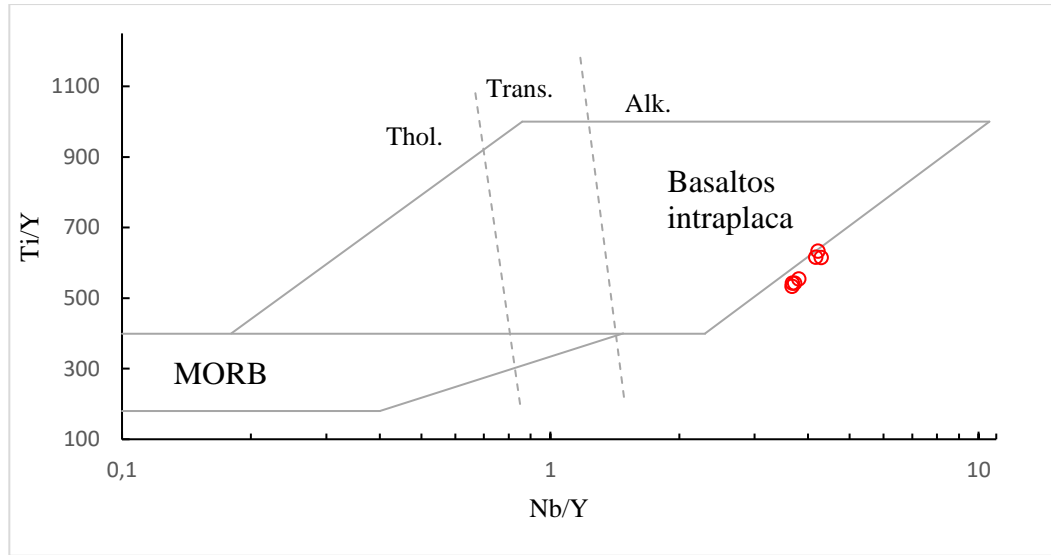


Figura 31: Diagrama Ti/Y Vs Nb/Y para el grupo de rocas básicas del CVA

Diagrama Th-Hf-Ta

Wood (1980) propuso el diagrama ternario usando los elementos HFS inmóviles Th- Hf- Ta con el fin de identificar diferentes ambientes tectónicos donde se forman basaltos, las concentraciones en este diagrama son expresadas en ppm, este diagrama también puede ser usado para lavas intermedias y acidas.

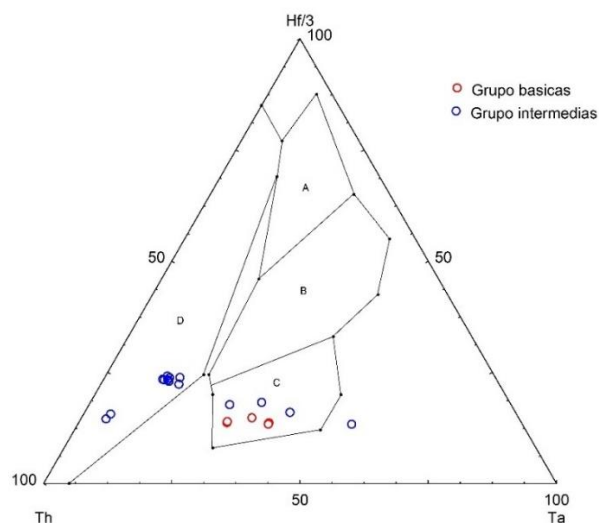


Figura 32: Diagrama de discriminación Th-Hf-Ta para las rocas del CVA. Los campos son: A, Basaltos tipo N-MORB; B, Basaltos tipo E-MORB and toleitas intraplaca; C, Basaltos alcalinos intraplaca; D, Basaltos de arcos volcánicos. Tomado de Wood (1980)

De los diagramas Ti/Y vs Nb/Y (Figura 31) y Th-Hf-Ta (Figura 32), se puede hacer una primera aproximación de la configuración tectónica que dio origen a los basaltos del CVA, el cual corresponde a un ambiente alcalino intraplaca.

Sin embargo, dado que algunos diagramas tanto bivariados como ternarios han mostrado no trabajar adecuadamente (Verma, 2010), en la siguiente sección del presente documento se reportan los resultados obtenidos mediante la aplicación de diagramas de discriminación multi dimensional.

Diagramas de discriminación tectónica a través de proporciones transformadas logarítmicamente de elementos de alta intensidad de campo HSF

Vermeesch,(2007), Sheth (2008) y Verma & Agrawal, (2011) han evaluado la mayoría de los diagramas de discriminación tectónica existentes, encontrando que una gran cantidad de ellos están llenos de errores en el tratamiento de los datos, y muestran poco grado de confianza; Verma, (2010) menciona que ninguno de los diagramas bivariados y ternarios presentan información confiable, pues sus tasas de éxito son muy bajas (1.1 – 41.6%), además, la mayoría de ellos solo discriminan configuraciones tectónicas combinadas, adicional a esto, se presentan muestras en distintos campos o incluso en áreas fuera de cualquier categoría; fenómenos ocasionados debido a la falta de tratamientos estadísticos, problemas de base estadística, porque los grupos de datos base que emplearon representaban solamente a Estados Unidos e incluso por la delimitación subjetiva de barreras dibujadas a simple vista.

Verma & Agrawal, (2011) Desarrollaron un set de cinco diagramas que usan radios logarítmicos naturales de los elementos $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}$, Nb, V, Y y Zr, los cuales

permiten caracterizar muestras ultrabásicas, básicas e intermedias en cuatro ambientes tectónicos: arcos isla (IAB; grupo 1), rifts continentales (CRB; grupo 2), islas oceánicas (OIB; grupo 3) y dorsales oceánicas (MORB; grupo 4); las ecuaciones de las funciones discriminantes usadas para estos diagramas se presentan en el anexo 5, tabla 6

De la Figura 33 se puede observar que los ambientes tectónicos más probables en los que se originaron las rocas basálticas del CVA corresponden a rifts continentales (CRB) e islas oceánicas (OIB); Sin embargo, se sabe que para el periodo en el cual estas rocas fueron originadas (Terciario-Cuaternario (?), Ver Figura 3), la Mesa central ya se encontraba emergida y haciendo parte de la corteza continental; de esta manera, el resultado de OIB arrojado por los diagramas puede interpretarse como consecuencia de: i) El enriquecimiento del manto en LREE, ii) La fusión como los procesos magmáticos dominantes y iii) Los bajos grados de asimilación cortical.

De igual manera, cabe resaltar que para las configuraciones tectónicas de rifts continentales y puntos calientes (Hot spots), los magmas fuentes según Kovalenko et al. (2006) tienden a ser alcalinos a sub alcalinos y enriquecidos en LREE, lo cual corrobora la fuente de magma establecida en la sección 5.1.2 del presente documento.

Finalmente, se puede asumir que, consecuente a los datos recolectados y la información obtenida del presente estudio, las rocas básicas del CVA se originaron en un ambiente alcalino intraplaca, en una configuración tectónica de rift continental.

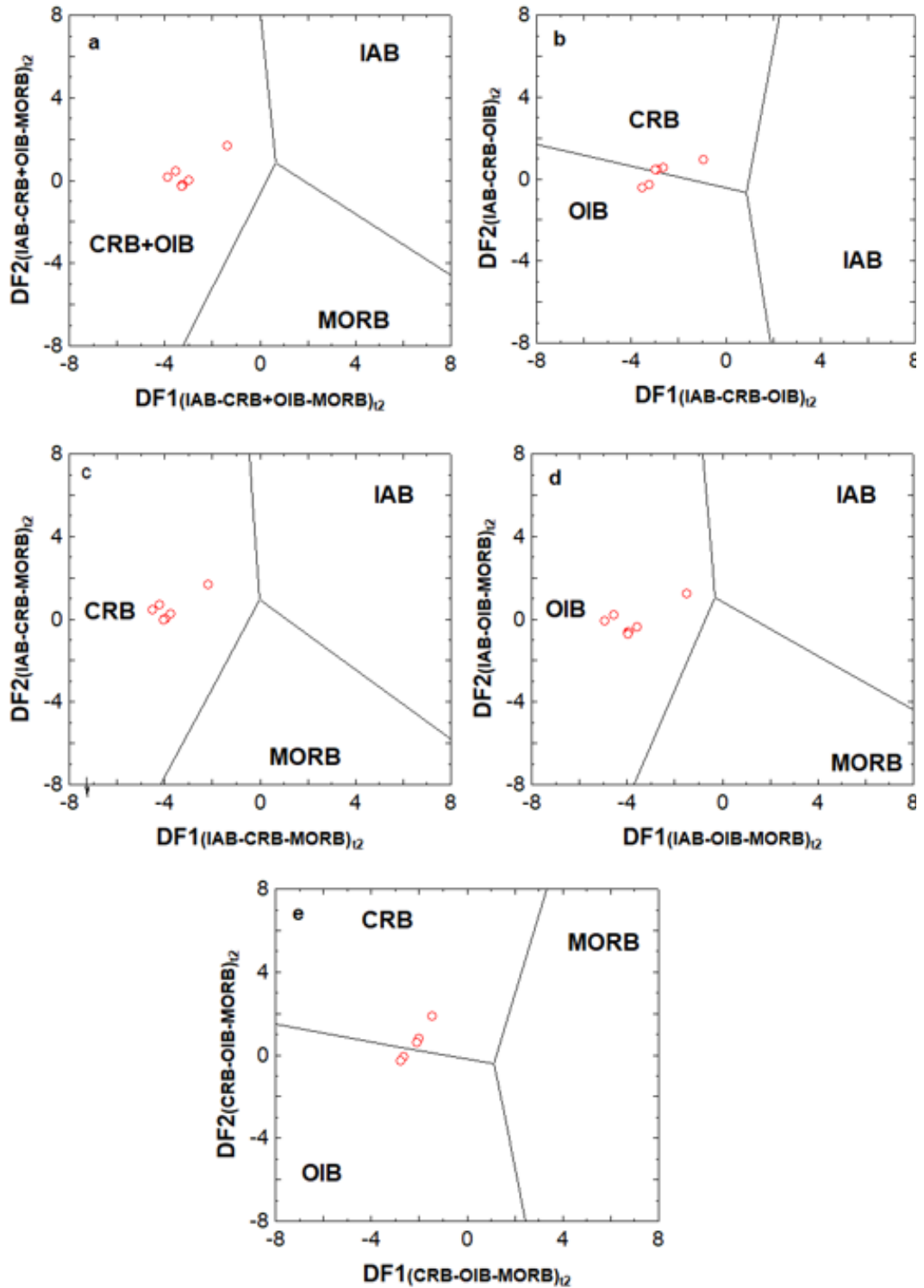


Figura 33: Diagramas de discriminación tectónica multidimensional a través de relaciones logarítmicamente transformadas de elementos de alta intensidad de campo para las rocas básicas del CVA. Tomado de Verma & Agrawal (2011)

5.2.2 Grupo de rocas Intermedias

Diagrama La/Yb- Sc/Ni y La/Yb-Ti

Bailey (1981) propuso los diagramas La/Yb- Sc/Ni y La/Yb-Ti, con el objetivo de dividir las rocas de composición andesítica en tres configuraciones tectónicas: I) Arcos islas oceánicos y arcos islas parcialmente formados en cortezas continentales delgadas; II) Arcos islas continentales ocurriendo en la corteza continental bien desarrollada o en márgenes continentales delgados; y III) Márgenes contiene tales gruesos i.e. Tipo andinos. La variable a destacar en este tipo de gráficos es el radio La/Yb, pues, este puede ser tomado como un parámetro que evalúa la medida en que la corteza continental está involucrada en la génesis del magma (Rollinson, 1993).

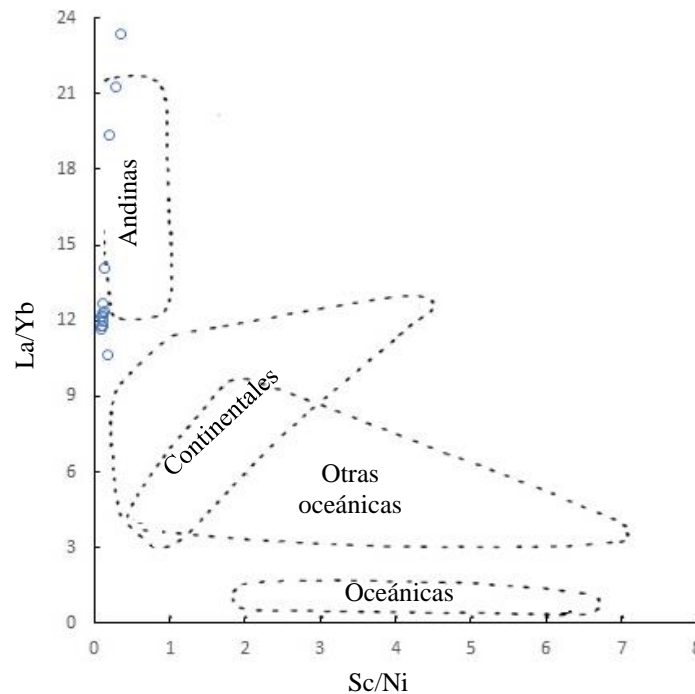


Figura 34: Diagrama de discriminación La/Yb Vs Sc/Ni para las rocas intermedias del CVA

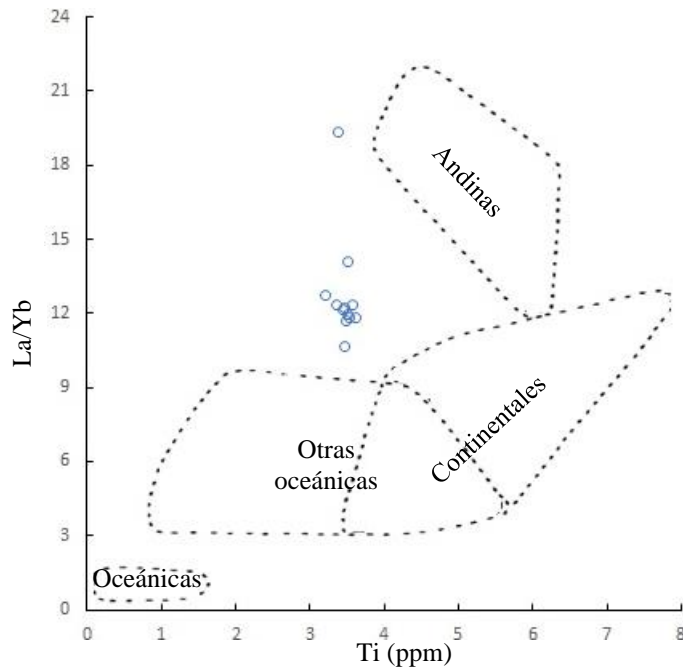


Figura 35: Diagrama de discriminación La/Yb Vs Ti para las rocas intermedias del CVA

El diagrama La/Yb- Sc/Ni (Figura 34) sugiere que las rocas intermedias del CVA poseen características similares a las rocas intermedias andinas; empero, del diagrama La/Yb-Ti (Figura 35) se puede observar que las rocas del presente estudio no encajan en ninguno de los ambientes tectónicos allí establecidos; dejando al descubierto la necesidad de emplear otro tipo de esquemas discriminantes para este tipo de rocas.

Diagramas de discriminación tectónica multidimensional basados en modelos de probabilidad para magmas intermedios

Numerosos diagramas como los diagramas bivariados y ternarios e incluso los diagramas multidimensionales con funciones DF1-DF2 están disponible para la clasificación de magmas ultrabásicos, básicos o ácidos, sin embargo, según Verma & Verma (2013), solo un tipo de diagrama con una buena aproximación (Bailey, 1981) ha sido propuesto para la discriminación de magmas de composición

intermedia; por esta razón, surge la necesidad de la creación de nuevos diagramas de discriminación tectónica.

Verma & Verma (2013) presentan un set de diagramas de discriminación obtenidos de la metodología de corrección estadística por transformaciones de radios logarítmicos y lineales de elementos mayores y traza inmóviles para magmas intermedios; cada diagrama discrimina entre cuatro configuraciones tectónicas: i) Arcos isla (IA); ii) arcos continentales (CA); iii) rifts continentales (CR) e islas oceánicas (OI), presentadas como intraplaca y iv) Colisión (Col).

Las fórmulas usadas en los diagramas de discriminación multidimensional de la Figura 36 se presentan en el anexo 5, tabla 7.

De la Figura 36, se logra evidenciar que las configuraciones tectónicas que más se ajustan a las composiciones químicas de las rocas intermedias del CVA corresponden a ambientes intraplaca (CR + OI); sin embargo, como se mencionó en el apartado para rocas básicas del presente estudio, y haciendo hincapié en el hecho que la mesa central se encontraba emergida y siendo parte de la corteza continental, se puede asumir que, el ambiente bajo el cual se originaron este tipo de rocas fue un rift continental.

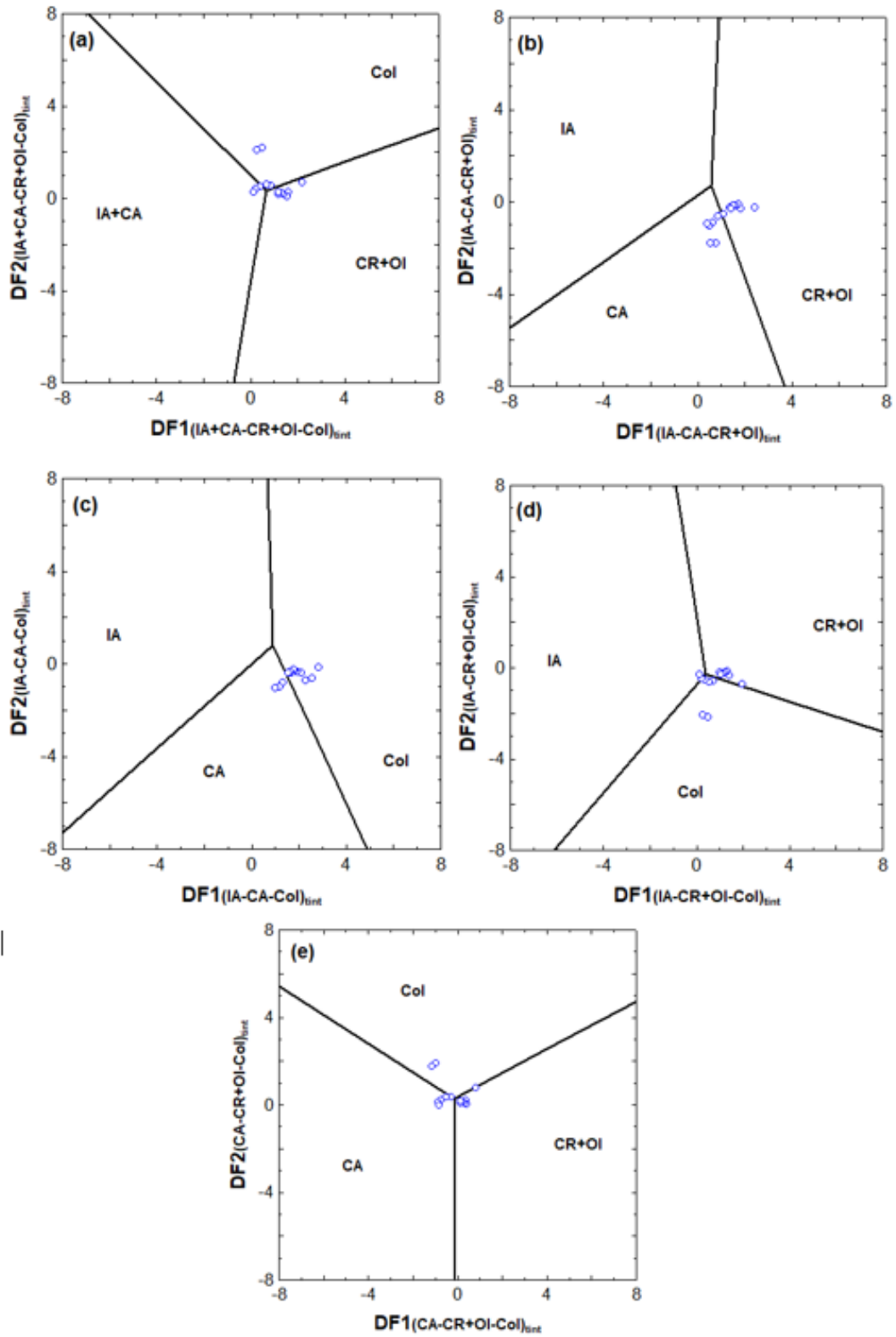


Figura 36: Diagramas de discriminación tectónica multidimensional basados en modelos de probabilidad para magmas intermedios para las rocas del CVA. Tomado de (Verma & Verma, 2013)

5.3 Discusión

Con base en la información recolectada a lo largo del desarrollo del proyecto se puede observar que el componente básico e intermedio del CVA provienen de procesos magmáticos diferentes, asociados a un ambiente de rift continental; las rocas básicas presentan patrones de fusión similares a los desplegados por la fusión de Lherzolitas de espinela; por su parte, las rocas intermedias del CVA parecen haber sido originadas por la mezcla de magmas de fundidos provenientes del manto terrestre enriquecido y la corteza continental media y superior; sin embargo, debido a la ausencia de información isotópica, no se puede establecer el orden cronológico en el cual las etapas de vulcanismo.

La Figura 37, representa esquemáticamente la configuración tectónica y los procesos ocurridos en el CVA.

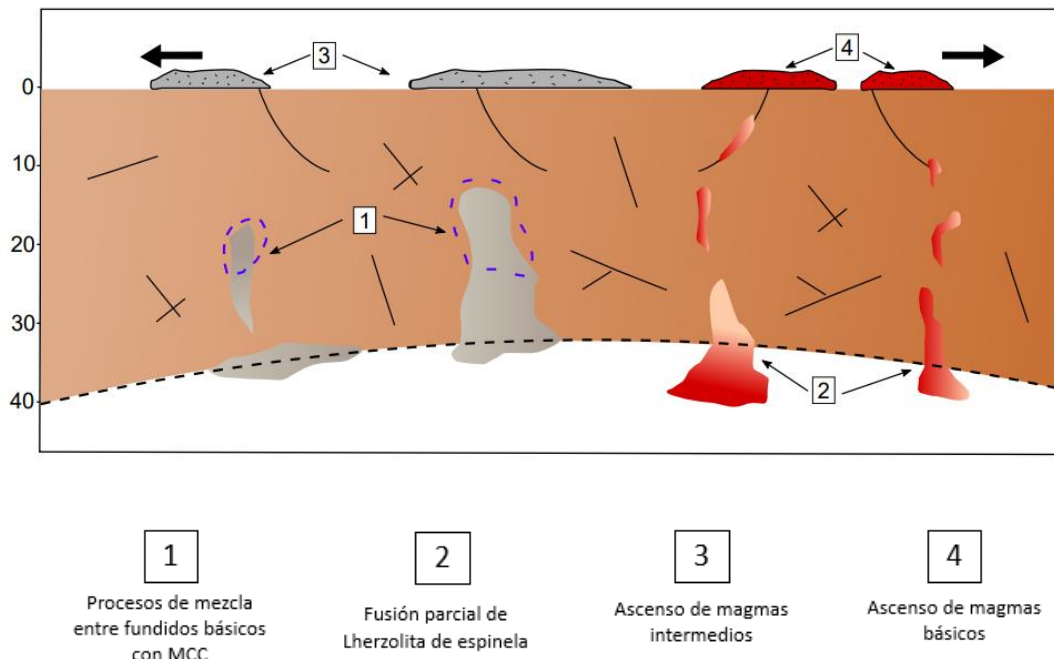


Figura 37: Bloque diagrama de la configuración tectónica para la formación de las rocas básicas e intermedias del CVA

Finalmente, en lineamiento a las hipótesis planteadas, al inicio del proyecto, se consuma que:

Hipótesis	Validación
El vulcanismo básico del complejo volcánico Ahualulco es producto de un proceso magmático de fusión parcial	Se acepta la hipótesis nula
El vulcanismo de composición intermedia del complejo volcánico Ahualulco se deriva de procesos de asimilación y cristalización fraccionada.	Se Rechaza la hipótesis nula
La actividad magmática de composición básica e intermedia del complejo volcánico Ahualulco se encuentra relacionada a un ambiente extensional	Se acepta la hipótesis nula

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

Del desarrollo del proyecto se puede concluir que:

- i. El Componente básico e intermedio del Volcánico Ahualulco CVA está conformado por: basaltos, traquibasaltos, basalto andesitas y andesitas.
- ii. Las rocas ígneas del CVA presentan patrones de enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con anomalías positivas de los elementos U, Gd y Pr, y anomalías negativas de Nb y Ti.
- iii. Las rocas básicas se formaron como producto de la fusión parcial de Lherzolitas de espinelas enriquecidas en LREE con grados de fusión que varían entre 5 y 20%.
- iv. Las rocas de composición intermedia del CVA surgieron de la mezcla de magmas de fundidos provenientes del manto terrestre enriquecido y la corteza continental media y superior, con rangos de mezcla que va de 10 a 70%
- v. El CVA se originó bajo una configuración tectónica extensional de rift continental.

CAPÍTULO VI

RECOMENTACIONES

Se recomienda a todas las personas interesadas en realizar estudios afines al desarrollado en el presente documento:

- a. Obtener datos de isotopos tanto radioactivos como estables, ya que su comportamiento y fraccionamiento permite distinguir diferentes procesos magmáticos.
- b. Llevar a cabo estudios de geocronología para determinar las edades de las rocas básicas e intermedias y poder establecer el orden de los episodios volcánicos
- c. Realizar tomografías o cualquier estudio geofísico que permita conocer la geometría del manto.

REFERENCIAS

- Aguillón-Robles, A., & Tristán-González, M. (1981). Cartografía Geológica Hoja Moctezuma, San Luis Potosí. In *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 74*.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., & Bellon, H. (2009). Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 33–52.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R., Bellon, H., & Martínez-Esparza, G. (2014). Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152–172.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R., Arreola-García, M., Almaguer-Rodríguez, J., & Maury, R. (2012). *Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Rio Santa María volcanic fields, Mexico: The bearing of ICP-QMS data*.
- Alaniz-Álvarez, S., & Nieto-Samaniego, A. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 65–82.
- Avellán, D., Macías, J., Arce, J., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V., Sosa-Ceballos, G., Bernal, J., López-Loera, H., Cisneros, G., Layer, P., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rocha, V., & Rangel, E. (2018). Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 100–125.
- Avellán, D., Macías, J., Arce, J., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V., Jiménez-Haro, A., Sosa-Ceballos, G., Cisneros, G., Bernal, J., Layer, P. W., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rangel, E., Navarrete, J., & López-Loera, H. (2019). Geology of the late Pleistocene Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur (México). *Journal of Maps*, 15, 227–237.
- Bailey, J. (1981). Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32, 139–154.
- Barth, M., McDonough, W., & Rudnick, R. (2000). Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165(3–4), 197–213.
- Cantu-Chapa, C. (1969). Una nueva localidad Triásico Superior en México. *Revista*

Del Instituto Del Petróleo, 71–72.

- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Cavazos-Álvarez, J., Norini, G., Orozco-Esquivel, M., López-Quiroz, P., Jáquez, A., & De León-Barragán, L. (2021). Volcanic geology of the easternmost sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Maps, 17*, 474–484.
- Carrillo-Bravo, J. (1971). La plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23*, 110.
- Córdoba-Méndez, D. (1988). Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango. *Revista - Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, 7*, 136–147.
- Dávalos-Elizondo, M., Aranda-Gómez, J., Levresse, G., & De la Cruz, K. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: Evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33*, 81–104.
- Edwards, J. (1955). Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. *U. S. Geological Survey, Professional Paper, 264*, 183.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., & Aoki, K. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research, 89*, 662–672.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes, a practical guide.*
- Guerrero, F., Sosa-Ceballos, G., Prol-Ledesma, R., Jácome-Paz, M., Calò, M., De la Cruz, L., & Macías, J. (2021). A numerical model for the magmatic heat reservoir of the Las Tres Virgenes volcanic complex, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 414*.
- Heinrich, W., & Besch, T. (1992). Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosí, Central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 111*, 126–142.
- Kovalenko, V., Naumov, V., Giris, A., Dorofeeva, V., & Yarmolyuk, V. (2006). Composition and chemical structure of oceanic mantle plumes. *Petrology, 14*, 452–476.
- Labarthe-Hernández, G., & De La Huerta-Cobos, L. (1998). Geología del Semigraben de Bledos San Luis Potosí, México. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, 124*, 33.
- Labarthe-Hernández, G., & Tristán-González, M. (1980). Cartografía Geológica

- Hoja San Francisco, San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia*, 69, 28.
- Labarthe-Hernández, G., & Tristán-González, M. (1981). *Cartografía Geológica Hoja "Ahuatlulco" SLP*.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aranda-Gómez, J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, 85, 208.
- Lebas, M., Lemaitre, R., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Lesnov, F., Paleskii, S., Nikolaeva, I., Koz'menko, O., Kuchkin, A., & Korolyuk, V. (2009). Detailed mineralogical-geochemical study of a large spinel lherzolite xenolith in alkali basalt of shavaryn tsaram paleovolcano, Mongolia. *Geochemistry International*, 47, 18–40.
- Luhr, J., & Carmichael, I. (1980). The Colima Volcanic complex, Mexico - I. Post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343–372.
- Luhr, J., & Carmichael, I. (1982). The Colima volcanic complex, Mexico:III - Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 262–275.
- Luhr, J., Pier, J., Aranda-Gómez, J., & Podosek, F. (1995). Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, central México. *Tetrahedron Letters*, 118, 321–339.
- Martínez-Reyes, J. (1992). Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras*.
- Martínez-Ruiz, V. (1984). Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí- Aguascalientes y Zacatecas. *Universidad de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia*, 97, 43.
- McDonough, W., & Rudnick, R. (1998). Mineralogy and composition of the upper mantle. In *Ultrahigh Pressure Mineralogy*, 139–164.
- McDonough, W., & Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.

- McKenzie, D., & O'Nions, R. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32.
- Nelson, S. (2015). *Magmas and Igneous Rocks*. Tulane.Edu. <https://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/igneous.htm>
- Ngounouno, I., Dagwai, N., Kamgang, P., & Deruelle, B. (2009). Petrology of spinel lherzolite xenoliths in alkali basalts from Liri, South of the Kapsiki Plateau (Northernmost Cameroon Hot Line). *Journal of the Cameroon Academy of Sciences*, 8, 31–42.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S., & Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín De La Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 285–318.
- Orozco-Esquivel, M., Nieto-Samaniego, A., & Alaniz-Álvarez, S. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37–56.
- Pearce, J. (1982). *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. 525–548.
- Pearce, J. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Philpotts, A. (2003). *Petrography of igneous and metamorphic rocks* (P. Education (ed.)).
- Raisz, E. (1959). Landforms of Mexico, scale ca. 1:3 000 000. In *Nucl. Phys.* (Vol. 13, Issue 1). , U. S. Office of Naval Research, Geography Branch.
- Ramos-leal, J., López-loera, H., & Martínez-Ruiz, V. (2007). Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí , México) inferida a partir de datos geoelectrónicos. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 24, 31–46.
- Rendon, M. (2020). *¿Cuál es la importancia de la investigación cuantitativa?* - Quora. Retrieved March 22, 2022, from <https://es.quora.com/Cuál-es-la-importancia-de-la-investigación-cuantitativa>
- Ríos, M., & Hernández, H. (2020). Fundamentos Teóricos De Icp-MS Y Su Importancia En El Análisis De Elementos Tóxicos En Agua Subterránea. Glosa Revista de Divulgación, 8, 4–15.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J., Gourgaud, A., & Vincent, P. (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *Journal of*

Volcanology and Geothermal Research, 31, 99–113.

- Rodríguez, S. (2005). Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 181–198.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* (Pearson (ed.)).
- Rudnick, R., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1–64.
- Sato, H. (1977). Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10, 113–120.
- Saxena, S., & Eriksson, G. (1983). Theoretical Computation of Mineral Assemblages in Pyrolite and Lherzolite. *Journal of Petrology*, 24, 538–555.
- Schaaf, P., Heinrich, W., & Besch, T. (1994). Composition and SmNd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63–84.
- Servicio geológico mexicano. (2006). *Inventario físico de los recursos minerales del municipio Ahualulco, San Luis Potosí*.
- SGM. (2004). *CARTA GEOLOGICO-MINERA MOCTEZUMA F14-A63 SAN LUIS POTOSI Y ZACATECAS. 2004. Primera Edición*.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., & Nieto-Obregón, J. (2000). A submarine fan in the Mesa Central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429–442.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J., Avellán, D., Arce, J., Saucedo, R., Boijseauneau-López, M., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., & Osorio-Ocampo, S. (2019). Genesis of magmas from the Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur, Mexico. *Lithos*, 350–351.
- Sun, S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42, 313–345.
- Timothy, T. (2018). X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: a review and an overview. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2, 148–154.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S., Verma, S., Velasco-Tapia, F., & Torres-Hernández, J. (2019). Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene–Miocene

volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 95.

Tristán-González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, 107, 91.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J., Torres-Hernández, J., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., & Labarthe-Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 287–303.

Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J., & Bellon, H. (2009). Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471, 136–152.

Trujillo-Candelaria, J. (1985). Origen del fallamiento, en Flores-Núñez, J., (ed.), Fallamiento de terrenos en Celaya: Celaya, Guanajuato. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 3–9.

Verma, S. (2010). Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 185–238.

Verma, S., & 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., & Rivera-Gómez, M. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes*, 36, 115–124.

Verma, S., & Verma, S. . (2013). First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. In *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22.

Vermeesch, P. (2007). Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7.

Weltje, G., & Tjallingii, R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423–438.

- White, W. (2013). *Geochemistry* (C. University (ed.)). John Hopkins University Press.
- Wilson, M. (2007). *IGNEOUS PETROGENESIS A GLOBAL TECTONIC APPROACH*, 4.
- Wood, D. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.
- Wyllie, P., Donaldson, C., Irving, A., Kesson, S., Merrill, R., Presnall, D., Stolper, E., Usselman, T., & Walker, D. (1981). Experimental petrology of basalts and their source rocks. In *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, A., & Alaniz-Álvarez, S. (2004). Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geologica Acta*, 2, 189–201.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, A., & Alaniz-Álvarez, S. (2021). Inherited structures controlling the development of the Arista-Ahualulco graben in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 112.
- Zou, H. (2007). *Quantitative Geochemistry* (U. of California (ed.)). Imperial college press.

ANEXOS

ANEXO 1: LOCALIZACION MUESTRAS

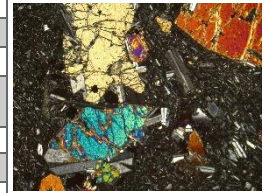
Tabla 1: Coordenadas de las muestras

Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)	Muestra	Latitud	Longitud (W)
A-1	22°35'40.50"	101°10'26.50"	A-12	22°34'38.92"	101°10'13.02"
A-2	22°35'33.20"	101°10'35.90"	A-13	22°35'16.90"	101°10'17.60"
A-3	22°35'32.10"	101°10'35.30"	A-14	22°36'07.50"	101°07'17.11"
A-4	22°35'32.40"	101°10'33.50"	A-15	22°36'31.14"	101°07'45.93"
A-5	22°35'31.50"	101°10'33.30"	A-16	22°36'48.21"	101°07'51.01"
A-6	22°35'31.26"	101°10'33.48"	A-17	22°37'04.14"	101°07'56.98"
A-7	22°35'31.00"	101°10'33.90"	A-18	22°36'20.78"	101°08'03.08"
A-8	22°35'41.60"	101°10'20.90"	A-19	22°34'54.00"	101°01'46.47"
A-9	22°35'41.60"	101°10'20.90"	A-20	22°35'07.18"	101°02'06.02"
A-10	22°35'40.50"	101°10'26.50"	A21	22°35'11.82"	101°01'29.31"
A-11	22°35'4.00"	101°10'26.10"			

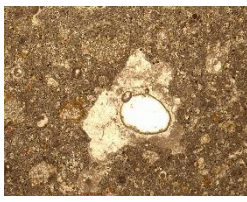
ANEXO 2: PETROGRAFÍA


A2.1 Formatos petrografía: descripción microscópica

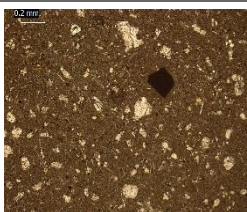
Descripción microscópica											
Numero muestra		A-04		Microestructura							
Grado de cristalinidad		Hipohialino				Cristalinidad	(%)				
Texturas	Según	Tamaño de cristales	Relativo	Inequigranular	Vidro volcánico	79.1					
			Absoluto	Afanítica	Cristales	20.9					
		Forma de los cristales	Euhedrales y subhedrales								
	Específicas	Micro texturas			Minerales involucrados						
		Corona de reacción			Cuarzo-Clinopiroxeno						
Poikilitica			Plagioclasas								
Mineralogía											
Minerales		%	Forma			Tamaño					Alteraciones
			Eub	Sub	Ahb	Mf	F	M	G	Mg	
Esenciales	Cpx	16.7	x	x				x			
	Opx	5.26	x	x				x			
	Ol	19.13			x			x			
	Plg	57.4	x	x				x			
Accesorios y secundarios	Ox	0.47			x						Óxidos de hierro
	Qz	0.95			x			x			
<i>Notas</i>		Los porcentajes de los minerales son recalculados tomando la cantidad de cristales como el 100% Tamaños: Mf: <30µ, F:30-250µ, M:250µ-2mm, G:2-16mm, Mg:>16mm									



Descripción microscópica											
Numero muestra		A-11		Microestructura							
Grado de cristalinidad		Hipohialino					Cristalinidad	(%)			
Texturas	Según	Tamaño de cristales	Relativo	Inequigranular	Vidro volcánico	65.1					
			Absoluto	Afanítica	Cristales	34.9					
		Forma de los cristales	Euhedrales y subhedrales								
	Específicas	Micro texturas		Minerales involucrados							
Mineralogía											
Minerales		%	Forma			Tamaño					Alteraciones
			Eub	Sub	Ahb	Mf	F	M	G	Mg	
Esenciales	Cpx	13.46	x	x				x			
	Opx	3.43	x	x				x			
	Ol	12.89			x			x			
	Plg	58.16	x	x			x	x			
Accesorios y secundarios	Ox	12.03			x						Óxidos de hierro
Notas	Los porcentajes de los minerales son recalculados tomando la cantidad de cristales como el 100% Sin aparentes micro texturas Tamaños: Mf: <30µ, F:30-250µ, M:250µ-2mm, G:2-16mm, Mg:>16mm										

Descripción microscópica											
Numero muestra		A-14		Microestructura							
Grado de cristalinidad		Hipohialino					Cristalinidad	(%)			
Texturas	Según	Tamaño de cristales	Relativo	Equigranular	Vidro volcánico	85					
			Absoluto	Afanítica	Cristales	14.4					
		Forma de los cristales	Euhedrales y subhedrales								
	Específicas	Micro texturas		Minerales involucrados							
Corona de reacción		Cuarzo-Clinopiroxeno									
Vesicular											
Mineralogía											
Minerales		%	Forma			Tamaño					Alteraciones
			Eub	Sub	Ahb	Mf	F	M	G	Mg	
Esenciales	Cpx	56.94	X	x			x				
	Opx	11.8	X	x			x				
	Ol	5.55			x		x				
	Feldes.	20.13		x			x				
Accesorios y secundarios	Ox	3.47			x						Óxidos de hierro
	Qz	2.08			x			x			
Notas	Los porcentajes de los minerales son recalculados tomando la cantidad de cristales como el 100% La muestra presenta el 0.6% de vesículas/ vacíos Tamaños: Mf: <30µ, F:30-250µ, M:250µ-2mm, G:2-16mm, Mg:>16mm										

Descripción microscópica												
Numero muestra		A-18		Microestructura								
Grado de cristalinidad		Hipohialino					Cristalinidad (%)					
Texturas	Según	Tamaño de cristales	Relativo	Inequigranular		Vidro volcánico		85.3				
			Absoluto	Afanítica		Cristales		14.7				
	Forma de los cristales	Euhedrales y subhedrales										
	Específicas	Micro texturas		Minerales involucrados								
Maclas polisintéticas y de penetración		Plagioclasas										
Mineralogía												
Minerales		%		Forma			Tamaño				Alteraciones	
				Eub	Sub	Ahb	Mf	F	M	G		Mg
Esenciales	Cpx	19.72	X	x				x				
	Opx	6.80	X	x				x				
	Ol	6.12				x		x	x			
	Plg	67.3	x	x					x			
Notas	Los porcentajes de los minerales son recalculados tomando la cantidad de cristales como el 100% La muestra no presenta óxidos ni vacíos Tamaños: Mf: <30µ, F:30-250µ, M:250µ-2mm, G:2-16mm, Mg:>16mm											

Descripción microscópica												
Numero muestra		A-21		Microestructura								
Grado de cristalinidad		Hipohialino					Cristalinidad (%)					
Texturas	Según	Tamaño de cristales	Relativo	Equigranular		Vidro volcánico		87.9				
			Absoluto	Afanítica		Cristales		11.5				
	Forma de los cristales	Euhedrales y subhedrales										
	Específicas	Micro texturas		Minerales involucrados								
Vesicular		-										
Mineralogía												
Minerales		%		Forma			Tamaño				Alteraciones	
				Eub	Sub	Ahb	Mf	F	M	G		Mg
Esenciales	Cpx	70.43	x	x					x			
	Opx	10.43	x	x				x	x			
	Ol	3.47				x			x			
	Plg	7.82	x	x			x	x				
Accesorios	Ox	0.86				x						Óxidos de hierro
	Opacos	6.95		x				x				
Notas	Los porcentajes de los minerales son recalculados tomando la cantidad de cristales como el 100% La muestra presenta el 0.6% de vesículas/ vacíos Tamaños: Mf: <30µ, F:30-250µ, M:250µ-2mm, G:2-16mm, Mg:>16mm											

A2.2 Conteo de puntos

Tabla 2:Conteo de puntos en las láminas delgadas analizadas para petrografía

Conteo de puntos CVA												
Muestra	Matriz	Cpx	Opx	Ol	Plg	Feldespatos	Vacíos/ Vesículas	Ox	Qz	Opacos	Total	Desequilibrio
A-04	79.1	3.5	1.1	4	12	-	-	0.1	0.2	-	100%	Si Qz-Cpx
A-11	65.1	4.7	1.2	4.5	20.3	-	-	4.2	-	-	100%	No -
A-14	85	8.2	1.7	0.8	0	2.9	0.6	0.5	0.3	-	100%	Si Qz-Cpx
A-18	85.3	2.9	1	0.9	9.9	-	-	0	-	-	100%	No -
A-21	87.9	8.1	1.2	0.4	0.9	-	0.6	0.1	-	0.8	100%	No -

Notas: A todas las muestras se les realizo un conteo de 1000 puntos, los valores vienen expresados en porcentaje
Abreviaturas: Qz: Cuarzo, Cpx: Clinopiroxeno, Opx: Ortopiroxeno, Plg: Plagioclasa; Ol: Olivino; Ox: Oxido.

ANEXO 3: REPORTE DATOS FLUORECENCIA DE RAYOS X (XRF)

Tabla 3: Elementos mayores

Muestra	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
Roca	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Coord. (X)	22°35'40.50"	22°35'33.20"	22°35'32.10"	22°35'32.40"	22°35'31.50"	22°35'31.26"	22°35'31.00"
Coord. (Y)	101°10'26.50"	101°10'35.90"	101°10'35.30"	101°10'33.50"	101°10'33.30"	101°10'33.48"	101°10'33.90"
SiO ₂	53.5803	56.0753	54.135	53.855	53.9894	54.3571	54.0978
TiO ₂	1.1274	1.2076	1.0477	1.01	0.9951	1.0558	1.0196
Al ₂ O ₃	14.6471	11.9811	13.6337	14.5244	14.4358	12.863	13.8245
Fe ₂ O ₃	9.9363	11.1107	12.4831	10.9686	10.3181	11.8904	10.5369
MnO	0.1025	0.1189	0.1357	0.1261	0.1283	0.1288	0.128
MgO	5.0994	4.1705	5.2064	6.1419	7.1609	5.2039	6.1741
CaO	6.8817	6.9217	7.1805	7.3523	7.3003	7.3682	7.3133
Na ₂ O	2.4508	2.6288	2.4483	2.3155	2.3807	2.7861	2.7559
K ₂ O	2.5224	2.4538	2.04	2.1582	2.048	1.8611	1.9366
P ₂ O ₅	0.4608	0.4738	0.3527	0.3442	0.3285	0.3214	0.3426
LOI	2.9991	2.1898	1.5202	1.2396	1.0503	1.5892	1.33
Total	99.80	99.33	100.18	100.03	100.13	99.42	99.46
Valores ajustados							
SiO _{2(Adj)}	55.7984	58.2324	55.4217	54.9929	54.9392	56.0975	55.6001
TiO _{2(Adj)}	1.174	1.2541	1.0726	1.0313	1.0126	1.0896	1.0479
Al ₂ O _{3(Adj)}	15.2534	12.442	13.9577	14.8313	14.6898	13.2748	14.2084
Fe ₂ O _{3(Adj)}	2.1995	2.7634	2.7165	2.3808	2.2318	2.6084	2.302
FeO _(Adj)	7.3317	7.8955	9.0551	7.9359	7.4394	8.6946	7.6732
MnO _(Adj)	0.1067	0.1235	0.1389	0.1287	0.1306	0.1329	0.1315
MgO _(Adj)	5.3105	4.331	5.3301	6.2716	7.2869	5.3705	6.3455
CaO _(Adj)	7.1666	7.188	7.3512	7.5077	7.4287	7.6042	7.5163
Na ₂ O _(Adj)	2.5523	2.7299	2.5065	2.3644	2.4225	2.8753	2.8325
K ₂ O _(Adj)	2.6269	2.5482	2.0885	2.2038	2.084	1.9207	1.9904
P ₂ O _{5(Adj)}	0.4799	0.492	0.3611	0.3515	0.3343	0.3317	0.3521
Norma CIPW							
Q	6.6313	11.3528	7.2118	5.7918	4.812	6.9436	5.2595
OR	15.5237	15.0589	12.3422	13.0235	12.3159	11.3505	11.7625
AB	21.5964	23.0998	21.2095	20.0068	20.4988	24.3299	23.9675
AN	22.405	14.1686	20.6649	23.346	23.0526	17.6419	20.1756
DI	8.2066	15.1021	11.1133	9.4951	9.4428	14.7799	12.1011
HY	19.1062	13.6894	20.6459	22.1118	23.9444	18.3346	20.59
MT	3.1889	4.0065	3.9385	3.4517	3.2357	3.7817	3.3374
IL	2.2299	2.382	2.0374	1.9588	1.9233	2.0695	1.9904
AP	1.1119	1.1399	0.8365	0.8143	0.7745	0.7684	0.8159

Continuación Tabla 3

Muestra	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
Roca	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Basalto alkali
Coord. (X)	22°35'41.60"	22°35'41.60"	22°35'40.50"	22°35'4.00"	22°34'38.92"	22°35'16.90"	22°36'07.50"
Coord. (Y)	101°10'20.90"	101°10'20.90"	101°10'26.50"	101°10'26.10"	101°10'13.02"	101°10'17.60"	101°07'17.11"
SiO ₂	54.0841	54.3054	56.4126	54.1536	54.6851	57.1861	44.9667
TiO ₂	0.9598	0.9016	0.9387	1.0765	0.9373	0.9478	2.312
Al ₂ O ₃	14.3038	15.2761	14.0644	12.6253	13.4616	12.4992	13.2809
Fe ₂ O ₃	11.195	9.451	11.0786	12.1043	10.5169	10.4167	12.289
MnO	0.1302	0.1267	0.128	0.1384	0.1044	0.095	0.1878
MgO	5.1623	6.134	4.1781	5.2428	4.1631	5.0662	8.5226
CaO	7.3589	7.2713	7.188	7.2333	7.3839	5.4316	10.8428
Na ₂ O	2.738	2.6732	2.5034	2.8219	2.7489	2.7525	2.4746
K ₂ O	1.7221	1.728	1.6985	1.5759	2.5366	2.4684	1.6423
P ₂ O ₅	0.3222	0.3175	0.305	0.3327	0.4529	0.3596	1.7497
LOI	1.3906	1.18	1.5808	2.101	2.2691	2.0616	1.3706
Total	99.37	99.36	100.07	99.40	99.26	99.28	99.64
Valores ajustados							
SiO _{2(Adj)}	55.7033	55.7327	57.7696	56.2052	56.8683	59.3036	46.2502
TiO _{2(Adj)}	0.9885	0.9253	0.9613	1.1172	0.9748	0.9829	2.378
Al ₂ O _{3(Adj)}	14.732	15.6776	14.4027	13.1037	13.9991	12.9621	13.66
Fe ₂ O _{3(Adj)}	2.4509	2.0617	2.7172	2.6704	2.3247	2.5872	1.9278
FeO _(Adj)	8.1696	6.8724	7.7634	8.9013	7.7491	7.3921	9.6388
MnO _(Adj)	0.1341	0.13	0.1311	0.1436	0.1085	0.0985	0.1931
MgO _(Adj)	5.3168	6.2952	4.2786	5.4414	4.3293	5.2538	8.7659
CaO _(Adj)	7.5792	7.4624	7.3609	7.5073	7.6786	5.6328	11.1523
Na ₂ O _(Adj)	2.82	2.7434	2.5636	2.9288	2.8587	2.8544	2.5452
K ₂ O _(Adj)	1.7737	1.7734	1.7393	1.6356	2.6378	2.5598	1.6892
P ₂ O _{5(Adj)}	0.3319	0.3259	0.3123	0.3453	0.471	0.3729	1.7997
Norma CIPW							
Q	6.8377	6.2343	12.626	7.6814	7.3682	11.7721	0
OR	10.4817	10.48	10.2787	9.666	15.5886	15.1272	9.9824
AB	23.8615	23.2138	21.6927	24.7826	24.1893	24.1529	19.8451
AN	22.3007	25.2251	22.654	17.7766	17.5745	14.9949	20.8582
NE	0	0	0	0	0	0	0.9165
DI	10.8169	7.8742	9.7829	14.2043	14.4367	8.6213	18.4611
HY	19.5017	21.4711	16.4769	19.0954	14.5294	18.8496	0
OL	0	0	0	0	0	0	18.4557
MT	3.5533	2.9891	3.9394	3.8716	3.3705	3.751	2.7948
IL	1.8775	1.7574	1.8258	2.1221	1.8515	1.8669	4.5167
AP	0.7689	0.755	0.7236	0.8001	1.0913	0.8641	4.1696

Continuación Tabla 3

Muestra	A15	A16	A17	A18	A19	A20	A21
Roca	Basalto alkali	Basalto subalkali	Traquibasalto	Andesita	Basalto alkali	Basalto subalkali	Basalto alkali
Coord. (X)	22°36'31.14"	22°36'48.21"	22°37'04.14"	22°36'20.78"	22°34'54.00"	22°35'07.18"	22°35'11.82"
Coord. (Y)	101°07'45.93"	101°07'51.01"	101°07'56.98"	101°08'03.08"	101°01'46.47"	101°02'06.02"	101°01'29.31"
SiO ₂	45.3335	47.1391	45.3431	56.9489	45.5996	47.6206	45.9866
TiO ₂	2.4501	2.3821	2.4731	0.9963	2.3245	2.3178	1.2665
Al ₂ O ₃	12.4404	13.2636	11.6066	12.6066	10.7505	12.5001	18.4491
Fe ₂ O ₃	13.8999	13.2954	14.0758	9.572	13.3542	12.4954	7.201
MnO	0.1943	0.1955	0.1926	0.099	0.1847	0.1852	0.1185
MgO	8.3823	8.2753	8.6566	6.0694	8.1682	7.1332	8.213
CaO	10.6495	9.2125	9.622	6.6652	10.4838	10.5199	10.5604
Na ₂ O	3.0343	2.0372	3.822	2.6336	2.5797	2.3189	3.5447
K ₂ O	1.5422	1.5265	1.1705	1.7193	1.8485	1.9419	1.3467
P ₂ O ₅	1.7333	1.7266	1.8824	0.3983	1.6662	1.8153	1.8925
LOI	0.3702	0.03	0.4402	1.6892	2.1494	0.42	1.0199
Total	100.03	99.04	99.28	99.39	99.11	99.27	99.60
Valores ajustados							
SiO _{2(Adj)}	46.0334	48.1379	46.3944	58.7228	47.5859	48.6982	46.9406
TiO _{2(Adj)}	2.4879	2.4326	2.5304	1.0273	2.4257	2.3703	1.2928
Al ₂ O _{3(Adj)}	12.6325	13.5447	11.8757	12.9992	11.2187	12.7829	18.8318
Fe ₂ O _{3(Adj)}	2.1527	2.0707	3.0614	2.3639	2.1254	1.9489	1.121
FeO _(Adj)	10.7634	10.3536	10.2045	6.7541	10.6271	9.7443	5.6052
MnO _(Adj)	0.1973	0.1997	0.197	0.1021	0.1928	0.1894	0.121
MgO _(Adj)	8.5117	8.4507	8.8572	6.2584	8.524	7.2946	8.3834
CaO _(Adj)	10.8139	9.4077	9.845	6.8729	10.9405	10.758	10.7795
Na ₂ O _(Adj)	3.0812	2.0804	3.9106	2.7156	2.6921	2.3713	3.6183
K ₂ O _(Adj)	1.566	1.5589	1.1976	1.7729	1.929	1.9858	1.3747
P ₂ O _{5(Adj)}	1.76	1.7632	1.926	0.4108	1.7387	1.8563	1.9317
Norma CIPW							
Q	0	0	0	12.0583	0	0	0
OR	9.2546	9.2124	7.0776	10.4769	11.3999	11.7354	8.1237
AB	19.8446	17.6036	25.8273	22.9789	22.1008	20.0654	22.0941
AN	16.0127	23.0149	11.3125	18.0432	12.8296	18.3697	31.0823
NE	3.3735	0	3.9348	0	0.3676	0	4.6169
DI	21.3468	9.9031	20.2647	10.8676	24.5648	18.7055	7.8456
HY	0	25.0414	0	19.2449	0	13.441	0
OL	18.2435	3.5171	17.8763	0	17.0201	6.0547	17.681
MT	3.121	3.0021	4.4383	3.4273	3.0814	2.8254	1.6253
IL	4.7254	4.6203	4.8062	1.9512	4.6073	4.502	2.4555
AP	4.0778	4.0851	4.4623	0.9517	4.0284	4.3009	4.4756

Abreviaciones: Q: cuarzo, OR: Ortoclasa, AB: Albita, AN: Anortita, NE: Nefelina, DI: Diópsido, HY: Hiperstena, OL: Olivino, MT: Magnetita, IL: Ilmenita, AP: Apatito.

ANEXO 4: REPORTE DATOS ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS

Tabla 4: Elementos Traza

ELEMENTOS TRAZA							
Muestra	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
Roca	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Coord. (X)	22°35'40.50"	22°35'33.20"	22°35'32.10"	22°35'32.40"	22°35'31.50"	22°35'31.26"	22°35'31.00"
Coord. (Y)	101°10'26.50"	101°10'35.90"	101°10'35.30"	101°10'33.50"	101°10'33.30"	101°10'33.48"	101°10'33.90"
Ba	510,570	608,345	529,142	523,055	530,080	525,480	501,361
Be	1,158	1,463	1,444	1,345	1,260	1,136	1,091
Co	18,580	32,169	42,412	33,440	36,447	31,501	31,788
Cr	113,983	239,109	295,535	220,601	228,285	256,990	200,896
Cs	0,643	0,777	2,424	2,239	2,364	2,413	2,366
Cu	19,712	34,371	40,044	33,529	38,153	34,994	31,749
Ga	12,866	16,676	15,837	14,707	14,644	13,812	12,910
Hf	3,278	4,226	3,732	3,801	4,068	3,939	3,788
Li	21,355	26,027	36,191	31,967	17,810	29,554	28,716
Mo	5,044	3,662	4,549	6,120	7,493	7,572	3,610
Mn	718,177	1053,884	1247,330	1033,492	1050,585	947,839	910,107
Nb	13,033	14,427	13,989	13,175	13,109	12,541	11,956
Ni	59,715	131,090	180,342	136,309	150,764	129,840	130,041
Pb	6,140	7,478	8,491	14,549	6,552	6,532	6,756
Rb	18,089	25,251	52,281	51,216	52,054	35,453	37,653
Sb	0,141	0,296	0,211	0,235	0,272	0,434	0,427
Sc	11,689	17,393	20,291	18,150	17,881	16,350	15,216
Sr	377,208	440,069	445,188	414,759	403,638	415,489	389,313
Ta	1,689	5,641	0,765	2,319	0,678	0,700	3,157
Th	3,377	3,515	3,208	3,358	3,581	3,508	3,466
Ti	7390,135	8993,128	9161,392	8384,505	8292,794	7718,745	7075,568
U	2,176	3,244	3,528	3,598	3,767	3,813	3,651
V	119,564	164,774	184,140	165,702	164,498	154,068	142,330
W	1,035	0,762	0,814	0,784	0,800	0,823	0,605
Y	16,523	23,526	23,828	22,793	22,953	21,769	20,315
Zn	62,523	87,478	87,207	85,008	84,716	68,754	65,194
Zr	197,139	228,448	201,905	193,546	199,005	186,407	172,732

Continuación Tabla 4

Muestra	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
Roca	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Basalto alkali
Coord. (X)	22°35'41.60"	22°35'41.60"	22°35'40.50"	22°35'4.00"	22°34'38.92"	22°35'16.90"	22°36'07.50"
Coord. (Y)	101°10'20.90"	101°10'20.90"	101°10'26.50"	101°10'26.10"	101°10'13.02"	101°10'17.60"	101°07'17.11"
Ba	508,501	480,324	515,535	521,683	479,220	1004,096	509,514
Be	1,016	1,041	1,156	0,944	0,990	1,128	2,083
Co	33,262	31,577	30,053	30,940	18,663	9,988	36,567
Cr	200,558	228,473	252,213	219,728	166,948	98,590	214,345
Cs	3,001	2,958	3,521	4,173	1,968	2,670	0,453
Cu	37,723	22,926	34,684	34,317	20,213	9,164	25,535
Ga	12,590	11,992	12,058	11,509	11,843	14,106	16,723
Hf	3,770	3,817	3,908	3,779	3,719	6,223	7,365
Li	26,901	16,566	24,591	17,719	17,734	20,119	7,090
Mo	2,344	2,975	2,192	2,187	2,794	2,953	5,088
Mn	919,000	859,988	834,064	842,125	655,302	571,771	1132,820
Nb	9,445	8,650	8,805	8,463	8,560	10,785	94,226
Ni	140,815	133,316	127,781	133,207	74,327	25,657	184,350
Pb	6,820	7,637	7,999	7,068	11,990	14,453	5,674
Rb	36,200	31,931	33,312	30,963	35,379	50,699	24,797
Sb	0,241	0,185	0,176	0,175	0,197	0,102	0,166
Sc	14,704	13,461	13,444	13,032	12,815	8,924	8,652
Sr	376,891	348,090	364,027	373,969	339,900	382,285	1007,846
Ta	0,678	0,649	0,735	0,619	0,845	0,705	6,664
Th	3,456	3,536	3,629	3,497	3,461	11,502	8,838
Ti	6751,928	6301,945	6297,414	6044,555	6180,352	5060,520	13728,285
U	3,708	3,752	3,924	3,771	4,333	5,698	8,253
V	137,282	129,031	128,605	124,716	125,627	88,642	134,186
W	0,539	0,563	0,557	0,523	0,724	0,586	0,736
Y	20,063	19,424	17,117	15,458	15,398	15,527	24,764
Zn	66,848	64,011	64,738	67,930	65,561	64,913	83,355
Zr	169,708	163,508	164,228	156,592	146,432	252,457	346,353

Continuación Tabla 4

Muestra	A15	A16	A17	A18	A19	A20	A21
Roca	Basalto alkali	Basalto subalkali	Traquibasalto	Andesita	Basalto alkali	Basalto subalkali	Basalto alkali
Coord. (X)	22°36'31.14"	22°36'48.21"	22°37'04.14"	22°36'20.78"	22°34'54.00"	22°35'07.18"	22°35'11.82"
Coord. (Y)	101°07'45.93"	101°07'51.01"	101°07'56.98"	101°08'03.08"	101°01'46.47"	101°02'06.02"	101°01'29.31"
Ba	507,197	493,063	528,267	878,406	653,594	484,085	529,096
Be	1,980	1,896	1,940	0,940	1,917	1,552	1,583
Co	37,012	39,530	37,152	11,466	35,295	31,750	31,349
Cr	233,872	275,428	215,915	102,321	241,139	212,157	211,306
Cs	0,565	0,535	0,561	2,305	0,610	0,585	0,615
Cu	28,191	25,698	24,832	12,769	23,250	20,887	23,323
Ga	16,286	15,713	16,303	13,249	15,075	13,812	13,528
Hf	7,152	7,203	7,722	6,536	7,121	6,784	6,857
Li	6,600	6,573	5,771	17,568	8,893	8,077	6,539
Mo	4,993	4,642	4,544	2,045	6,621	6,743	6,401
Mn	1113,829	1101,723	1093,448	554,955	1021,257	919,121	899,415
Nb	91,310	88,730	91,830	10,107	83,637	76,912	76,200
Ni	201,567	245,892	212,307	31,651	207,781	189,092	191,593
Pb	7,227	6,767	6,794	15,691	6,295	5,082	6,010
Rb	26,970	31,677	38,324	51,836	25,644	26,796	23,727
Sb	0,140	0,147	0,139	0,109	0,148	0,138	0,147
Sc	9,190	9,351	8,949	8,937	9,617	8,779	8,267
Sr	998,149	990,287	1009,436	367,823	994,098	897,607	873,532
Ta	6,531	6,674	5,777	0,737	5,005	4,682	4,739
Th	8,700	8,888	9,037	11,024	9,936	9,280	9,394
Ti	13315,772	13091,557	13354,774	4949,259	12554,529	11362,878	10933,809
U	7,949	8,143	7,831	5,527	9,431	8,706	8,917
V	130,613	129,288	131,567	92,790	131,647	117,498	111,851
W	0,792	0,687	0,565	0,499	1,079	0,988	1,045
Y	24,565	24,137	25,024	15,448	19,841	18,456	17,770
Zn	81,383	77,508	77,656	61,036	70,436	65,961	65,085
Zr	338,048	327,748	342,786	244,070	307,455	287,230	282,773

Tabla 5: Tierras Raras REE

TIERRAS RARAS REE

Muestra	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
Roca	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Coord. (X)	22°35'40.50"	22°35'33.20"	22°35'32.10"	22°35'32.40"	22°35'31.50"	22°35'31.26"	22°35'31.00"
Coord. (Y)	101°10'26.50"	101°10'35.90"	101°10'35.30"	101°10'33.50"	101°10'33.30"	101°10'33.48"	101°10'33.90"
La	22,066	25,341	23,090	22,456	22,940	22,260	21,305
Ce	47,452	54,632	49,758	48,673	49,790	48,187	46,062
Pr	5,909	7,004	6,371	6,334	6,499	6,265	5,857
Nd	23,510	28,990	21,990	21,887	22,209	21,744	20,785
Sm	3,867	5,145	4,799	4,760	4,830	4,751	4,553
Eu	1,009	1,404	1,370	1,344	1,354	1,349	1,298
Gd	3,451	4,726	4,478	4,421	4,522	4,451	4,213
Tb	0,468	0,675	0,659	0,651	0,666	0,654	0,622
Dy	2,544	3,785	3,731	3,732	3,796	3,746	3,570
Ho	0,479	0,721	0,716	0,713	0,734	0,724	0,687
Er	1,314	2,028	2,016	2,015	2,065	2,061	1,953
Tm	0,177	0,275	0,273	0,274	0,284	0,281	0,265
Yb	1,141	1,800	1,817	1,814	1,862	1,861	1,748
Lu	0,165	0,268	0,271	0,271	0,284	0,282	0,268

Muestra	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
Roca	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita	Basalto alkali
Coord. (X)	22°35'41.60"	22°35'41.60"	22°35'40.50"	22°35'4.00"	22°34'38.92"	22°35'16.90"	22°36'07.50"
Coord. (Y)	101°10'20.90"	101°10'20.90"	101°10'26.50"	101°10'26.10"	101°10'13.02"	101°10'17.60"	101°07'17.11"
La	21,107	20,751	21,162	20,450	19,514	41,110	61,903
Ce	45,399	44,784	45,628	43,845	42,007	85,717	120,104
Pr	5,078	4,914	4,974	4,797	4,694	10,780	14,657
Nd	20,433	20,478	20,748	20,222	19,832	42,044	59,926
Sm	4,458	4,440	4,546	4,414	4,434	6,528	9,813
Eu	1,263	1,254	1,295	1,257	1,325	1,511	3,070
Gd	4,130	4,157	4,229	4,113	4,177	5,266	8,218
Tb	0,612	0,622	0,629	0,616	0,627	0,712	1,084
Dy	3,505	3,563	3,623	3,537	3,609	3,814	5,497
Ho	0,676	0,684	0,701	0,682	0,699	0,712	0,934
Er	1,917	1,927	1,966	1,920	1,983	1,983	2,355
Tm	0,262	0,263	0,267	0,263	0,274	0,267	0,283
Yb	1,737	1,757	1,790	1,750	1,827	1,757	1,677
Lu	0,265	0,270	0,278	0,272	0,284	0,271	0,245

Continuación Tabla 5

Muestra	A15	A16	A17	A18	A19	A20	A21
Roca	Basalto alkali	Basalto subalkali	Traquibasalto	Andesita	Basalto alkali	Basalto subalkali	Basalto alkali
Coord. (X)	22°36'31.14"	22°36'48.21"	22°37'04.14"	22°36'20.78"	22°34'54.00"	22°35'07.18"	22°35'11.82"
Coord. (Y)	101°07'45.93"	101°07'51.01"	101°07'56.98"	101°08'03.08"	101°01'46.47"	101°02'06.02"	101°01'29.31"
La	61,323	59,318	63,487	39,319	64,830	59,817	58,801
Ce	118,618	115,025	123,194	82,125	124,010	114,714	113,461
Pr	14,345	14,128	14,994	10,362	15,073	13,976	13,804
Nd	58,355	57,215	60,898	33,973	60,951	56,981	56,016
Sm	9,540	9,389	10,048	6,449	9,872	9,236	9,138
Eu	3,023	2,951	3,178	1,516	3,126	2,922	2,919
Gd	8,055	7,928	8,544	5,372	8,334	7,841	7,734
Tb	1,070	1,049	1,135	0,738	1,113	1,045	1,035
Dy	5,451	5,299	5,757	4,014	5,689	5,366	5,275
Ho	0,926	0,908	0,986	0,754	0,986	0,925	0,907
Er	2,334	2,305	2,487	2,103	2,507	2,361	2,310
Tm	0,280	0,276	0,299	0,281	0,304	0,289	0,282
Yb	1,678	1,655	1,784	1,848	1,856	1,728	1,712
Lu	0,245	0,241	0,261	0,291	0,270	0,255	0,251

ANEXO 5: ECUACIONES DE LAS FUNCIONES DISCRIMINANTES USADAS EN LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Tabla 6: Ecuaciones de las funciones discriminantes usadas en los diagramas de discriminación tectónica de lavas básicas y ultrabásicas, tomado de Verma & Agrawal (2011)

	Nombre de eje	Formula
Figura 39a IAB-CRB+OIB-MORB (1-2+3-4)	<i>DF1</i> (IAB-CRB+OIB-MORB) _{t2}	$= -0.6611 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 2.2926 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.6774 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.0916 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 21.3603$
	<i>DF2</i> (IAB-CRB+OIB-MORB) _{t2}	$= 0.4702 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 3.7649 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 3.911 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 2.2697 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 4.8487$
Figura 39b IAB-CRB-OIB (1-2-3)	<i>DF1</i> (IAB-CRB-OIB) _{t2}	$= -0.6146 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 2.3510 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.6828 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.1911 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 22.7253$
	<i>DF2</i> (IAB-CRB-OIB) _{t2}	$= 1.3765 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 0.9452 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 4.0461 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 2.0789 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 22.2450$
Figura 39c IAB-CRB-MORB (1-2-4)	<i>DF1</i> (IAB-CRB-MORB) _{t2}	$= -0.6624 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 2.4498 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.2867 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 1.0920 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 18.7466$
	<i>DF2</i> (IAB-CRB-MORB) _{t2}	$= 0.4938 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 3.4741 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 3.8053 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 2.0070 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 3.3163$
Figura 39d IAB-OIB-MORB (1-3-4)	<i>DF1</i> (IAB-OIB-MORB) _{t2}	$= -0.2646 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 2.0491 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 3.4565 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 0.8573 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 32.9472$
	<i>DF2</i> (IAB-OIB-MORB) _{t2}	$= 0.01874 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 4.0937 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 4.8550 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 2.9900 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 0.1995$
Figura 39e CRB-OIB-MORB (2-3-4)	<i>DF1</i> (CRB-OIB-MORB) _{t2}	$= -0.7829 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 0.3379 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 3.3239 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 0.51232 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 16.0941$
	<i>DF2</i> (CRB-OIB-MORB) _{t2}	$= 1.7478 \cdot \ln(\text{Nb}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 0.0421 \cdot \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} + 3.5301 \cdot \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}} - 1.4503 \cdot \ln(\text{Zr}/(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 28.3592$

Tabla 7: Ecuaciones de las funciones discriminantes usadas en los diagramas de discriminación tectónica de lavas intermedias, tomado de (Verma & Verma, 2013)

	Nombre de eje	Formula
Figura 42a	$DF1 (IA+CA-CR+OI-Col)_{tint}$ $DF2 (IA+Ca+CR+OI-Col)_{t2}$	$= (-0.1672589 * \ln (La/Yb) + (-1.2542899 * \ln (Ce/Yb) + (1.3318361 * \ln (Nb/Yb) + (0.2698636 * \ln (Th/Yb) + (1.9286976 * \ln (Y/Yb) + (0.18097357 * \ln (Zr/Yb) - 3.915745639$ $= (-0.2426713 * \ln (La/Yb) + (1.7265475 * \ln (Ce/Yb) + (0.4902224 * \ln (Sm/Yb) + (-1.2755648 * \ln (Nb/Yb) + (0.9602491 * \ln (Th/Yb) + (0.8511852 * \ln (Y/Yb) + (-0.4894082 * \ln (Zr/Yb) - 3.305510646$
Figure 42b	$DF1 (IA- CA- CR+ OI)_{tint}$ $DF2 (IA -CA-CR+OI)_{tint}$	$= (0.01780001 * \ln (La/Yb) + (-1.2689712 * \ln (Ce/Yb) + (1.7407108 * \ln (Sm/Yb) + (1.324421438 * \ln (Nb/ Yb) + (0.0288819 * \ln (Th/ Yb) + (1.580888497 * \ln (Y/ Yb) + (0.17161461 * \ln (Zr/Yb)- 3.3845534709$ $= (-2.099551 * \ln (La/Yb) + (-2.044178 * \ln (Ce/Yb) + (-0.41179008 * \ln (Sm/ Yb) + (1.022466699 * \ln (Nb/Yb) + (1.24448424 * \ln (Th/Yb) + (1.87700276 * \ln (Y/Yb) + (1.07017399797 * \ln (Zr/Yb) - 0.2920468400$
Figure 42c	$DF1 (IA - CA-Col)_{tint}$ $DF2 (IA - CA-CR+OI)_{tint}$	$= (0.092724 * \ln (La/Yb) + (0.752143 * \ln (Ce/Yb) + (0.9296053 * \ln (Sm/Yb) + (0.12351021 * \ln (Nb/Yb) + (0.3479461 * \ln (Th/Yb) + (1.472513 * \ln (Y/Yb) + (-0.0339674 * \ln (Zr/Yb) - 5.801482381$ $= (-2.038286 * \ln (La/Yb) + (-0.073322 * \ln (Ce/Yb) + (-1.360432 * \ln (Sm/Yb) + (-0.0782899 * \ln (Nb/Yb) + (1.8248761 * \ln (Th/Yb) + (2.7738488 * \ln (Y/Yb) + (0.44440139 * \ln (Zr/Yb) -3.684349292$
Figure 42d	$DF1 (IA+CR+OI+Col)_{tint}$ $DF2 (IA-CR+OI-Col)_{tint}$	$= (0.720851 * \ln (La/Yb) + (-1.352147 * \ln (Ce/Yb) + (1.378563 * \ln (Sm/Yb) + (1.1641465 * \ln (Nb/Yb) + (-0.0423769 * \ln (Th/Yb) + (1.5584709 * \ln (Y/Yb) + (-0.1644980 * \ln (Zr/Yb) - 2.9336489118$ $= (0.2378909 * \ln (La/Yb) + (-2.03548886 * \ln (Ce/Yb) + (-0.2501036699 * \ln (Sm/Yb) + (1.34733326 * \ln (Nb/Yb) + (-0.760673982 * \ln (Th/Yb) + (-0.786605747 * \ln (Y/Yb) + (0.37736968328 * \ln (Zr/Yb) + 4.154732286$
Figure 42e	$DF1 (CA-CR+OI-Col)_{tint}$ $DF2 (CA+CR+OI-Col)_{tint}$	$= (-0.977026 * \ln (La/Yb) + (-1.3886489 * \ln (Ce/Yb) + (1.36560 * \ln (Sm/Yb) + (1.8999127 * \ln (Nb/Yb) + (0.5690460 * \ln (Th/ Yb) + (1.65772638 * \ln (Y/Yb) + (-0.30523813 * \ln (Zr/Yb)- 0.87680549008$ $= (-0.086967 * \ln (La/Yb) + (1.1636159 * \ln (Ce/Yb) + (0.3635930 * \ln (Sm/Yb) + (-0.90127239 * \ln (Nb/Yb) + (1.1257989 * \ln (Th/Yb) + (1.1949068 * \ln (Y/Yb) + (-0.39964298 * \ln (Zr/Yb) -3.915383182$