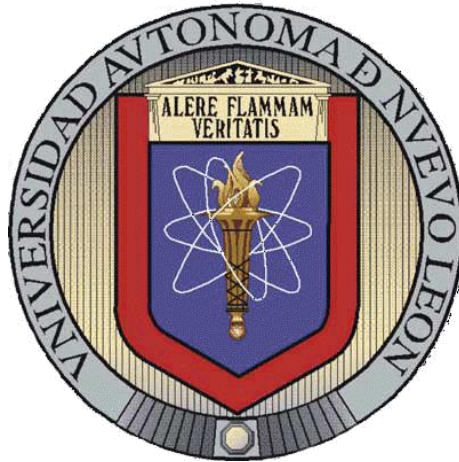


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ESTUDIO MINERALÓGICO Y GEOQUÍMICO DEL VULCANISMO DE
LA SIERRA DE SANTA CATARINA Y MILPA ALTA, CINTURÓN
VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

TESIS

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA

DARÍO TORRES SÁNCHEZ

LINARES, NUEVO LEÓN

JUNIO, 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ESTUDIO MINERALÓGICO Y GEOQUÍMICO DEL VULCANISMO DE
LA SIERRA DE SANTA CATARINA Y MILPA ALTA, CINTURÓN
VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

que presenta

DARÍO TORRES SÁNCHEZ

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo.Bo.

Dr. Fernando Velasco Tapia
Director de Tesis

LINARES, N. L.

JUNIO 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ESTUDIO MINERALÓGICO Y GEOQUÍMICO DEL VULCANISMO DE LA SIERRA DE
SANTA CATARINA Y MILPA ALTA, CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO
CENTRAL**

que presenta:

DARÍO TORRES SÁNCHEZ

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Dr. Fernando Velasco Tapia

Dr. Surendra Pal Verma Jaiswal

M.C. Pedro Rodríguez Saavedra

LINARES, N. L.

JUNIO 2016

Dedicatoria

A mis padres Sonia Laura y Darío Torres por ser mi gran apoyo e inspiración para seguir adelante.

A mi hermana Sonia Alejandra quien me enseñó este maravilloso mundo de las geociencias y quien me ha enseñado el significado de la palabra hermana, muchas gracias por todo.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme una beca de Maestría en el programa Maestría en Ciencias Geológicas con especialidad en Geodinámica, de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT-UANL).

Al proyecto PAICYT 2015 que lleva como nombre “Origen y evolución magmática en los campos volcánicos de Sierra Santa Catarina y Milpa Alta, Cinturón Volcánico Mexicano Central”.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra, a su director Dr. Francisco Medina Barrera y al Sub-Director de Posgrado Dr. Fernando Velasco Tapia por todo el apoyo y financiación brindada para realizar este trabajo.

Al Dr. Fernando Velasco Tapia por su gran apoyo, paciencia y consejos durante la elaboración de este trabajo y de mi formación académica.

Al Dr. Surendra Pal Verma Jaiswal por sus observaciones, recomendaciones y comentarios durante la realización de este trabajo.

Al M.C. Pedro Rodríguez Saavedra por sus comentarios y recomendaciones en la parte de petrografía del presente trabajo.

Al M.P. Victoriano Beraza por su disponibilidad y ayuda en la elaboración de las láminas delgadas tradicionales para el análisis petrográfico en el FCT. Al M.C. Federico Viera Décida por facilitar el laboratorio de molienda de la FCT.

A todo el personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra por la infinidad de conocimientos brindados a través de sus cátedras. Al personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra por su disponibilidad y apoyo. A los técnicos, choferes y vigilantes por su amabilidad durante mi estancia en la facultad.

A mi segunda familia, a mis grandes amigos, gracias a la Hermandad de Futuros Maestros en Ciencia (H.F.M.C): Adrián Salinas, Gerardo Vargas, Juan Moises Casas, Jesús Aurelio, Eduardo Alemán .A mis amigos y grandes compañeros: Manuel Ligonio, José Fermín Loera, Simón Reyes, Jorge Merlo, Silverio Alemán, Sahid Abdel, gracias por hacer todo este tiempo inolvidable, sin ustedes nada de esto hubiera sido igual, muchas gracias por todo.

A todas las maravillosas personas que conocí durante este trayecto: Jorge Alan, Luis Alemán, Pepe, Fidel, Daniel Damas, Eusebio, Monse, Paulina, Myriam, Ana, Xavi, Grecia, Liz, Yamely, Cecy, Clarisa, Rocío, Edgar, Aldo, Kevin, Juan José Tobías, Lalo y a todas las demás que me ha faltado mencionar, a todas y a cada una de ellas muchas gracias por todo.

*Un año hoy, un año hoy termino
mi vida se hizo más corta
y la de otros comenzó
no soy el mejor pero tampoco el peor
se manejar mis derrotas
tengo una que otra en el amor
es increíble cómo la gente entra por la puerta
y deja huellas en el alma sin volver.....*

Kar accidents

*It's easy from the outside,
you're fighting to get in.
It's not all gold and glory,
I gave my life for this.
They never fail to judge me
no matter who I am,
I can't change my story
but I'll do the best I can.*

Breathe Carolina

Todos somos humanos, el error vive en nuestro ser, lo importante es aceptar nuestros errores, corregir si es posible y aprender de estos y seguir adelante.

D.T.S.

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE DE FIGURAS	i
ÍNDICE DE ANEXOS	vii
RESUMEN	ix
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
I.1 Actividad volcánica inicial en el CVM	2
I.2 Elementos tectónicos en el CVM	3
<i>I.2.1 Placa de Cocos</i>	3
<i>I.2.2 Placa Rivera</i>	4
<i>I.2.3 Frontera entre las placas Rivera y Cocos</i>	4
<i>I.2.4 Placa Norteamericana</i>	6
I.3 Hipótesis sobre el origen y la evolución del CVM	7
I.4 Proyecto de estudio	9
<i>I.4.1 Localización</i>	9
<i>I.4.2 Objetivo</i>	9
<i>I.4.3 Justificación</i>	10
<i>I.4.4 Hipótesis de trabajo</i>	10
<i>I.4.5 Metodología de trabajo</i>	10
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL-CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO	11
II.1 Geología estructural del Cinturón Volcánico Mexicano Central	11
II.2 Estratigrafía del Cinturón Volcánico Mexicano Parte Central	13
II.3 Actividad volcánica de la parte central del CVM	15
<i>II.3.1 Nevado de Toluca</i>	15
<i>II.3.2 Sierra de las Cruces</i>	16
<i>II.3.3 Sierra de Nevada</i>	18
<u><i>II.3.3.1 Tláloc</i></u>	18
<u><i>II.3.3.2 Telapón</i></u>	18
<u><i>II.3.3.3 Volcán Iztaccíhuatl</i></u>	19
<u><i>II.3.3.4 Volcán Popocatepetl</i></u>	19
<i>II.3.4 Sierra de Chichinautzin</i>	20

Capítulo III: Geología Local	22
III.1 Localización del área de estudio	22
III.2 Estratigrafía Local	23
III.3 Geología de Campo / Sierra de Santa Catarina	26
<i>III.3.1 Cono Yuhualixqui</i>	26
<i>III.3.2 Cono Xaltepex</i>	26
<i>III.3.3 Cono Tetecón</i>	29
<i>III.3.4 Conos Mazatepec y Tecuatzi</i>	29
<i>III.3.5 Cono Guadalupe</i>	29
III.4 Geología de Campo / Campo Milpa alta	31
<i>III.4.1 Cono Teuhtli</i>	31
<i>III.4.2 Flujos de lava Ocusacayo</i>	33
<i>III.4.3 Flujos de lava Xicomulco</i>	33
III.5 Muestreo	33
CAPÍTULO IV: EXPERIMENTAL	38
IV.1 Análisis Petrográfico	38
IV.2 Molienda	39
IV.3 Análisis Químico	40
CAPÍTULO V: RESULTADOS	42
V.1 SIERRA DE SANTA CATARINA	42
<i>V.1.1 Petrografía</i>	42
<i>V.1.2 Geoquímica</i>	44
<u><i>V.1.2.1 Elementos mayores</i></u>	44
<u><i>V.1.2.2 Elementos traza</i></u>	48
<u><i>V.1.2.3 Diagramas de discriminación</i></u>	51
V.2 CAMPO MILPA ALTA	56
<i>V.2.1 Petrografía</i>	56
<i>V.2.2 Geoquímica</i>	58
<u><i>V.2.2.1 Elementos mayores</i></u>	58
<u><i>V.2.2.2 Elementos traza</i></u>	62
<u><i>V.2.2.3 Diagramas de discriminación</i></u>	66
CONCLUSIONES	70
REFERENCIAS	72
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

		Página
Figura 1.1	Configuración tectónica Cuaternaria de la parte sur de México. Las flechas en negro representan movimientos relativos en límites de placa. Las flechas en blanco representan movimientos de placa con respecto a la placa Norteamericana. (AVCA=Arco volcánico de Centroamérica; BLJAL.= Bloque Jalisco; FV=Falla Veracruz; GCA=Grabens de Centroamérica; PAOM=Provincia Alcalina Oriental; PFI= Provincia de fallas inversas; PFRD= Provincia de fallas de rumbo-deslizante; RC= Rift Colima; RI=Placa de Rivera; RT=Rift Tepic; SFPM= Sistema de fallas Polochic-Motagua; TMA=Trinchera Mesoamericana. Tomado y editado de Andreani et al., 2008)	2
Figura 1.2	Características tectónicas en donde se muestran las series de zonas de fracturas marcadas en la superficie de la placa de Cocos. Las líneas punteadas representan los límites de las zonas de fractura. Las líneas rojas continuas representan el CVM y del límite que divide a la placa Pacífico de la placa Rivera (EGG= Graben El Gordo; DM=Dorsal Matemática; ZFC= Zona de fractura Cocos. Tomado y editado de Manea et al., 2013).	5
Figura 1.3	Modelo digital de elevación del centro de México delimitando el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Los límites de los principales terrenos tectonoestratigráficos están representados por las líneas negras. (DPO= Dorsal del Pacífico Oriental; PM=Plataforma Morelos; TM= Terreno Mixteco; TZ=Terreno Zapoteco; TC= Terreno Cuicateco. Tomado y editado de Ortega-Gutierrez et al., 2008).	7
Figura 1.4	Localización del área de estudio. (SSC=Sierra de Santa Catarina, CMA= Campo Milpa Alta, CE= Cerro de la Estrella, XI= Flujos de lava Xicomulco, TE= Volcán Teuhitl, OC= Flujo de lava Ocusacayo, IZ= delegación Iztapalapa, TL= delegación Tláhuac.	9
Figura 2.1	Figura 2.1.- Modelo de elevación que muestran la localización de las principales fallas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano en las líneas de color rojo. Los números en recuadro indican la edad de cada cuerpo volcánico.(Tomado de Campos-Enriquez et al. 2015 ; D.F=Distrito Federal; Tl= Tlalpan; Xo= Xochimilco; Xi= Xico; Ma= Milpa Alta; Cu= Cuernavaca; To= Toluca).	12
Figura 2.2	Columnas estratigráficas para la Cuenca de México en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (Tomado de Vásquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989 y Enciso de la Vega, 1992).	14
Figura 2.3	Modelo de elevación del Nevado de Toluca. (Elaborado en Geomapapp).	16
Figura 2.4	Modelo de elevación de la Sierra de las Cruces. (Elaborado en Geomapapp).	17

Figura 2.5	Modelo de elevación de la Sierra de Nevada. (Elaborado en Geomapapp).	20
Figura 2.6	Modelo de elevación para la Sierra de Chichinautzin. (En línea color amarillo se muestra el límite para esta zona. Elaborado en Geomapapp).	21
Figura 3.1	Localización de la Sierra de Santa Catarina (SSC) y del Campo Milpa Alta (CMA). Las líneas blancas indican los principales sistemas de falla normal: FXO = Falla Xochimilco, FSC = Falla Santa Catarina (Campos-Enríquez <i>et al.</i> , 2015). (CE=Cerro de la Estrella; EP= El Pino).	22
Figura 3.2	Correlación estratigráfica para los pozos Mixhuca, San Lorenzo Tezonco y Tulyehualco. SSC: Sierra de Santa Catarina (Tomado y editado de Arce <i>et al.</i> , (2013)).	23
Figura 3.3	Columna estratigráfica reportada por Siebe <i>et al.</i> (2005) para el cono Teuhtli.	25
Figura 3.4	Columnas estratigráficas reportadas por Siebe <i>et al.</i> (2005) para el cono Ocusacayo.	25
Figura 3.5	Modelo de elevación del cono Yuhualixqui. (Elaborado en Geomapapp)	27
Figura 3.6	a) Afloramiento del Cono Yuhualixqui, en donde se observa una estratificación de diferentes espesores de lava b) Acercamiento de la pared en donde se observa el cambio de fase de la granulometría.	27
Figura 3.7	Modelo de elevación del cono Xaltepec.(Elaborado en Geomapapp).	28
Figura 3.8	Afloramiento de depósito de ceniza que limita con bloques masivos de lava del cono Xaltepec. Las líneas en color rojo marcan los límites de cada capa.	28
Figura 3.9	Modelo de elevación del cono Tetecón. (Elaborado en Geomapapp).	30
Figura 3.10	a) Afloramiento de lava del cono Tetecón donde se observan bloques masivos con fracturas de enfriamiento. b) Afloramiento de roca basáltica del cono Tetecón mostrando una estructura de intemperismo en forma de cebolla.	30
Figura 3.11	b) Modelo de elevación del cono Mazatepec y Tecuatzi.(Elaborado en Geomapapp)	31
Figura 3.12	Modelo de elevación del cono Guadalupe. (Elaborado en Geomapapp)	32
Figura 3.13	a) Vista panorámica del cono Guadalupe. b) Afloramiento de bloques masivos con fracturas de enfriamiento del Cono Guadalupe.	32
Figura 3.14	Modelo de elevación del volcán Teuhtli (Elaborado en el software Geomapapp)	34

Figura 3.15	a) Afloramiento de bloques masivos de rocas del cono Teuhitli. b) Bloque masivo en donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca.	34
Figura 3.16	Modelo de elevación de los flujos del volcán Ocusacayo. (Elaborado en el software Geomapapp)	35
Figura 3.17	a) Afloramiento de bloques masivos del flujo Ocusacayo. b) Bloque masivo en donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca.	35
Figura 3.18	Modelo de elevación del cono Xicomulco.(Elaborado en Geomapapp).	36
Figura 3.19	Afloramiento de bloque masivo con tendencia de flujo del flujo Xicomulco.	36
Figura 3.20	Mapa geológico general para la Sierra de Santa Catarina. (Escala 1:250000. Las muestras recolectadas para este trabajo se muestran como un triángulo azul).	37
Figura 3.21	Mapa geológico general para el Campo Milpa Alta. (Escala 1:250000. Las muestras recolectadas para este trabajo se muestran como un triángulo azul).	37
Figura 4.1	a) Triturador Siebtechnik EB 7/6 del laboratorio de molienta de la Facultad de Ciencias de la Tierra. b) Molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A del laboratorio de molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra.	39
Figura 5.1	Microfotografía (luz polarizada; objetivo 2.5x para (a), (b), y objetivo 10x para (c), (d)). La línea sólida en amarillo representa 1 cm de escala. (a) Muestra SSC-51, Cono Xaltepec (Textura: Porfíritica. Mineralogía: Olivino-Clinopiroxeno); (b) Muestra SSC-54, Cono Yuhuaqui (Textura: Porfídica. Mineralogía: Olivino-Ortopiroxeno); (c) Muestra SSC-63, Cerro Tetecón (Textura: Porfídica. Mineralogía: Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); (d) Cristal de clinopiroxeno en la muestra SSC-66, Cono Guadalupe (Textura: Porfídica. Mineralogía: Ortopiroxeno-Clinopiroxeno). (OL=Olivino; CPX=Clinopiroxeno; OPX= Ortopiroxeno; V= Vesículas).	43
Figura 5.2	Clasificación de las rocas de Santa Catarina a partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Los datos de literatura representados por triángulos, se capturaron de Verma et al. 2016. (SSC= Sierra de Santa Catarina; CMA= Campo Milpa Alta. B= basalto, BA= andesita basáltica, A= andesita, D= dacita, TB= traquibasalto, BTA= andesita traquibasáltica, TA= traqui andesita, T= traquita, TD= traquidacita).	45
Figura 5.3	(a) Diagrama de variación de SiO ₂ respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de TiO ₂ respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Al ₂ O ₃ respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de FeO ¹ /MgO respecto a Mg-V. (e) Diagrama de variación de Na ₂ O+K ₂ O respecto a Mg-V. (d) Diagrama AFM aplicado a las rocas de SSC.	46
Figura 5.4	(a) Diagrama de variación de Ba (LILE) respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de Ni (Elemento compatible) respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Zr (HFSE) respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de (La/Yb) _N (REE) respecto a Mg-V.	47

Figura 5.5	Diagrama de lantánidos normalizados a condrita para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Muestras de la Sierra de Santa Catarina de Verma et al. 2016 . Datos de normalización en ppm (Haskin et al. 1968 ; Nakamura 1974): $La = 0.329$, $Ce = 0.865$, $Pr = 0.112$, $Nd = 0.63$, $Sm = 0.203$, $Eu = 0.077$, $Gd = 0.276$, $Tb = 0.047$, $Dy = 0.343$, $Ho = 0.07$, $Er = 0.225$, $Tm = 0.03$, $Yb = 0.22$, $Lu = 0.0339$. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO_2 aj. para cada muestra.	49
Figura 5.6	Diagrama multielementos normalizado a manto primordial para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Muestras de la Sierra de Santa Catarina del trabajo Verma et al. 2016 . Datos de normalización en ppm (Sun y McDonough, 1989): $Rb = 0.635$, $Ba = 6.989$, $Th = 0.085$, $U = 0.021$, $Nb = 0.713$, $Ta = 0.041$, $K = 250$, $La = 0.687$, $Ce = 1.775$, $Sr = 21.1$, $P = 95$, $Nd = 1.354$, $Zr = 11.2$, $Hf = 0.309$, $Sm = 0.444$, $Eu = 0.168$, $Ti = 1300$, $Y = 4.55$, $Yb = 0.493$, $Lu = 0.074$. Los números y letras en (a) y (c) representan la clasificación y la cantidad de SiO_2 aj. para cada muestra.	50
Figura 5.7	Diagrama de variación de Nb/Yb con respecto a Th/Yb de Pearce (2008) . Las flechas en negro representan el vector de la interacción de la corteza con los magmas.	51
Figura 5.8	(a) Diagrama de discriminación Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979) aplicado para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Diagrama de discriminación de Ti/1000-V de Shervais (1982) . (Triángulos= Muestras de Verma et al. 2016 ; Círculos= Muestras de este trabajo; Líneas en (b) representan los campos de discriminación propuestos por Verma 2000).	52
Figura 5.9	Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre SiO_2 para rocas intermedias (52-63% SiO_2 ; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).	53
Figura 5.10	Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre TiO_2 para rocas intermedias (52-63% SiO_2 ; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).	54
Figura 5.11	Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre Yb para rocas intermedias (52-63% SiO_2 ; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).	55
Figura 5.12	Microfotografía (luz polarizada; objetivo 2.5x); a) Muestra MA-02, Cono Teuhitli (Textura: Porfídica. Mineralogía: Plagioclasa-Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); b) Muestra MA-09, Flujo Ocusacayo (Textura: Porfídica. Mineralogía Plagioclasa- Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); c) Muestra MA-06, Flujo Xicomulco (Textura:	57

Porfídica. Mineralogía: Olivino- Clinopiroxeno); (d) Muestra MA-11, Flujo Ocusacayo. (OL=Olivino; PLG=Plagioclasa, CPX=Clinopiroxeno; OPX= Ortopiroxeno).

Figura 5.13	Clasificación de las rocas del Campo Milpa Alta a partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Los datos de literatura representados por rombos, se capturaron de Velasco-Tapia y Verma 2013, Guilbaund et al. 2015. (SSC= Sierra de Santa Catarina; CMA= Campo Milpa Alta. B= basalto, BA= andesita basáltica, A= andesita, D= dacita, TB= traquibasalto, BTA= andesita traquibasáltica, TA= traqui andesita, T= traquita, TD= traquidacita).	59
Figura 5.14	(a) Diagrama de variación de SiO ₂ respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de TiO ₂ respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Al ₂ O ₃ respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de FeO ⁺ /MgO respecto a Mg-V. (e) Diagrama de variación de Na ₂ O+K ₂ O respecto a Mg-V. (d) Diagrama AFM	60
Figura 5.15	(a) Diagrama de variación de Ba (LILE) respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de Ni (Elemento compatible) respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Zr (HFSE) respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de (La/Yb) _N (REE) respecto a Mg-V.	61
Figura 5.16	Diagrama de lantánidos normalizados a condrita para las rocas del Campo Milpa Alta. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para las muestras del Campo Milpa Alta. (b) Muestras del Campo Milpa Alta del trabajo Velasco-Tapia y Verma 2013, Guilbaund et al. 2015. Datos de normalización en ppm (Haskin et al. 1968; Nakamura 1974): La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22, Lu = 0.0339. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO ₂ aj. para cada muestra.	63
Figura 5.17	Diagrama multielementos normalizado a manto primordial para las rocas del Campo Milpa Alta. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para las muestras del Campo Milpa Alta. (b) Muestras del Campo Milpa Alta del trabajo Velasco-Tapia y Verma 2013, Guilbaund et al. 2015. Datos de normalización en ppm (Sun y McDonough, 1989): Rb = 0.635, Ba = 6.989, Th = 0.085, U = 0.021, Nb = 0.713, Ta = 0.041, K = 250, La = 0.687, Ce = 1.775, Sr = 21.1, P = 95, Nd = 1.354, Zr = 11.2, Hf = 0.309, Sm = 0.444, Eu = 0.168, Ti = 1300, Y = 4.55, Yb = 0.493, Lu = 0.074. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO ₂ aj. para cada muestra.	64
Figura 5.18	Diagrama de variación de Nb/Yb con respecto a Th/Yb de Pearce (2008). Las flechas en negro representan el vector de la interacción de la corteza con los magmas.	65
Figura 5.19	Diagrama de discriminación Yb-Th-Ta de Gorton y Schandl (2000) aplicado para las rocas del Campo Milpa Alta. (ZVIP= Zonas volcánicas de intraplaca; MORB=Basaltos de cresta oceánica; BIP=Basaltos intraplaca).	66
Figura 5.20	Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre SiO ₂ para rocas intermedias	67

(52-63%SiO₂; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

- Figura 5.21** Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre TiO₂ para rocas intermedias (52-63%SiO₂; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión). 68
- Figura 5.22** Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre Yb para rocas intermedias (52-63%SiO₂; Verma et al., 2013) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión). 69

ÍNDICE DE ANEXOS

<i>Tablas</i>		Página
Tabla A.1	Localización e información petrográfica de las muestras recolectadas en la Sierra de Santa Catarina. Composición modal de fenocristales. Textura: P=porfirítica; PV= Porfirítica vesicular; PO=Porfirítica Orientada. Fenocristales: Ol=olivino; Opx=ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Plg=plagioclasa; Ves= vesículas. Matriz: M=microlítica; V=vítrea.	I
Tabla A.2	Localización e información petrográfica de las muestras recolectadas en el Campo Milpa Alta. Composición modal de fenocristales. Abreviaturas como en la Tabla 5.1 excepto T= traquítica; P=Porfirítica; PO= Porfirítica Orientada.	II
Tabla A.3	Composición en elementos mayores y norma CIPW para rocas volcánicas de la Sierra de Santa Catarina.	III
Tabla A.4	Composición en elementos mayores y norma CIPW para rocas volcánicas del Campo Milpa Alta.	IV
Tabla A.5	Composición de elementos traza (ppm) para las rocas de la Sierra Santa Catarina	VI
Tabla A.6	Composición de elementos traza (ppm) para las rocas del Campo Milpa Alta	VII
Tabla A.7	Ecuaciones de las funciones discriminantes de los diagramas propuestos por Verma et al. (2013) para caracterización tectónica de magmas intermedios.	IX
<hr/> <i>Microfotografías del análisis petrográfico Sierra de Santa Catarina</i>		
Lámina SSC51		XI
Lámina SSC52		XII
Lámina SSC53		XIII
Lámina SSC54		XIV
Lámina SSC55		XV
Lámina SSC56		XVI
Lámina SSC57		XVII
Lámina SSC61		XVIII
Lámina SSC63		XIX
Lámina SSC64		XX
Lámina SSC65		XXI
Lámina SSC66		XXII
<hr/> <i>Microfotografías del análisis petrográfico del Campo Milpa Alta</i>		
Lámina MA-01		XXIII
Lámina MA-02		XXIV
Lámina MA-03		XXV
Lámina MA-04		XXVI
Lámina MA-05		XXVII
Lámina MA-06		XXVIII
Lámina MA-07		XXIX
Lámina MA-08		XXX

Lámina MA-09	XXXI
Lámina MA-10	XXXII
Lámina MA-11	XXXIII
Lámina MA-12	XXXIV
<hr/>	
Origen y evolución magmática en la Sierra Santa Catarina y el Campo Milpa Alta, Cinturón Volcánico Mexicano Central. XXV Congreso Nacional de Geoquímica-INAGEQ 2015. Actas INAGEQ, vol. 21 p. 110.	XXXV

RESUMEN

La parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVMC) es una zona de gran importancia para el estudio del origen y la evolución magmática presente en el Cinturón Volcánico Mexicano, ya que incluye una gran diversidad de estructuras volcánicas : (a) estratovolcanes andesíticos-dacíticos (Nevado de Toluca, <2.6 Ma; Tlaloc-Telapón, ~1.8 Ma; Iztaccíhuatl, <2.0 Ma; Popocatepetl, <0.73 Ma); (b) una sierra volcánica del Plioceno-Pleistoceno con una orientación NNW-SSE (Sierra de las Cruces, 3.5-0.5 Ma), la cual está constituida por flujos de lava porfirítica de composición dacítica; y (c) un campo volcánico de edad Cuaternaria con una orientación E-W (Sierra de Chichinautzin, <40 ka), que incluye conos monogenéticos, volcanes escudo y domos. Sin embargo, existen varias localidades en esta región para los que la información petrográfica, geoquímica e isotópica es limitada o inexistente. Este es el caso de la denominada Sierra de Santa Catarina (SSC) y el Campo Milpa Alta (CMA), las cuales son el área de enfoque para este trabajo. Con el fin de contribuir a una mayor comprensión sobre el vulcanismo en el CVMC, se plantea como objetivo principal, el de proponer un modelo de origen y evolución magmática para la SSC y el CMA. La SSC está constituida por una serie de conos de escoria que se alienan en una dirección E-W a través de 10 km de longitud, muestran alturas relativas de 60-300 m, con pendientes de 30-40°, conformadas de fragmentos angulosos de color negro a café, que pueden alcanzar hasta 20 cm de diámetro, y que estan intercaladas con capas de ceniza del mismo material. Las características petrográficas que se observan en las rocas de SSC son: (i) texturas porfiríticas, con presencia de vesículas; (ii) fenocristales subhedrales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino inmersos en una matriz vítrea, sin orientación preferencial de los cristales; y (iii) sin evidencia de desequilibrio o alteración. El análisis químico de esta zona reveló: (i) que domina una composición de traqui-andesita basáltica, (ii) se observa una composición enriquecida en elementos incompatibles, y (iii) las rocas muestran en general una afinidad a un ambiente extensional. Por otro lado, el CMA se compone de tres cuerpos volcánicos: (i) Teuhtli, el cual es un cono de escoria con flujos asociados de coloración grisácea, textura afanítica y una porosidad moderada; (ii) los flujos del cono Ocusacayo, los cuales se caracterizan por afloramientos de roca masiva de coloración grisácea y textura afanítica, con una porosidad pobre; y (iii) los flujos Xicomulco, los cuales presentan una litología similar a la anterior. Las características petrográficas del CMA son: (i) texturas porfiríticas y traquíticas; (ii)

fenocristales eudrales y subhedrales de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, inmersos en una matriz traquítica o microlítica, con una orientación preferencial de los cristales; (iii) sin evidencia de desequilibrio o alteración. Los resultados del análisis químico en estas rocas muestran: (i) el dominio de una composición andesita basáltica y andesita; (ii) se observa una composición enriquecida en elementos incompatibles; (iii) de acuerdo a diagramas de discriminación, las rocas muestran una afinidad a un ambiente de colisión o arco continental. El presente estudio contribuye con nueva información petrográfica y geoquímica para el vulcanismo de la parte central de CVM, cuyo análisis permite una mejor comprensión de los procesos petrogenéticos en la región.

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Figura 1.1) es una provincia magmática que incluye ~8000 centros volcánicos (estratovolcanes, conos cineríticos, domos, flujos de lava, maars y calderas) con edades del Mioceno al presente y que muestran una composición muy amplia, en la que dominan las rocas andesíticas y dacíticas. Esta provincia presenta una longitud de ~1000 km, se extiende aproximadamente en dirección E-W y muestra un ancho de 50 a 300 km (Robin, 1982; Verma, 1987; Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

El estudio del CVM es uno de los temas clásicos de las Ciencias de la Tierra en México, ya que: (a) en esta región se concentra la mayor parte de la población del país, con importantes centros urbanos (Ciudad de México, Cuernavaca, Toluca, Puebla, Morelia, etc.); (b) la zona se considera de alto riesgo natural, especialmente en relación a actividad sísmica; y (c) en ella se ubican centros de generación de electricidad por vía geotérmica (La Primavera, Los Humeros y Los Azufres) (Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Por otra parte, el origen y la evolución magmática del CVM es un tema de gran controversia. En el marco de la teoría de la Tectónica de Placas, se le ha considerado como resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo Norteamérica (Ferrari *et al.*, 1999). Sin embargo, como resultado de observaciones geológicas, geofísicas y geoquímicas que complican este simple modelo, se han propuesto modelos complementarios o alternativos a la subducción (por ejemplo, Márquez *et al.*, 1999a; Sheth *et al.*, 2000, Verma, 2004, Ferrari *et al.*, 2012).

En este apartado se muestra una sobrevista general sobre las características morfológicas que distinguen a esta provincia magmática, algunas hipótesis y modelos que se han propuesto para explicar su origen y, finalmente, el objetivo y las metas que se proponen en el presente estudio.

Introducción

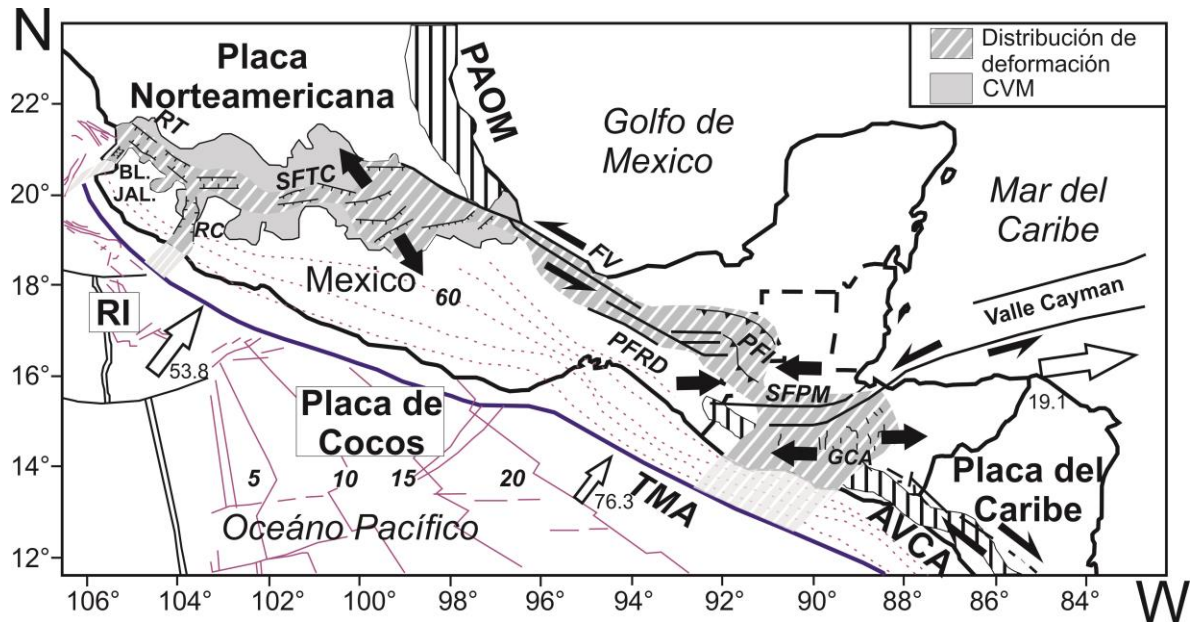


Figura 1.1.-Configuración tectónica Cuaternaria de la parte sur de México. Las flechas en negro representan movimientos relativos en límites de placa. Las flechas en blanco representan movimientos de placa con respecto a la placa Norteamericana. (AVCA=Arco volcánico de Centroamérica; BL.JAL.= Bloque Jalisco; FV=Falla Veracruz; GCA=Grabens de Centroamérica; PAOM=Provincia Alcalina Oriental; PFI= Provincia de fallas inversas; PFRD= Provincia de fallas de rumbo-deslizante; RC= Rift Colima; RI=Placa de Rivera; RT=Rift Tepic; SFPM= Sistema de fallas Polochic-Motagua; TMA=Trinchera Mesoamericana. Tomado y editado de [Andreani et al., 2008](#))

I.1.- Actividad volcánica inicial en el CVM

La actividad del CVM se inició probablemente durante el Mioceno, como resultado de una reorganización en la Tectónica de Placas de esta región ([Ferrari et al., 1999](#); [Morán-Zenteno et al. 1999](#); [Gómez-Tuena et al., 2007](#); [Ferrari et al., 2012](#)). De un sistema de arco, representado por la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur se evoluciona a un sistema de subducción acoplado a una intensa condición extensional en el continente.

Los productos iniciales del CVM se localizan entre Michoacán y la costa de Golfo de México, mostrando edades tan antiguas como ~ 22 Ma. ([Gastil et al., 1979](#); [Hausback, 1984](#); [Ferrari et al., 2000](#); [Umhoefer et al., 2001](#)). Sin embargo, entre estas dos áreas, la evidencia estratigráfica revela un *hiatus* en la actividad volcánica entre ~22 Ma y ~11 Ma ([Rosas-Elguera et al., 2003](#); [Ferrari et al., 2000, 2003, 2012](#)). No obstante, Cerca-Martínez et al. (2000) reporta evidencias de rocas intermedias en Guanajuato de una edad aproximada de 16 Ma.

Introducción

Estos primeros productos corresponden a un vulcanismo efusivo de composición intermedia. Las rocas más antiguas asociadas a esta fase se ubican en el centro de México, cerca del frente volcánico actual (área de Tenancingo-Malinalco, Sierra Mil Cumbres, Sierra de Angangueo y la Cuenca de México) (Pasquaré et al., 1991; García-Palomo et al., 2000; Lenhardt et al. 2010; Ferrari et al., 2012).

En el sector este del CVM, el magmatismo temprano es representado por intrusivos de composición gabroica a tonalítica y cuerpos subvolcánicos, con diques máficos y lavas intermedias con edades entre los 16 y 9 Ma. (Cantagrel y Robin, 1979; Negendank et al., 1985; López-Infanzón, 1991; Ferrari et al. 2005; Ferrari et al., 2012).

I.2.- Elementos tectónicos en el CVM

El Cinturón Volcánico Mexicano tectónicamente hablando, se encuentra dentro de la zona de interacción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera con la placa continental de Norteamérica. En los siguientes apartados se describe cada placa, con información adicional acerca de los procesos de interacción entre estas.

I.2.1 PLACA DE COCOS

La placa de Cocos se formó hace ~23 Ma., cuando la placa Farallón se rompió en dos en una latitud ecuatorial, dejando a la placa Nazca hacia el sur (Manea et al., 2013; Lonsdale, 2005). Debido al desplazamiento hacia el sur de la unión triple Cocos-Pacífico-Norteamérica, la parte norte de la placa de Cocos se rompió en varias placas pequeñas que no se subducieron completamente y se incorporaron a la placa Pacífico (Lonsdale, 1991; Manea et al., 2013).

La placa de Cocos es limitada hacia el noreste por la placa de Norteamérica y la placa del Caribe, hacia el oeste por la placa del Pacífico y hacia el sur por la placa Nazca. La velocidad de convergencia a la cual la placa de Cocos subduce a lo largo de la Trinchera Mesoamericana es de 50-90 mm/año (DeMets y Traylen, 2000; DeMets, 2001; Manea et al., 2013).

Introducción

I.2.2 PLACA RIVERA

La placa Rivera es el último fragmento separado de la placa de Cocos y empezó a interactuar como una micro placa independiente desde hace ~10 Ma (DeMets y Traylen, 2000; Manea et al., 2013). Este bloque es delimitado por la zona de fractura Rivera, la placa de Cocos, la zona de fractura Tamayo y la Trinchera Mesoamericana.

La placa Rivera consiste de dos unidades morfotectónicas distintas: una región amplia de corteza oceánica principalmente no alterada y una zona compleja estructuralmente en su extremo sureste, formada como resultado de la propagación de rift y de convergencia entre las placas Rivera y Cocos con la zona extensional del graben El Gordo (EGG) en su proximidad a la trinchera (Bandy et al., 1995; Manea et al., 2013).

Pardo y Suárez (1995) evaluaron la sismicidad relacionada a la subducción y concluyeron que esta ocurre con un ángulo de 50° a profundidades mayores de 40 km. Más adelante, gracias al experimento MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone), se mostró que la placa Rivera inclina a un ángulo de 40° por debajo de la región de antearco y después esta se inclina $\sim 70^\circ$ por debajo del CVM (Yang et al. 2009; Ferrari et al., 2012).

I.2.3 FRONTERA ENTRE LAS PLACAS RIVERA Y COCOS

El límite entre las placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana es marcada por el graben El Gordo (EGG), el cual constituye el extremo suroeste de una zona de extensión activa entre estas dos placas (Bandy et al., 2000; Manea et al., 2013). Hacia el sur del EGG una serie de zonas de fractura bien definidas marcan la superficie de la placa de Cocos (Figura 1.2; Manea et al., 2013).

La zona de fractura Orozco (Figura 1.2) se creó por extensión de la falla transformante Clarion, la cual desplazó los centros de extensión a lo largo de la placa de CO y fue parte, probablemente, de un límite temprano de las placas Cocos y Rivera (Mammerickx y Klitgord 1982). Estudios sísmicos recientes (experimento MARS) sugieren que la placa de Cocos puede encontrarse actualmente fracturada a lo largo de la zona Orozco, como resultado del esfuerzo impuesto por diferentes buzamientos de la placa en

Introducción

cada lado de esta estructura (Dougherty et al., 2012; Stubailo et al., 2012; Manea et al., 2013).

La zona de fractura O’Gorman (Figura 1.2) es el remanente de un pequeño desplazamiento de los segmentos esparcidos de la pequeña cresta Matemática (Mammerick y Klitgord, 1982), la cual define una transición sísmica en la zona sismogénica Oaxaca-Guerrero en el centro de México y se asume que representa un límite físico natural a lo largo de la zona de subducción de México (Singh y Mortera, 1991; Kostoglodov y Ponce, 1994; Manea et al., 2013). Sin embargo, no se presentan edades significativas de deslizamiento en esta zona de fractura en la TMA (Kanjorsky, 2003).

Por último, la zona de fractura Tehuantepec localizada hacia el sureste de la placa de Cocos (Figura 1.2), es una estructura transpresional principal formada a lo largo de una falla transformante hace 15-20 Ma. Se caracteriza por incluir cuerpo de roca de baja densidad y alto magnetismo situado justo por debajo de la corteza oceánica (Manea et al., 2003, 2005, 2013).

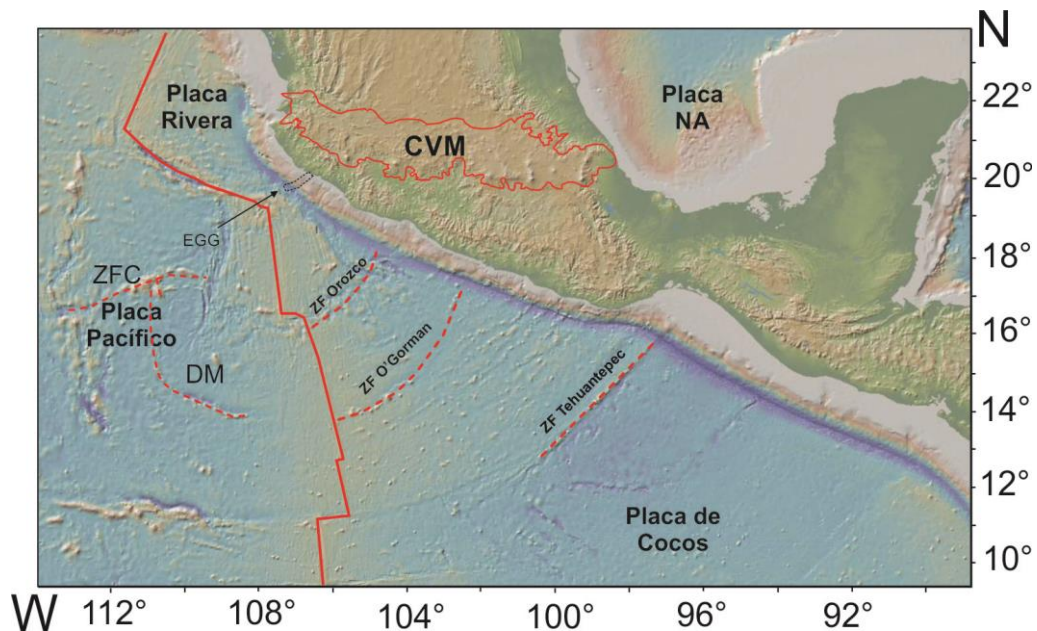


Figura 1.2.- Características tectónicas en donde se muestran las series de zonas de fracturas marcadas en la superficie de la placa de Cocos. Las líneas punteadas representan los límites de las zonas de fractura. Las líneas rojas continuas representan el CVM y del límite que divide a la placa Pacífico de la placa Rivera (EGG= Graben El Gordo; DM=Dorsal Matemática; ZFC= Zona de fractura Cocos. Tomado y editado de Manea et al., 2013).

Introducción

I.2.4 PLACA NORTEAMERICANA

México se encuentra en la parte suroeste de la placa Norteamericana (exceptuando a la península de Baja California, la cual se asocia a la placa del Pacífico), y una pequeña traza cerca de Guatemala, que probablemente se movió parcialmente con la placa del Caribe (Sedlock et al., 1993).

A partir de mapas de contorno de estructura sísmica, Chulick y Money (2002) reportaron espesores promedio de corteza bajo Norteamérica de $\sim 36.7 \pm 8.4$ km.

Para la parte central del CVM, la corteza continental muestra un espesor aproximado de 42 km, de los cuales aproximadamente 15 km pertenecen a la corteza superior y 27 km a la corteza inferior (Campos-Enríquez et al., 2000).

Dentro de la región del CVM, la base de la corteza continental, se compone por diferentes terrenos tectonoestratigráficos (Figura 1.3) : (a) Maya, está depositado sobre una corteza precámbrica y se constituye por cerca de 10 km de rocas principalmente sedimentarias marinas del Jurásico al reciente, y por granitos del Pérmico al Mesozoico Temprano que introducen ortogneisses y paragneisses en facies de granulitas;(b) Zapoteco, sobreyace a una corteza precámbrica, este terreno está constituido por granulitas de facies de gneiss cubiertas por una columna de roca fanerozoica, la cual incluye rocas sedimentarias de plataforma del Paleozoico Temprano al Tardío;(c) Mixteco, contiene arreglos orogénicos polimetamórficos de edad Paleozoica, cubierto principalmente por rocas sedimentarias marinas, y continentales del Jurásico y Cretácico, a su vez, incluye secuencias volcanosedimentarias del Paleogeno. Este arreglo se encuentra depositado sobre una corteza paleozoica; (d) Guerrero, es un complejo ensamblaje de secuencias volcanosedimentarias relacionadas a arco y márgenes oceánicos y continentales del Mesozoico, cubierto por rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

Hacia la parte oeste del CVM se encuentra el Bloque Jalisco. Sus límites continentales están siendo reactivados, formando corredores llamados Tepic-Zacoalco y rift de Colima (Rosas-Elguera et al., 1996; Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991; Manea et al., 2013) Este bloque es limitado hacia el suroeste por la TMA y su interacción a largo con la

Introducción

placa de Rivera produce levantamiento costero con una tasa promedio de 3 mm/año durante los últimos 1300 años ([Ramírez-Herrera et al., 2004, 2011](#)).

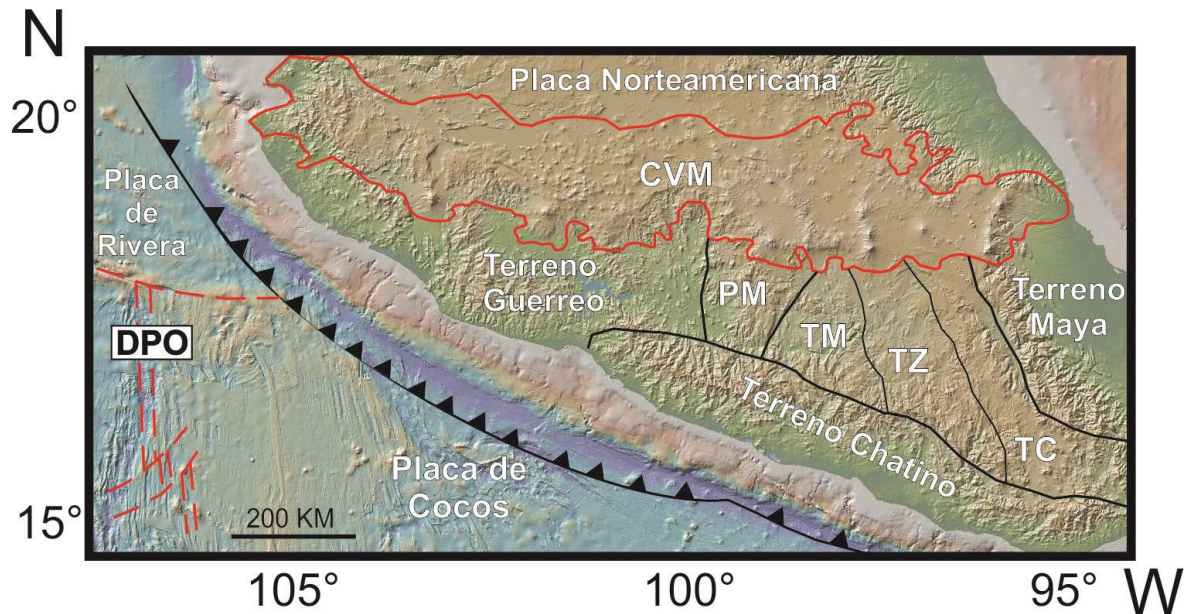


Figura 1.3.- Modelo digital de elevación del centro de México delimitando el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Los límites de los principales terrenos tectonoestratigráficos están representados por las líneas negras. (DPO= Dorsal del Pacífico Oriental; PM=Plataforma Morelos; TM= Terreno Mixteco; TZ=Terreno Zapoteco; TC= Terreno Cuicateco. Tomado y editado de [Ortega-Gutierrez et al., 2008](#)).

I.3.- Hipótesis sobre el origen y la evolución del CVM

Las primeras hipótesis acerca del origen del CVM comenzaron con Von Humboldt (1808), quien propuso que el origen de esta provincia se debe por la existencia de una fractura cortical, la cual corta al continente desde el Océano Atlántico hasta el Océano Pacífico. A partir de estas primeras ideas, diversos autores como Mooser, (1972), Demant (1978), Cantagrel y Robin (1979) Nixon et al. (1987), Ferrari et al. (1999,2012), Gómez-Tuena et al. (2005, 2007) y Manea et al. (2013), continuaron con el desarrollo de modelos genéticos para el CVM.

De acuerdo a Ferrari et al. (2012), el CVM representa el episodio más reciente de actividad magmática continental de larga duración que, desde el Jurásico, produce una serie de arcos que parcialmente se sobrepone, como un resultado de la subducción de la placa de Farallón en la costa oeste de México.

Introducción

Sin embargo, no existe una hipótesis totalmente aceptada para el origen del CVM, ya que se han reportado observaciones geofísicas, geológicas y geoquímicas que dificultan el modelo de subducción (Márquez et al., 1999b, Sheth et al., 2000; Verma, 2002, 2009). A partir de estas observaciones, se han propuesto diferentes aproximaciones para poder dar una explicación sobre el origen del CVM (Velasco et al., 2013): (a) modelos híbridos que involucran fuentes de manto (Luhr, 1997; Wallace y Carmichael, 1999; Ferrari, 2004); (b) la actividad de una pluma del manto que se propaga de oeste-este, la cual coexiste con la subducción de las placas de Cocos y Rivera (Márquez et al., 1999); y (c) el proceso de extensión en curso a lo largo del CVM (Sheth et al., 2000; Verma, 2002, 2009).

Varios estudios geoquímicos e isotópicos revelan la participación de la corteza en la génesis de los magmas de composición intermedia y ricos en sílice del CVM. Besch et al. (1995) determinó que una asimilación de la corteza inferior puede explicar la diferencia química e isotópica entre rocas maficas primitivas y evolucionadas en la parte este del CVM.

Actualmente la cantidad y calidad de estudios geofísicos para el centro de México ha incrementado, gracias a los experimentos de sísmica MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone), MASE (Middle America Subduction Experiment) y VEOX (Veracruz-Oaxaca seismic line), llevado a cabo entre 2006 y 2010. Estos experimentos ayudaron a la generación de modelos de la estructura termal de la zona, a su vez ayudaron a la determinación de la profundidad y de la temperatura de Curie a través del centro de México (Manea et al., 2004; Manea y Manea, 2011). Sin embargo, las simulaciones se han efectuado considerando modelos 2D y se contruyen sobre algunas condiciones supuestas.

Introducción

I.4.- Proyecto de estudio

I.4.1.-LOCALIZACIÓN

La Sierra de Santa Catarina es un alineamiento E-NE de conos volcánicos del Cuaternario y sus flujos de lava asociados, localizada al SE de la ciudad de México, entre las delegaciones Iztapalapa y Tlahuac (Figura 1.4, [Lugo-Hubp et al. 1994](#)). Por otra parte, el campo volcánico Milpa Alta se localiza ~12 km hacia el sur de la Sierra de Santa Catarina, en la delegación Milpa Alta. Este campo se compone por el volcán Teuhtli, los flujos de lava Xicomulco y los flujos de lava Ocusacayo (Figura 1.4)

I.4.2.- OBJETIVO

El objetivo principal de la tesis es proponer un modelo conceptual que explique el origen, evolución magmática y ambiente tectónico para la Sierra Santa Catarina (SSC) y el Campo Milpa Alta (CMA), en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.

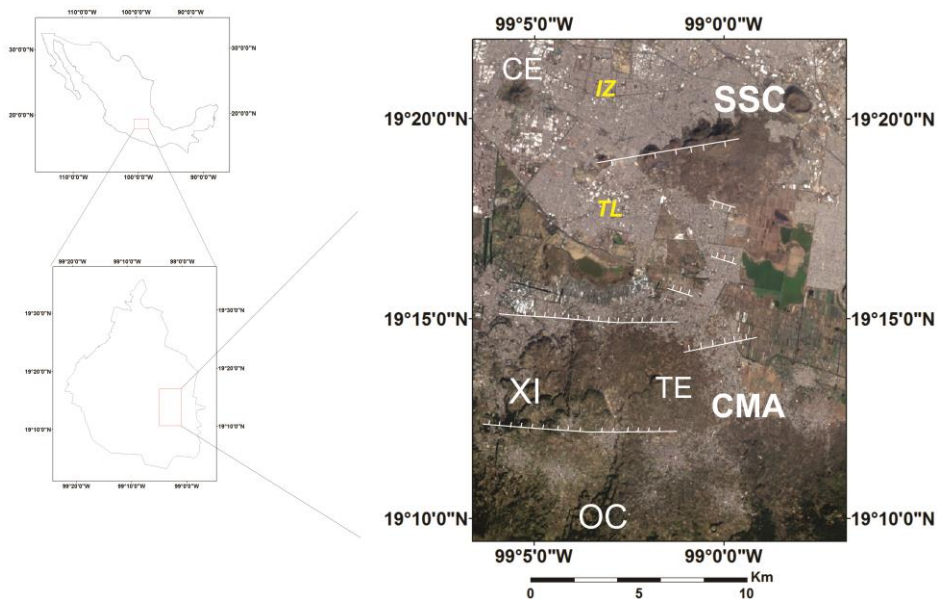


Figura 1.4.- Localización del área de estudio. (SSC=Sierra de Santa Catarina, CMA= Campo Milpa Alta, CE= Cerro de la Estrella, XI= Flujos de lava Xicomulco, TE= Volcán Teuhtli, OC= Flujo de lava Ocusacayo, IZ= delegación Iztapalapa, TL= delegación Tláhuac.

Introducción

I.4.3.- JUSTIFICACIÓN

Debido a que en la última década el número de estudios petrológicos en el centro del CVM ha incrementado significativamente, aún se presentan localidades de las cuales no existe información petrográfica, geoquímica e isotópica, como es el caso de la Sierra de Santa Catarina y el campo volcánico Milpa Alta. Por lo tanto, la generación de datos petrológicos tiene una gran importancia para poder elaborar modelos, los cuales permiten a entender de una mejor manera el comportamiento de la parte central del CVM.

I.4.4.- HIPÓTESIS DE TRABAJO

Se plantea que el origen de los magmas básicos está asociado a la fusión parcial del manto litosférico. El vulcanismo básico es facilitado por los sistemas de fallas normales E-W. Los magmas intermedios serían el producto de un proceso de asimilación de corteza continental superior por parte de los magmas básicos.

I.4.5.- METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología que se llevará a cabo en la elaboración de este trabajo se presenta en cuatro etapas, las cuales se presentan a continuación:

- a) **Primera etapa:** recopilación y análisis de información sobre la región de estudio.
- b) **Segunda etapa:** trabajo de campo, el cual tiene como propósito el de reconocer estructuras volcánicas y a su vez se efectuar un muestreo extensivo.
- c) **Tercera etapa:** consiste en el trabajo de laboratorio, el cual será la elaboración de secciones delgadas que servirán para el análisis petrográfico. A su vez, se seleccionarán muestras, las cuales se someterán a un tratamiento de molienda para su análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras.
- d) **Cuarta etapa:** se enfoca en la elaboración del modelo petrológico conceptual para el vulcanismo bajo estudio.

GEOLOGÍA REGIONAL – CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL

En el presente capítulo se presenta la descripción de los rasgos geológicos importantes de la parte central del CVM. Estos incluyen información acerca de la estratigrafía, geología estructural, así como una descripción de la actividad volcánica de esta zona.

II.1 Geología Estructural del Cinturón Volcánico Mexicano Central

Con respecto a la geología estructural, Demant (1978,1981) definió cinco principales sectores a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano : (a) al oeste el graben Chapala-Tepic, el cual incluye largos estratovolcanes; (b) el graben de Colima; (c) el campo de conos cineríticos Michoacán-Guanajuato; (d) los valles de Toluca, Mexico y Puebla, incluyendo un extenso campo monogenético llamado Sierra de Chichinautzin; (e) la provincia Pico de Orizaba-Cofre Perote, la cual se extiende por debajo de la costa del Golfo de México.

Desde un punto de vista tectónico, Pasquaré et al. (1987) subdividieron al Cinturón Volcánico Mexicano dentro de tres sectores: (i) el sector oeste que comprende el graben de Tepic-Zacoalco; (ii) el sector central incluye a los grabens Chapala-Tepic y Colima, como también a la depresión E-W Chapala-Maravatio; (iii) el sector este se compone por fallas N-S, NW-SE y NE-SW.

Para la Sierra de Chichinautzin (Figura 2.1) han sido reportado diferentes lineamientos y sistemas de falla, siendo los principales: (a) Las fallas Tenango, Joquicingo, y San Pedro, las cuales fueron reportadas por Bloomfield y Valastro (1974); (b) el fallamiento de la parte sur de la Sierra de Las Cruces, la cual fue estudiada por García-Palomo et al. (2008); en particular, en el sector sur han sido reportadas dos fallas menores de dirección E-W; (c) para la pendiente sur de la parte oeste de Chichinautzin, Ávila-Bravo (1998) reportó el sistema de fallas La Pera, con dirección E-W y buzamiento hacia el sur; (d) en la pendiente de la Cuenca de Mexico, García-Palomo et

Geología Regional

al. (2008) reportaron las fallas E-W con buzamiento hacia el norte Xicomulco y Xochimilco; y (e) en la sub-Cuenca Chalco se han reportado la existencia de fallas E-W someras, las cuales conforman estructuras de tipo graben (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Campos-Enríquez et al. 1997).

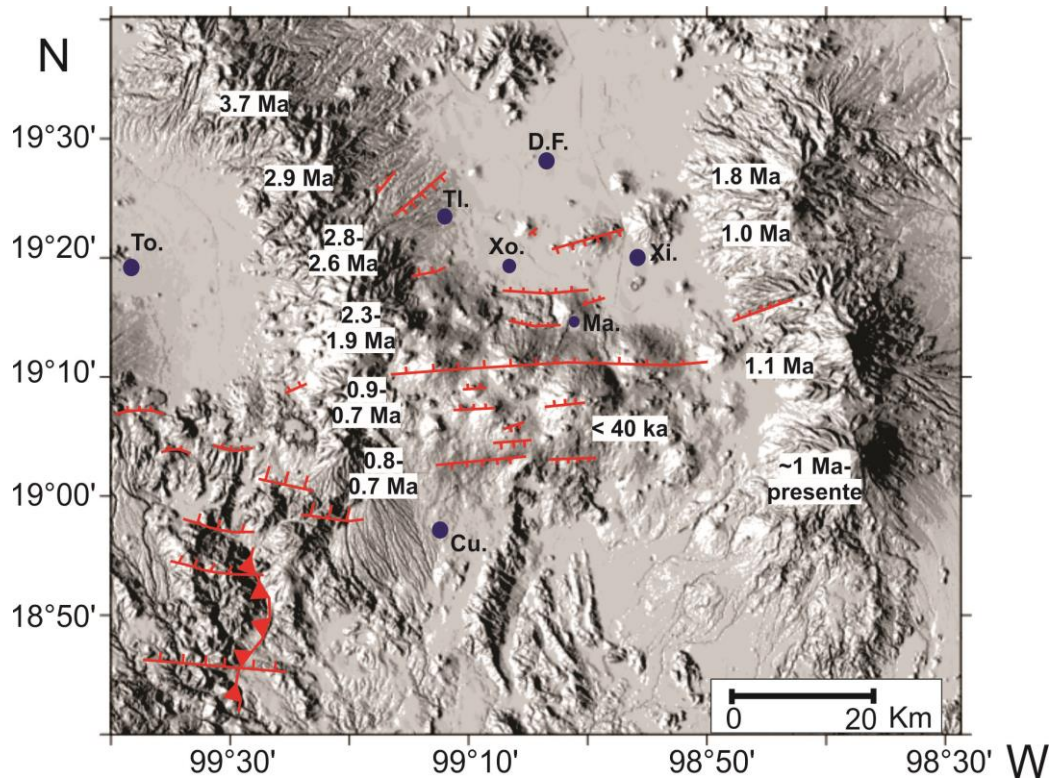


Figura 2.1.- Modelo de elevación que muestran la localización de las principales fallas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano en las líneas de color rojo. Los números en recuadro indican la edad de cada cuerpo volcánico. (Tomado de Campos-Enríquez et al. 2015; D.F.=Distrito Federal; Tl.= Tlalpan; Xo= Xochimilco; Xi= Xico; Ma= Milpa Alta; Cu= Cuernavaca; To= Toluca).

Campos-Enríquez et al. (2015) propusieron que el sistema de falla Aztlán fracturó la corteza intensamente entre la Sierra de Chichinautzin, junto con los sistemas de falla NW-SE del Basin and Range, así bien como el grupo de pliegues y sistemas de falla de la Sierra Madre Oriental, en el extremo oriental de la parte central del CVM. Este alto grado de fracturamiento ha habilitado el rápido emplazamiento de grandes cantidades de material volcánico que dieron lugar al Campo Volcánico Chichinautzin. A su vez, el estudio realizado por estos autores indica que no sólo la porción norte del centro del CVM se encuentra bajo extensión, sino que también su parte sur, particularmente la porción sur de la Cuenca de México y la Cuenca de Toluca.

II.2 Estratigrafía del Cinturón Volcánico Mexicano parte Central

Se define a la Cuenca de México como una de las cuencas más grandes en el Cinturón Volcánico Mexicano. Se encuentra sobre una estructura de graben, la cual se desarrolló durante el Oligoceno, y está caracterizada por una secuencia gruesa de depósitos lacustres y volcánicos (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989; Mooser y Molina, 1993; Edmunds et al., 2002).

La Cuenca de México es delimitada por cuatro grandes complejos volcánicos: (a) Sierra de las Cruces al oeste; (b) la Sierra Nevada al este; (c) Sierra Chichinautzin al sur y (d) Sierra de Pachuca al norte (Bloomfield, 1975; De Cserna et al. 1988; Marquez et al. 1999; García-Palomo et al. 2002; García-Palomo et al. 2008; Macías et al. 2012).

Las primeras columnas estratigráficas reportadas para la Cuenca de México fueron de Fries (1960), Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera (1989) y Enciso-De la Vega (1992) (Figura 2.2).

Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera (1989) propusieron una variación de formaciones estratigráficas para la Cuenca de México, con alrededor de 14 diferentes unidades que incluyen: (i) Formación Xochicalco, Formación Morelos, Formación Doctor, Formación Cuautla y Formación Mexcala para el Cretácico; (ii) para el Terciario propusieron al Granito Colotepec, el Grupo Balsas, al Grupo Pachuca, las Formaciones Tepoztlan, Otomí, Las Cruces y Zempoala; (iii) para el Cuaternario estos autores propusieron a las Formaciones Llano Grande, el Pino, Tláloc, Iztaccíhuatl, Popocatepetl, Chichinautzin, y depósitos aluviales.

A diferencia de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera (1989), Enciso-De la Vega (1992) reportaron a la Formación Morelos, Formación Cuautla, Formación Mexcala para el Cretácico, mientras que para el Terciario propusieron al Grupo Balsas, Supergrupo Pachuca, Grupo Anáhuac y, finalmente, para el Cuaternario reportaron al Grupo Taranguense, Grupo Popocatepetl, Grupo Chichinautzin y el Alogrupo Tenochtitlán.

Geología Regional

Los estudios actuales para la Cuenca de México se han enfocado principalmente a secciones más locales en la región y no han sido realizados a gran escala como los trabajos antes mencionados. Entre los trabajos más relevantes que se han elaborado recientemente se encuentran Arce et al. (2013), Lenhardt et al. (2011, 2013).

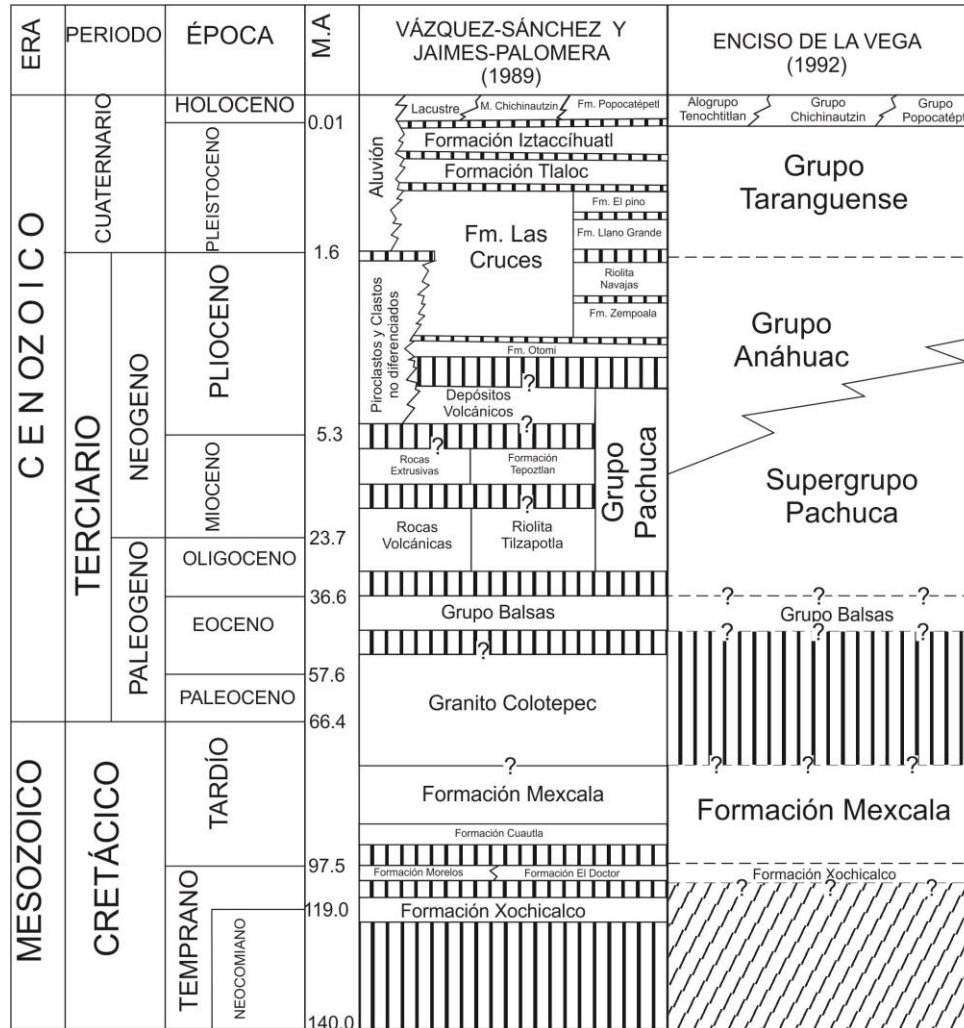


Figura 2.2.- Columnas estratigráficas para la Cuenca de México en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (Tomado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989 y Enciso de la Vega, 1992).

II.3 Actividad magmática de la parte central del CVM

II.3.1 NEVADO DE TOLUCA

El Nevado de Toluca (Figura 2.3) se localiza a 23 km al SW de la ciudad de Toluca y alcanza una elevación de 4680 msnm. Se define como un estratovolcán de edad Plioceno-Holoceno constituido por andesitas y dacitas (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel et al., 1981; García-Palomo et al., 2000, 2002; Martínez-Serrano et al., 2004).

Se ha propuesto que el Nevado de Toluca fue emplazado en la intersección de tres complejos sistemas de fallas de diferentes edades, orientaciones y cinemáticas: (i) Taxco-Querétaro (NNW-SSE), (ii) San Antonio (NE-SW), (iii) Tenango (E-W) (García-Palomo et al. 2002).

Cantagrel et al. (1981) propusieron que la actividad volcánica en el Nevado de Toluca inició cerca de 1.5 Ma con el emplazamiento de flujos de lavas andesíticas que construyeron el primer cuerpo volcánico ("Paleo-Nevado"). Sin embargo, García-Palomo et al., 2002 reportaron edades K-Ar para algunas lavas andesíticas, las que indican que la edad de actividad inicial fue hace 2.6 Ma.

Martínez-Serrano et al. (2004) propusieron que la mayoría de las rocas de esta localidad pueden ser relacionadas a una fuente adakítica, la cual fue ligeramente modificada por una cuña de manto. Estos autores también señalaron que la mayoría de las erupciones volcánicas dentro del Nevado de Toluca y el Campo Volcánico Tenango fueron controladas por los sistemas de falla Tenango durante los últimos 40 ka.

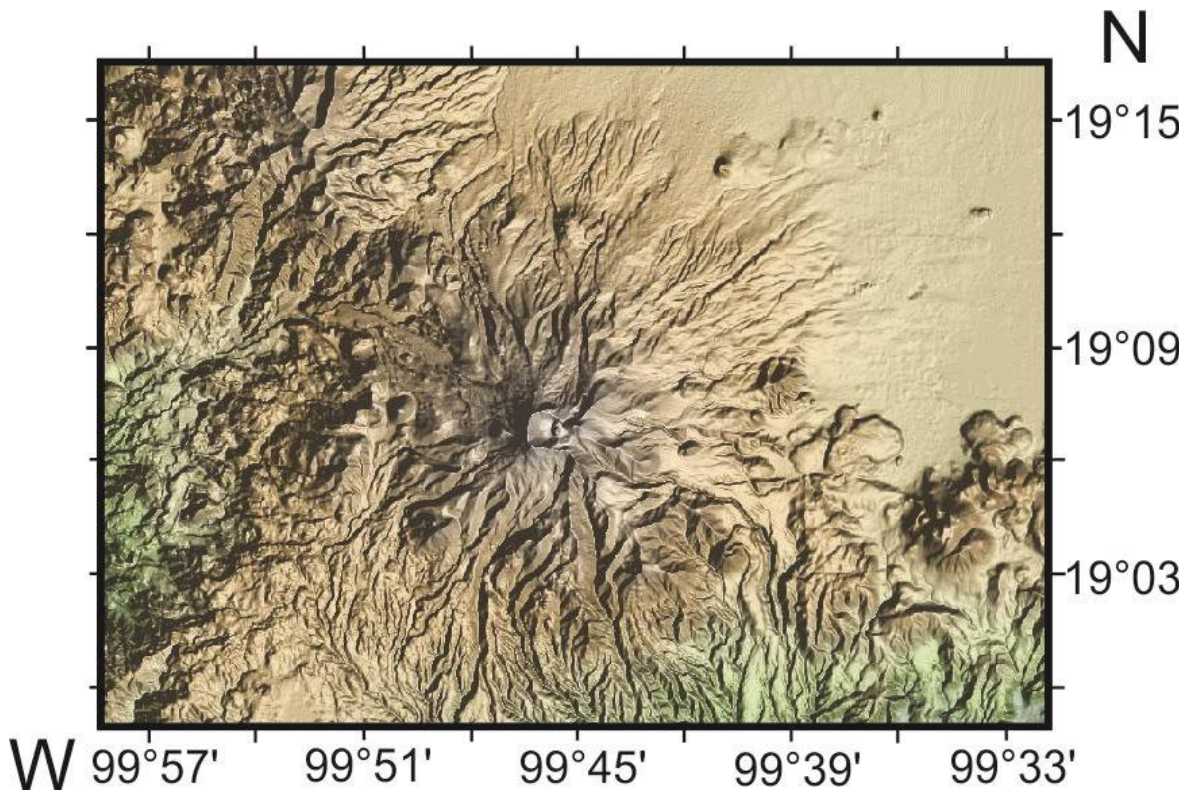


Figura 2.3.- Modelo de elevación del Nevado de Toluca. (Elaborado en Geomapapp).

II.3.2 SIERRA DE LAS CRUCES

La Sierra de las Cruces (Figura 2.4) se localiza en la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano, limita al norte con la Sierra de las Masas e Iglesia Vieja, al sur con el volcán Ajusco, al este con el Nevado de Toluca, la Sierra de Chichinautzin y con la Cuenca de México, al oeste con la Cuenca de Toluca (Rodríguez Saavedra, 2007).

La Sierra de las Cruces es una cadena volcánica alargada, la cual se extiende en una dirección NNW-SSE de ~65 km, con un espesor que varía de 47 km al Norte y 27 km hacia el Sur, y es constituida por una serie de volcanes poligenéticos, flujos de lava, productos piroclásticos y lahares asociados (Velasco-Tapia et al., 2013).

De acuerdo a datos geocronológicos de K-Ar, la mayor parte de los productos de la Sierra de las Cruces fueron eruptados entre 3.7 y 1.8 Ma. Posteriormente, en el Pleistoceno Medio (~0.5 Ma), otro evento volcánico produjo domos andesíticos, siendo etiquetado como el periodo Ajusco. Este ha sido considerado como la transición periodo

Geología Regional

eruptivo monogenético de la Sierra de Chichinautzin (<40 ka; [Velasco-Tapia y Verma S.P. 2001](#); [Velasco-Tapia y Verma S.P. 2013](#)).

Con bases en criterios morfoestructurales y edades radiométricas, la cadena volcánica SC ha sido dividida dentro de cuatro sectores bordeados por fallas con direcciones E-W ([García-Palomo et al. 2008](#); [Velasco-Tapia et al. 2013](#)):

- a) Sector Norte (3.7-2.9 Ma)
- b) Sector Central (2.9-1.9 Ma)
- c) Sector Sur (1.9-0.7 Ma)
- d) Sector de transición las Cruces-Chichinautzin (~0.5 Ma).

Los sectores Norte y Central se caracterizan por morfoestructuras controladas por sistemas de falla N-S y NE-SW. Al contrario, las fallas E-W han dominado los patrones de morfolineamientos y drenaje observados en el sector sur y la región de transición ([Velasco-Tapia et al., 2013](#)).

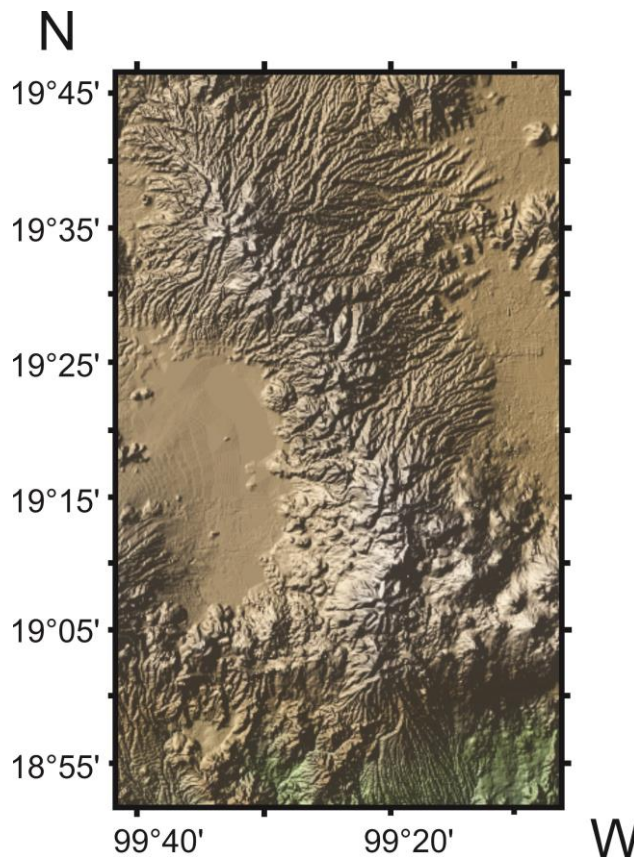


Figura 2.4.- Modelo de elevación de la Sierra de las Cruces. (Elaborado en Geomapp).

II.3.3 SIERRA DE NEVADA

La Sierra de Nevada (Figura 2.5) se localiza en la parte central de México presenta una longitud de cerca de 45 km y divide el drenaje entre la Cuenca de México al oeste y la cuenca de Puebla al este. Este complejo se compone de los volcanes Popocatepetl (5452 m), Iztaccíhuatl (5272 m), Telapón (4000 m) y Tláloc (4150 m) (Macías et al. 2012). A continuación se presenta una descripción general de cada uno de ellos.

II.3.3.1 Tláloc

El volcán Tláloc es un estratovolcán con una altura de ~ 4125 m. Se localiza en el extremo norte de la Sierra de Nevada, con una edad estimada de 0.6-0.7 Ma (Mooser 1975; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera 1989). Dataciones K-Ar ($\pm 2\sigma$) en lavas y domos de este volcán sugieren que este se formó entre los 1.82 y 0.68 Ma. (Cadoux et al. 2011; Rueda H. et al. 2013).

A los 129 ka, Tlaloc reanudó actividad con la emisión de domos y lavas riolíticas, distribuidas al este del domo presente. Estas rocas riolíticas son los productos félsicos más antiguos reportados para esta estructura (Macías et al. 2012).

II.3.3.2 Telapón

El cuerpo Telapón se compone de una serie de flujos de lava dacítica que alcanza alturas de 2400 a 4060 m. El cono de lava presenta una morfología suave, constituido de emisiones de flujos de lava de una chimenea central (Macías et al. 2012).

Las rocas más antiguas en esta área se encuentran al sureste y se encuentran representadas por el domo riolítico Tlatelpa (1.4 Ma) y la dacíta Río Frío (0.946 Ma). Más adelante, la actividad volcánica de este volcán continuó con la emisión de flujos de lava andesítica y dacítica datadas en 1.03 Ma (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011). Posterior a de esta actividad ocurrió una emisión que generó el domo dacítico Tejolote datado en 0.998 Ma (Macías et al., 2012).

II.3.3.3 Volcán Iztaccíhuatl

El volcán Iztaccíhuatl se localiza a 60 km al SE de la Cd. de México, en la parte central de la Sierra de Nevada (orientación N-S). Se ha definido como un estratovolcán de edad Cuaternaria, con una altura de 5286 msnm. La morfología de este volcán es el resultado de un complejo intercrecimiento y colapsos de diferentes volcanes, flujos y domos de lava (Nixon, 1989; Cadoux, 2011).

Nixon (1989) dividió a los productos del volcán Iztaccíhuatl dentro de dos series principales: (1) la más antigua (>0.6 Ma), incluyendo al remanente del escudo de volcán llamado Llano Grande el cual se compone de andesita y dacita; (2) la más joven, principalmente representada por los picos más altos, y se compone de basaltos andesíticos, andesitas y dacitas.

II.3.3.4 Volcán Popocatépetl

El Popocatépetl es el volcán más alto del complejo de la Sierra Nevada y el segundo más alto de México (5452 msnm). Presenta una forma cónica casi perfecta con fuertes pendiente, las cuales están distribuidas en un flanco NW por el pico agudo Ventorillo, el cual representa los remanentes de un cono antiguo llamado Nexpayantla (Cadoux et al. 2011).

La cima del volcán Popocatépetl se forma por un cráter de ~900 m de diámetro, 150 m de profundidad, del cual una corriente de agua, gas y cenizas escapan frecuentemente (Macías y Siebe, 2005; Cadoux et al. 2011).

El cono del volcán Popocatépetl consiste de numerosos flujos de lava intercalados y depósitos piroclásticos de composiciones andesíticas a dacíticas acumulados durante el ciclo eruptivo que inicio ~ 23 ka BP (Robin, 1984; Schaaf et al. 2005; Siebe y Macías, 2006).

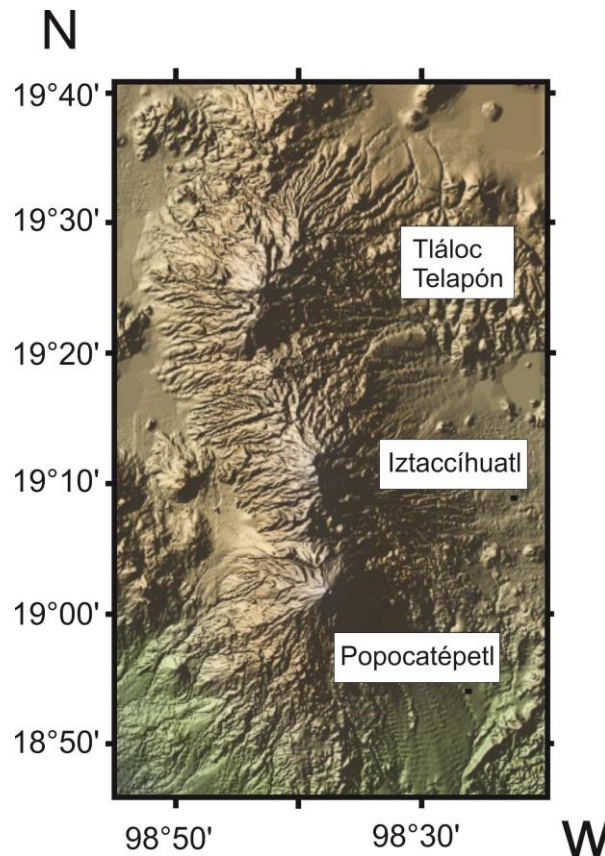


Figura 2.5.- Modelo de elevación de la Sierra de Nevada. (Elaborado en Geomapapp).

II.3.4 SIERRA DE CHICHINAUTZIN

La Sierra de Chichinautzin (Figura 2.6) limita al norte con el valle de México, (el cual contiene sedimentos lacustres de edad Cuaternaria, rellenos aluviales, rocas volcánicas del Terciario y calizas Cretácicas), al sur limita con el valle de Cuernavaca, al oeste con las sierras de las Cruces y Zempoala y al este con la Sierra Nevada (Mooser et al. 1974; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Se ha definido como un campo monogenético alargado con dirección E-W que se extiende desde los flancos del estratovolcán Popocatepetl en el este, hasta los límites del valle de Toluca en el oeste.

Este campo contiene una de las mayores concentraciones de volcanes monogenéticos en todo el CVM. (Estos se encuentran menos 220 centros de edades Cuaternarias). Estos se encuentran asociados a flujos de lava, secuencias de tefra, depósitos de caída de cenizas, conos de escoria y escudos de lava intercalados con sedimentos aluviales que cubren un área de aproximadamente 2500 km² (Bloomfield,

Geología Regional

1975; Martin, 1982; Lugo Hubp, 1984). Las elevaciones en este campo alcanzan una altura de ~3700 m, comparadas con elevaciones de ~2200 m en el sector sur de la Cuenca de la Ciudad de Mexico y de ~1500 m en la Cuenca de Cuernavaca (Wallace y Carmichael, 1999).

En la Sierra de Chichinautzin se han identificado dos marcadores estratigráficos importantes y usados para determinar una edad relativa de la secuencia: el depósito de caída de pómez “*Tutti Frutti*” con una edad de 14,000 años BP (Siebe et al., 1995, 1999; Siebe y Macías, 2006; Agustín Flores, et al., 2011), y el depósito de caída de pómez “*Toluca Superior*” con una edad de 10,500 años BP (Macías et al., 1997; Arce et al., 2003; Agustín Flores, et al. 2011).

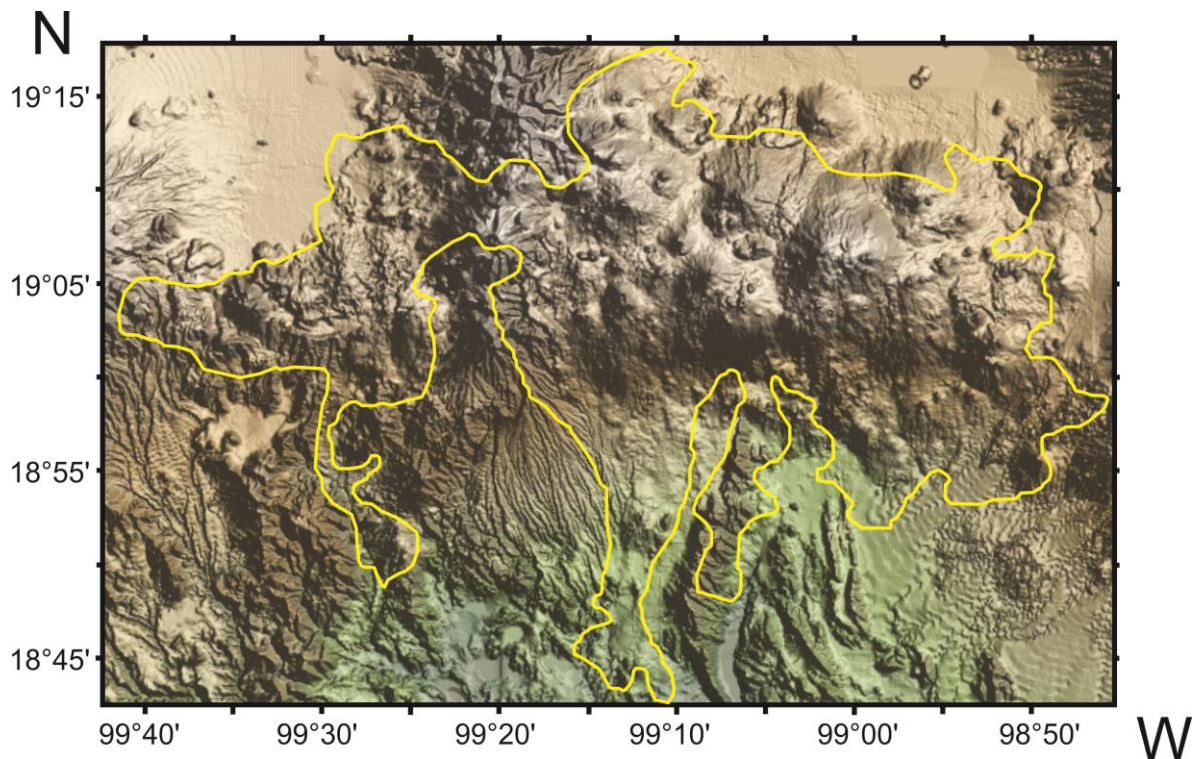


Figura 2.6.- Modelo de elevación para la Sierra de Chichinautzin. (En línea color amarillo se muestra el límite para esta zona. Elaborado en Geomapapp)

III.1 Localización del área de estudio

La Sierra de Santa Catarina (SSC) se localiza en la parte sureste del Distrito Federal entre los límites de las delegaciones Tláhuac e Iztapalapa, ($19^{\circ}20'6''\text{N}$ - $19^{\circ}18'18''\text{N}$; $99^{\circ}02'42''\text{W}$ - $98^{\circ}57'54''\text{W}$). Se define como un conjunto de conos volcánicos de edades Cuaternarias (<20 ka) con una extensión de 12 km, que muestran una dirección E-NE, y que forman una franja de 6 km de anchura con alturas relativas de 60 a 310 m (Lugo-Hupb *et al.*, 1994). Existen otros cuerpos volcánicos en los alrededores de la SSC: (i) el Cerro de la Estrella (CE); y (ii) el Cerro El Pino (EP) (Figura 3.1).

Hacia el sur de la SSC se encuentra el Campo Milpa Alta (CMA, Figura 3.1), el cual se define como un campo de cuerpos monogenéticos de volúmenes pequeños compuestos por flujos de lava de bloques, que incluso penetran dentro del Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin. Se comprende por el cono Teuhtli, los flujos de lava Xicomulco y los asociados al cono Ocusacayo (Siebe *et al.*, 2005).

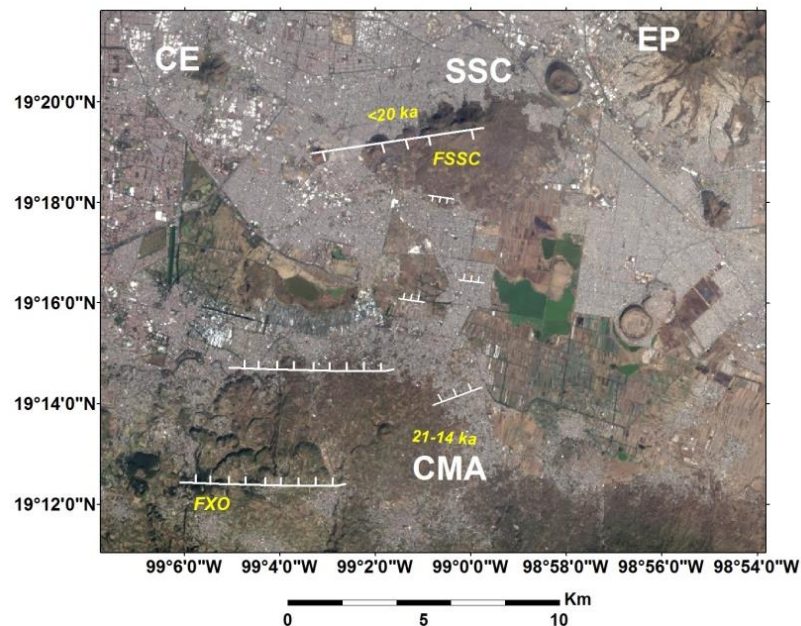


Figura 3.1. Localización de la Sierra de Santa Catarina (SSC) y del Campo Milpa Alta (CMA). Las líneas blancas indican los principales sistemas de falla normal: FXO = Falla Xochimilco, FSC = Falla Santa Catarina (Campos-Enríquez *et al.*, 2015). (CE=Cerro de la Estrella; EP= El Pino).

III.2 Estratigrafía local

Marsal y Mazari (1959) realizaron estudios detallados sobre la estratigrafía de secuencias superficiales para la Cd. de México en donde propusieron tres zonas: (a) de lago, la cual es representada por secuencias arcillosas, limos y arenas con diferentes grados de cementación y consolidación (b) de transición, la cual es una franja que delimita a la zona del lago, y que se ha dividido en transición abrupta y gradual o estratificada, (c) de lomas, la cual incluye a la SSC, el CE y el Peñón del Márques.

De forma reciente, Arce et al. (2013) propusieron la existencia de un graben asimétrico limitado por fallas con un buzamiento SE y NW, a partir de una correlación estratigráfica de los pozos de exploración Mixhuca, San Lorenzo Tezonco y Tulyehualco (Figura 3.2).

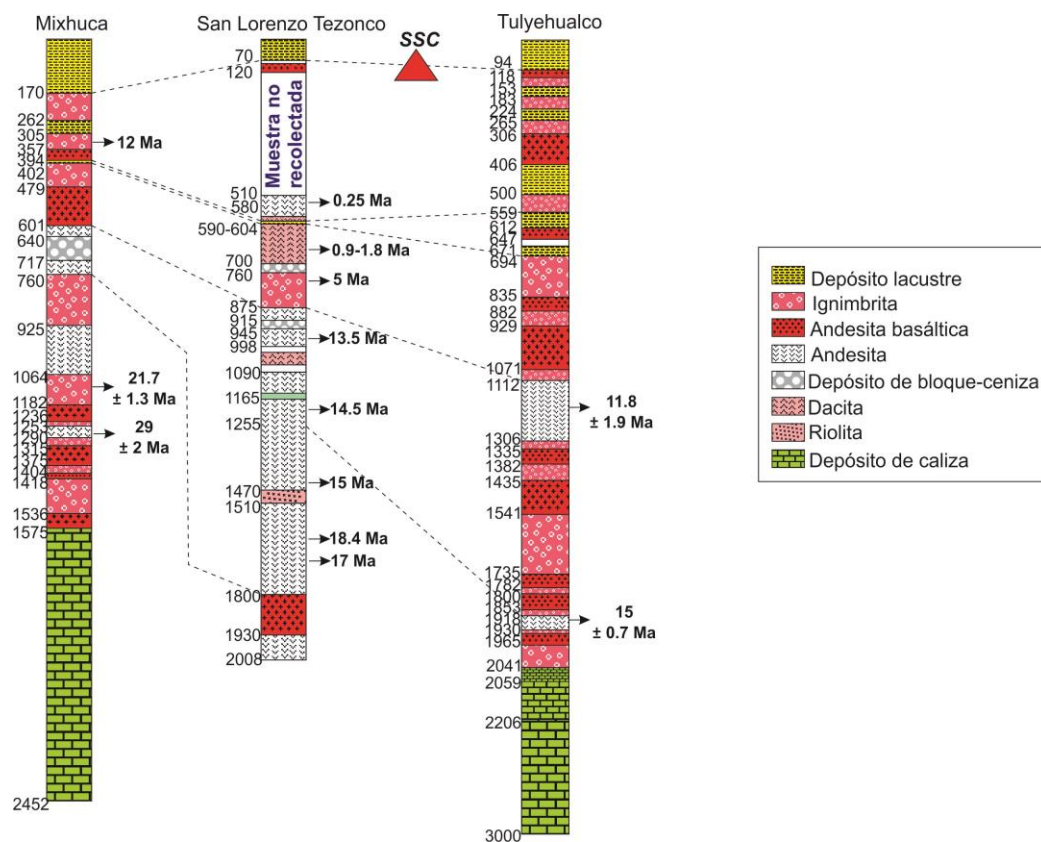


Figura 3.2. Correlación estratigráfica para los pozos Mixhuca, San Lorenzo Tezonco y Tulyehualco. SSC: Sierra de Santa Catarina (Tomado y editado de Arce et al., 2013).

Geología Local

En un trabajo posterior ([Arce et al., 2015](#)) dividieron a los núcleos recuperados en el pozo San Lorenzo Tezonco en cuatro unidades: (a) la Formación Tepoztlán, la cual abarca ~1133 m de espesor de SLT y se compone por depósitos de riolita, andesita basáltica, andesita e ignimbrita; (b) la unidad Sierra de las Cruces, que cubre cerca de 295 m y está compuesta por ignimbrita, dacita y depósitos de flujo de bloques y cenizas; (c) una unidad que comprende depósitos del CE y de SSC, con un espesor de ~510m; y (d) una unidad constituida por depósitos lacustres que cubren cerca de 70 m de espesor.

Los estudios estratigráficos para el CMA han sido escasos. El trabajo más detallado fue reportado por Siebe et al. (2005), en donde se incluyen columnas estratigráficas de 3 m de profundidad para el cono Teuhtlil y el cono Ocusacayo. En donde describe que, para estas zonas se observan capas de pómez de caída originadas por una gran erupción pliniana intercaladas de pómez “Tutti Frutti” con capas de depósito de caída de pómez gris (Figura 3.3-3.4).

Para el caso de los flujos de lava Xicomulco no ha sido reportado algún tipo de estudio estratigráfico, así como alguna columna estratigráfica o correlación estratigráfica con cuerpos colindantes.

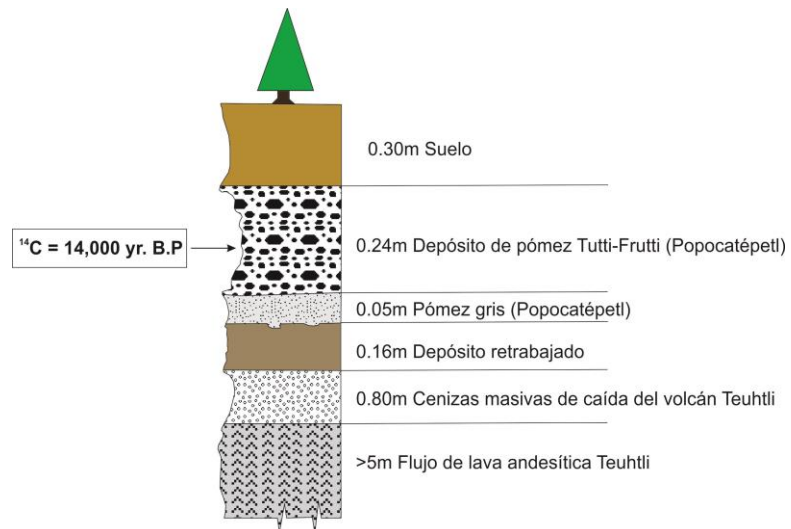


Figura 3.3.- Columna estratigráfica reportada por Siebe et al. (2005) para el cono Teuhtli.

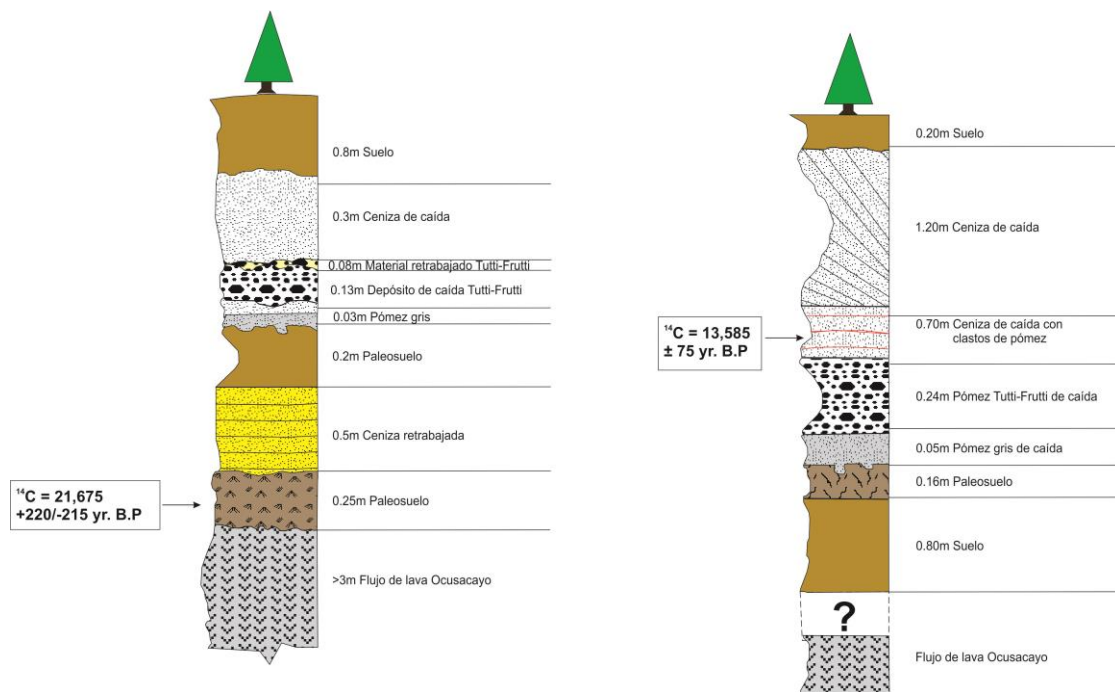


Figura 3.4.- Columnas estratigráficas reportadas por Siebe et al. (2005) para el cono Ocusacayo.

III.3 Geología de campo/ Sierra de Santa Catarina

III.3.1 Cono Yuhualixqui

El volcán Yuhualixqui es un cono de escoria con material de fragmentos angulosos de color negro, de un peso ligero y de tamaños entre 3 y 12 cm de diámetro. La altura absoluta de este cono es de 2420 m, con una altura relativa de 140 m y con un diámetro de cráter de 300 m. Debido a la extracción de material dentro de este cono se ha quedado al descubierto escoria de color rojo (Figura 3.5-3.6; [Lugo-Hupb et al., 1994](#)). El afloramiento visitado para este cono de ceniza se caracteriza por presentar una pared de aproximadamente 20 m de altura, con capas constituidas por bloques masivos de roca intercaladas con capas de ceniza de ~ 30cm de espesor. En muestra de mano las rocas se caracterizan por: (i) una textura afanítica, (ii) colores rojizos y grisáceos y (iii) una vasta presencia de vesículas.

III.3.2 Cono Xaltepec

El cono Xaltepec (Figura 3.7-3.8) se define como un cono de escoria que presenta una altura absoluta de 2510 m, una altura relativa de 240 m y un cráter con un diámetro de 200 m. Lugo-Hupb et al. (1994), reportaron que se observan dos capas de ceniza que yacen sobre suelos delgados, los cuales infieren que sean depósitos de erupciones posteriores de un cono diferente.

En el afloramiento visitado durante este trabajo se observa un depósito de cenizas de un espesor de ~80 cm, intercalado con una capa de roca masiva de espesores de 1m aproximadamente. El depósito de ceniza se caracteriza por contener intercalaciones de ceniza oscura y ceniza clara los cuales presentan espesores de ~ 3-4 cm. Las rocas en muestra de mano se caracterizan por presentar: (i) textura afanítica, (ii) colores grisáceos y (iii) una vasta presencia de vesículas.

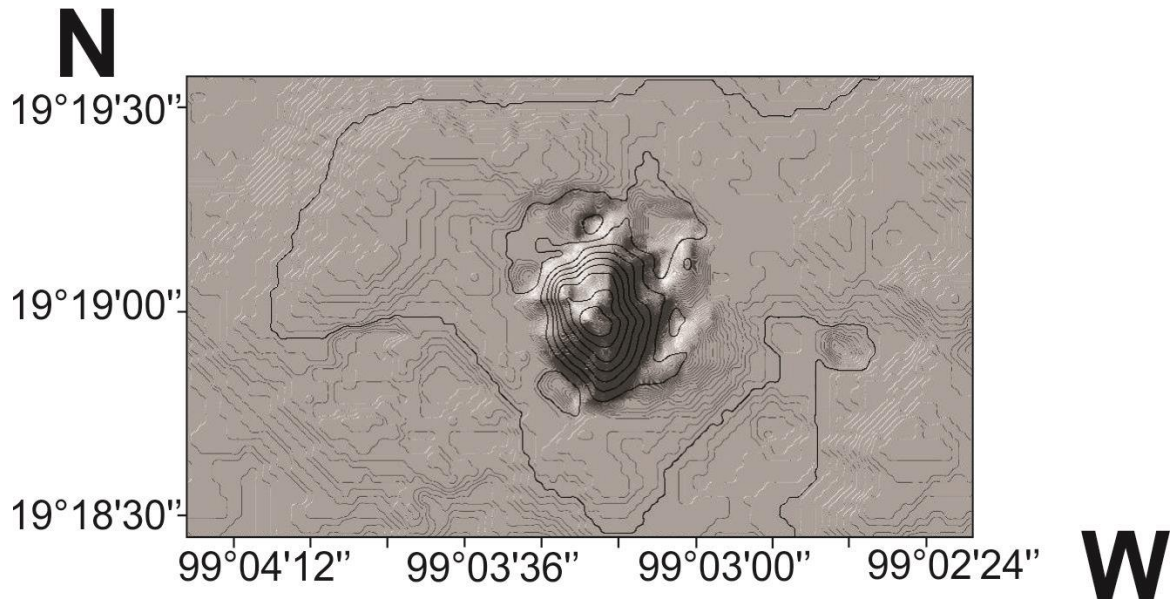


Figura 3.5.- Modelo de elevación del cono Yuhualixqui. (Elaborado en Geomapp)

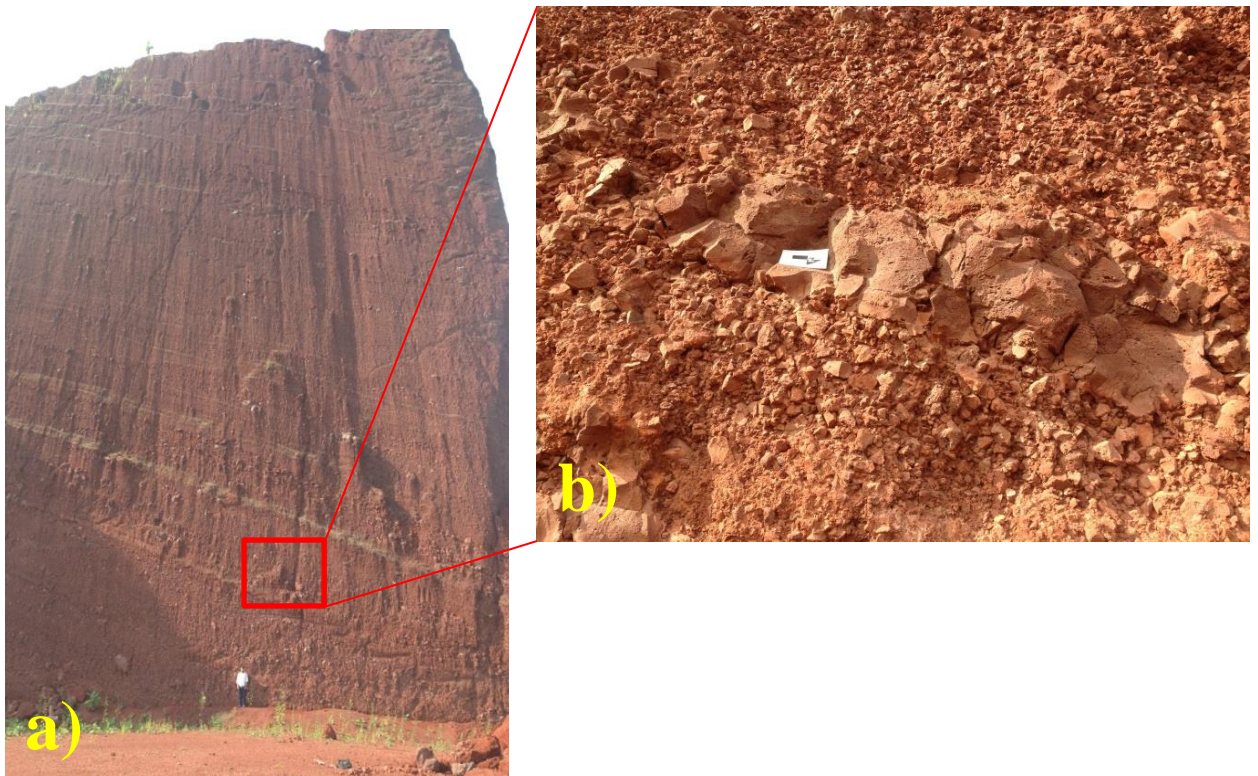


Figura 3.6 a) Afloramiento del Cono Yuhualixqui, en donde se observa una estratificación de diferentes espesores de lava **b)** Acercamiento de la pared en donde se observa el cambio de fase de la granulometría.

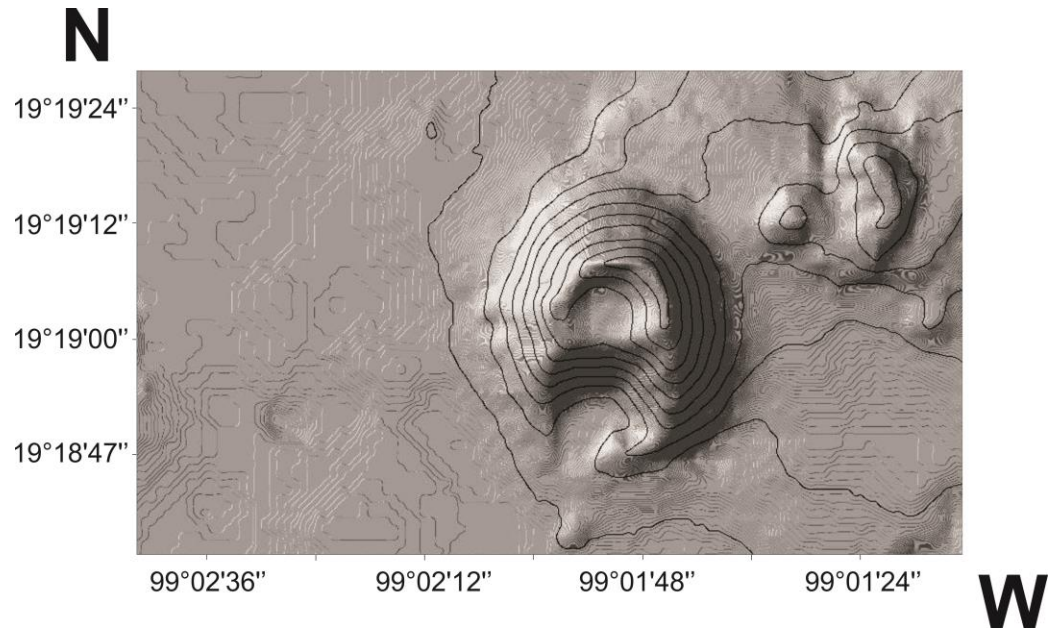


Figura 3.7.- Modelo de elevación del cono Xaltepec.(Elaborado en Geomapapp).



Figura 3.8 Afloramiento de depósito de ceniza que limita con bloques masivos de lava del cono Xaltepec. La línea en color rojo marcan los límites de cada capa.

III.3.3 Cono Tetecón

El cráter del cono Tetecón (Figura 3.9-3.10) presenta un diámetro de 100 m en forma de herradura, una altura absoluta de 2480m y una altura relativa de 150m. Presenta un derrame de lava que rodea y se apoya sobre el cono Xaltepec. Los flujos se reconocen por crestas terminales que están cubiertas por capas de suelos delgados incipientes con cultivos (Lugo-Hupb et al., 1994).

En el afloramiento visitado en este trabajo se observa una pared de ~ 3m de altura, la cual presenta capas de rocas masivas intercaladas con capas de ceniza de ~15 cm. Las rocas emitidas por este cono se presentan como bloques consolidados de color grisáceo hasta obscuro, con texturas afaníticas y presencia de vesículas.

III.3.4 Cono Mazatepec y Tecuatzi

Debido a la complejidad al acceso de la zona, no fue posible recolectar alguna muestra. Debido a esto, se sigue la definición de Lugo-Hupb et al. (1994), quienes lo definieron como un domo volcánico con laderas levantadas casi verticales. Los derrames de este cuerpo volcánico se extienden al noroccidente y noreste, para unirse al norte en un cono volcánico antiguo situado al norte de la Sierra de Santa Catarina. Los derrames cubren parcialmente a los derrames del Mazatepec.

III.3.5 Volcán Guadalupe

El volcán Guadalupe es uno de los conos con mayor dimensión, presentando una altura absoluta de 2750 m y una altura relativa de 310 m. Su cráter tiene un diámetro de 200 m. Los derrames de lava se dispersan en forma radial, con excepción a los de la parte occidental, los cuales cubren una superficie de aproximadamente 50%. Estos derrames muestran orientaciones W-E, capas de fragmentos angulosos de colores negros a café (Figura 3.12-3.13, Lugo-Hupb et al., 1994). Las rocas se presentan como bloques masivos de color grisáceo a oscuro, con textura afanítica. La presencia de vesículas es escasa. Entre las capas de roca se observan delgadas capas de ceniza que muestran espesores aproximados de 2-3 cm (Figura 3.15).

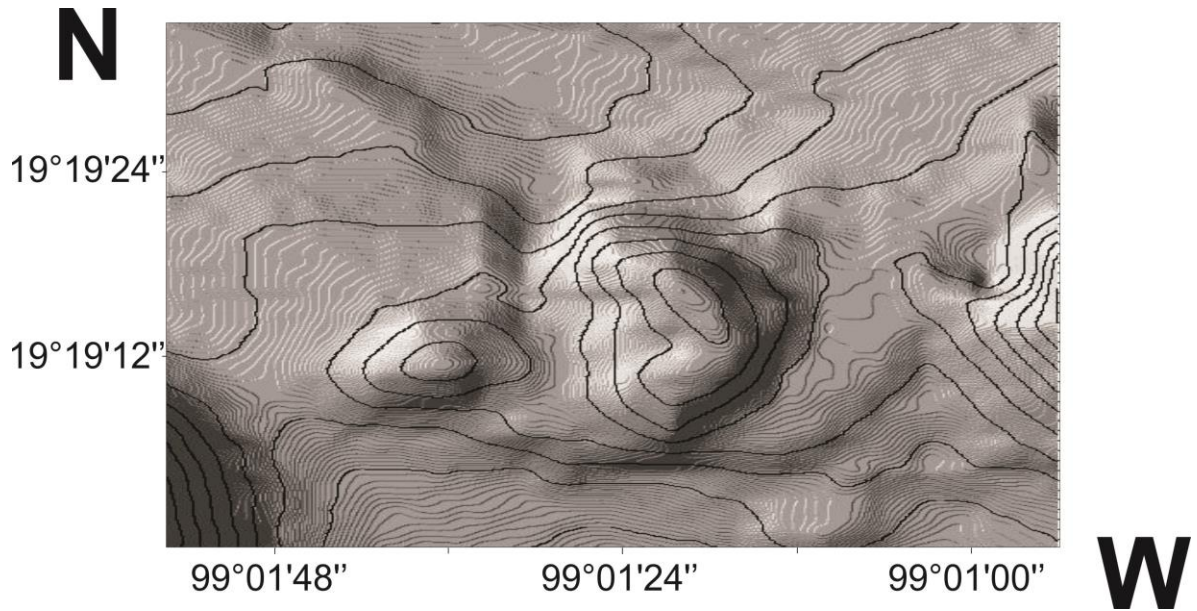


Figura 3.9.-Modelo de elevación del cono Tetcón. (Elaborado en Geomapapp).



Figura 3.10 a) Afloramiento de lava del cono Tetcón donde se observan bloques masivos con fracturas de enfriamiento. **b)** Afloramiento de roca basáltica del cono Tetcón mostrando una estructura de intemperismo en forma de cebolla.

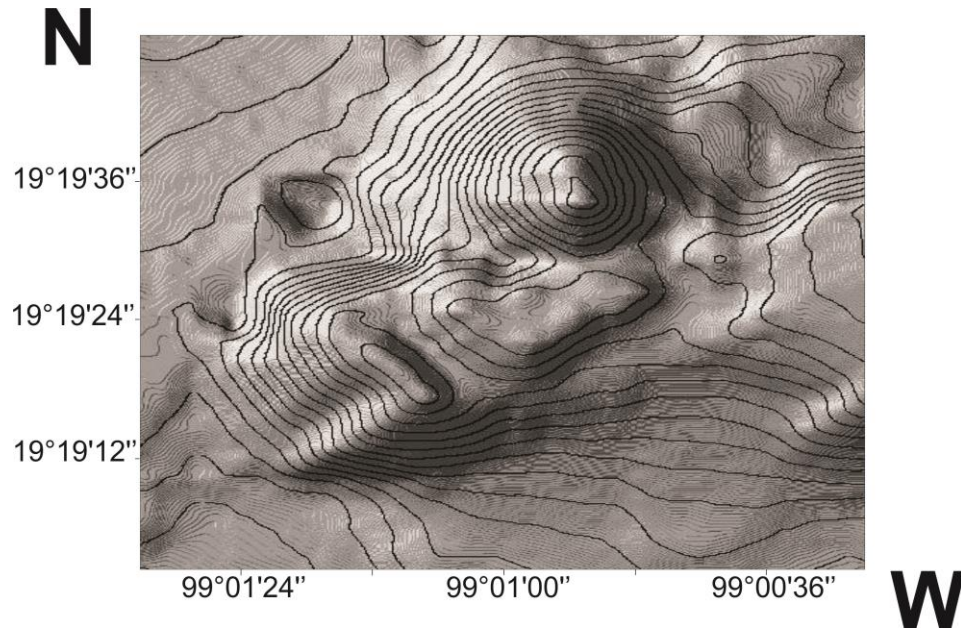


Figura 3.11.-Modelo de elevación del cono Mazatepec y Tecuatzi.(Elaborado en Geomapapp)

III.4 Geología de campo/Campo Milpa Alta

III.4.1 Volcán Teuhtli

El cono Teuhtli (Figura, 3.14-3.15) presenta una altura relativa de 300m con flujos de lava asociados de 3.5 km de longitud, y el frente de este cono alcanza 3 m de altura. Las rocas de esta localidad muestran colores grisáceos, texturas afaníticas con una porosidad moderada y con una orientación preferencial.

Este cono consiste de depósitos intercalados de material piroclástico generados por una erupción explosiva moderna, con una edad de ~ 14,000 años BP (Siebe *et al.*, 2005).

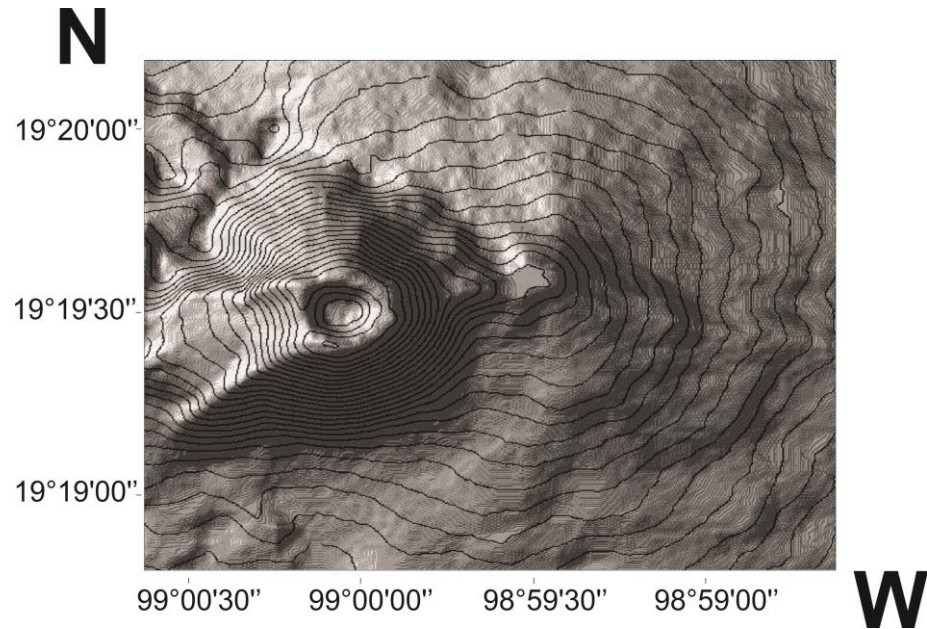


Figura 3.12.- Modelo de elevación del cono Guadalupe. (Elaborado en Geomapapp)



Figura 3.13 a) Vista panorámica del cono Guadalupe. **b)** Afloramiento de bloques masivos con fracturas de enfriamiento del Cono Guadalupe.

III.4.2 Flujos del cono Ocusacayo

El cono Ocusacayo (Figura 3.16), a diferencia del cono Teuhtli, no se encuentra rodeado por un escudo de lava amplio. Esto se debe a que se formó en una ubicación topográfica más restringida. Debido a esto, la mayoría de las lavas de este volcán fueron canalizadas hacia el N-NE, donde se sobreponen y alcanzan grandes longitudes. Los flujos de lava del OC muestran una longitud de 7.5 km y cubren un área total de 24.2 km² y estos a su vez piensa que tienen una edad de 21,675 ± 220/-215 años BP (Siebe *et al.*, 2005).

Las rocas de los flujos del cono Ocusacayo presentan texturas afaníticas solo que, a diferencia de las rocas del TE, estas presentan poros que marcan una orientación preferencial (Figura 3.17).

III.4.3 Flujos Xicomulco

Los flujos Xicomulco (Figura 3.19) son producto de las erupciones de conos que se distribuyen sobre la falla del mismo nombre. Estos flujos se caracterizan por mostrar texturas afaníticas, con escasas de vesículas. A su vez las rocas presentan colores grisáceos y una orientación preferencial (Figura 3.20).

III.5 Muestreo

El muestro de material volcánico se realizó considerando que el material presentara la menor alteración posible, fueran representativas de la litología, y cubrieran la mayor parte de área de trabajo.

En cada punto de muestreo se recopiló la siguiente información: (a) coordenadas geográficas, (b) características generales del afloramiento, (c) fotografía del afloramiento, y (d) descripción de muestra de mano. De forma general, se colectaron un total de 28 muestras, 16 para la Sierra de Santa Catarina y 12 para el Campo Milpa. Para los análisis petrográficos y geoquímicos se recaudaron cerca de 2 a 3 kg. En las figuras 3.21-3.22 se presentan mapas geológicos generales para las dos áreas de estudio, con la distribución de los puntos de muestreo.

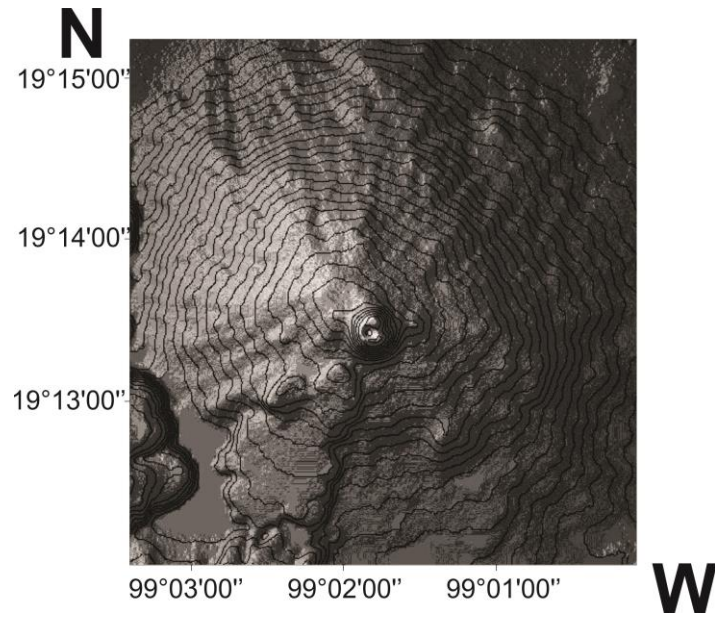


Figura 3.14.- Modelo de elevación del volcán Teuhtli (Elaborado en el software Geomapapp)



Figura 3.15 a) Afloramiento de bloques masivos de rocas del cono Teuhtli. **b)** Bloque masivo en donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca.

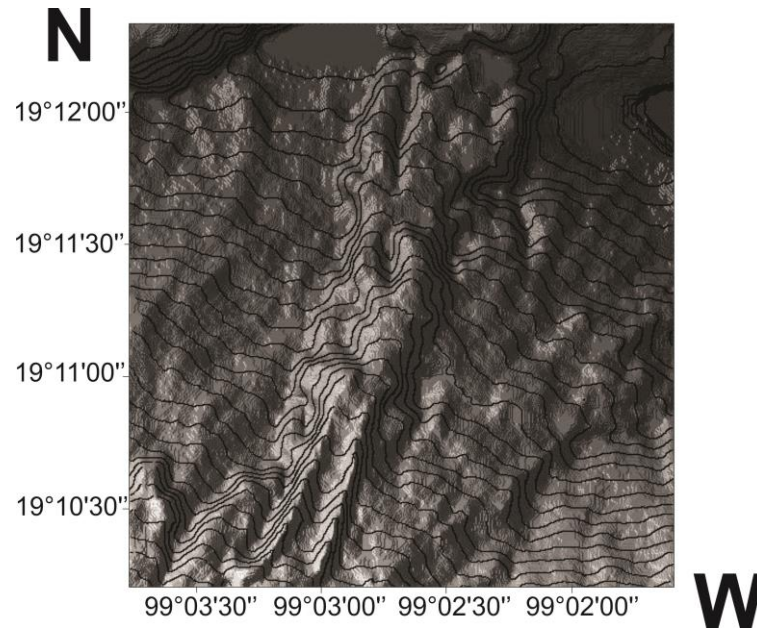


Figura 3.16.- Modelo de elevación de los flujos del volcán Ocusacayo. (Elaborado en el software Geomapapp)



Figura 3.17 a) Afloramiento de bloques masivos del flujo Ocusacayo. **b)** Bloque masivo en donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca.

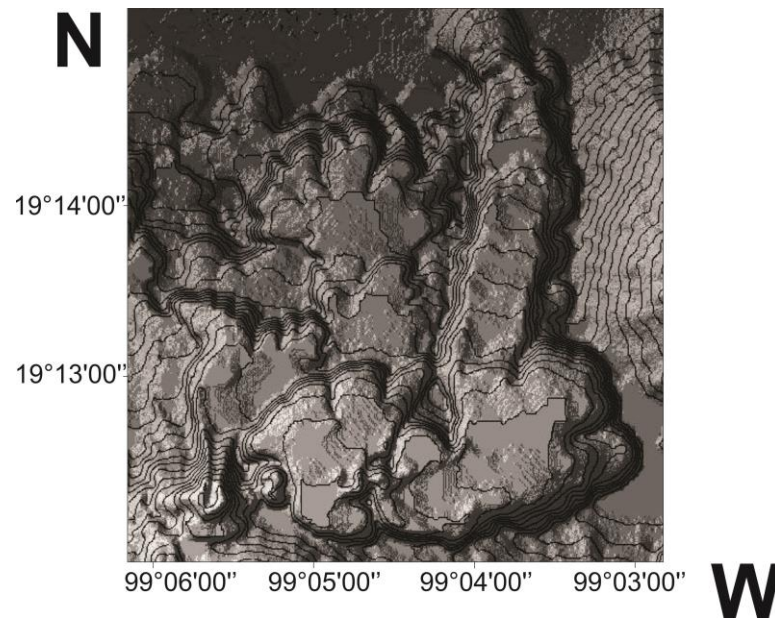


Figura 3.18.-. Modelo de elevación de los flujos Xicomulco.(Elaborado en Geomapapp)



Figura 3.19 Afloramiento de bloque masivo con una tendencia de flujo de los flujos Xicomulco.

Geología Local

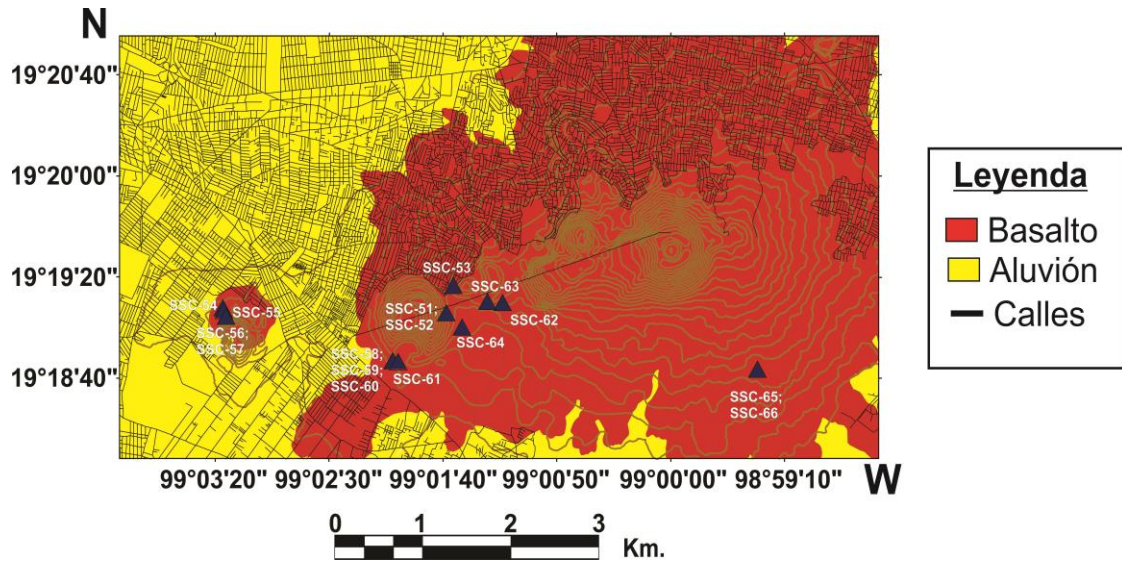


Figura 3.20 Mapa geológico general para la Sierra de Santa Catarina. (Escala 1:250000. Las muestras recolectadas para este trabajo se muestran como un triángulo azul).

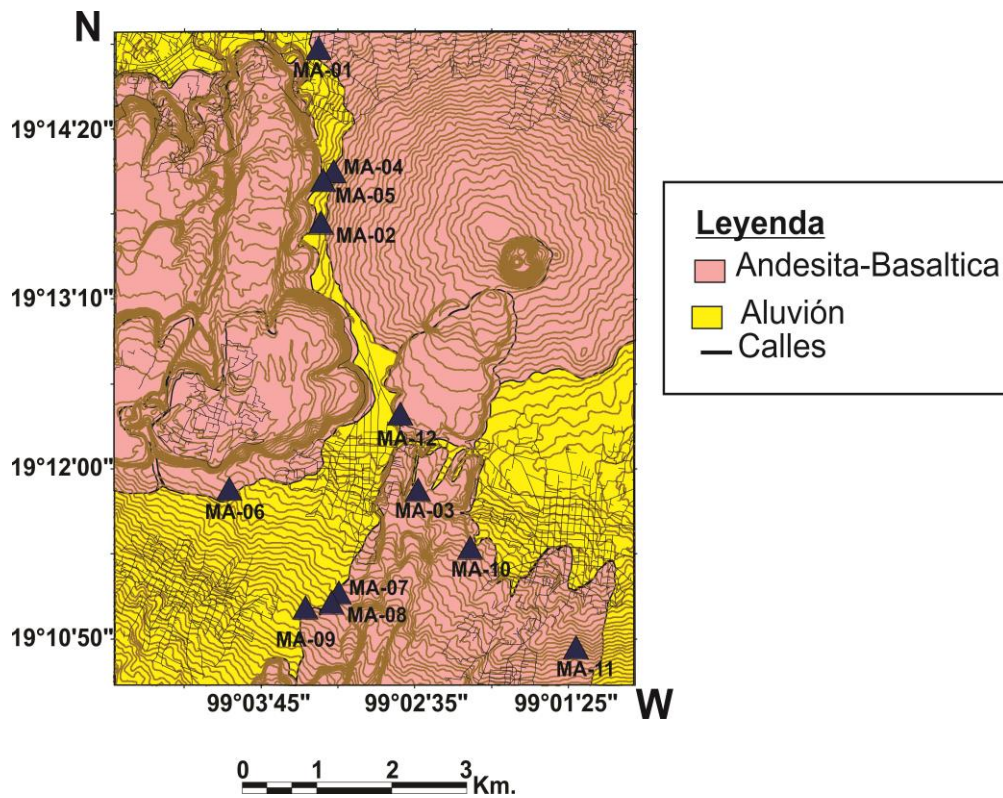


Figura 3.21.-Mapa geológico general para el Campo Milpa Alta. (Escala 1:250000. Las muestras recolectadas para este trabajo se muestran como un triángulo azul).

IV.1 Análisis Petrográfico

A fin de efectuar el análisis petrográfico, se realizaron 25 láminas delgadas, las cuales se llevaron a cabo en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

El procedimiento que se llevó a cabo para la elaboración de las láminas delgadas es el siguiente:

- a) **Corte:** la roca fue cortada con una sierra de disco diamantado para obtener cubos de 4x2x3 cm.
- b) **Pulido:** se seleccionó una de las caras del cubo para ser pulido utilizando un disco metálico, al cual se le agrega agua y polvo abrasivo de SiC (Carburo de silicio) de #200, hasta obtener una superficie plana. La superficie obtenida fue pulida en una placa de vidrio, utilizando agua y polvos abrasivos de una granulometría más fina (#400, 600 y 800).
- c) **Pegado:** la superficie pulida se pegó sobre un portaobjeto de vidrio con un agente cementante incoloro e isótropo (mezcla de resina epóxica KÖRAPOX 439; mezcla de resina cristalizador en relación 2:1).
- d) **Corte final:** ya pegado el cubo de roca en el portaobjetos se cortó con un disco de diamante más fino hasta obtener un espesor de ~ 1mm.
- e) **Pulido final:** la sección obtenida se sometió a un pulido como el anterior hasta obtener un espesor entre 25-30 μm . El proceso fue controlado principalmente según la tabla de Michel Levy, determinando los colores de interferencia que presentan minerales base (plagioclasa, piroxeno).

La mineralogía se determinó en base a las características reportadas en literatura especializada (Heinrich, 1970; Philpotts, 1989; McKenzie et al., 1996; Vernon, 2004; Higgins, 2006).

Experimental

La composición modal de los diferentes minerales se estableció por medio de un conteo de aproximadamente 300 puntos/muestra. Esto se llevó a cabo con ayuda de un contador manual de puntos adaptado a un microscopio petrográfico.

IV.2 Molienda

Para todas las rocas obtenidas se llevó a cabo un procesamiento de molienda, a fin de realizar el análisis geoquímico de elementos mayores y traza. En este procesamiento se le retiró la capa superficial a cada roca, a fin de contar con una muestra fresca y libre de alteraciones, considerando una cantidad de aproximadamente 400-700 g. La roca libre de alteraciones fue triturada con martillo a una dimensión de 0.5-1.0 cm³, evitando contaminación de materiales externos. Después de esto se utilizó un triturador Siebtechnik EB 7/6 (Figura 4.1a) para reducir los fragmentos a un tamaño de ~ 0.5mm, los cuales fueron pulverizados utilizando un molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A (Figura 4.1b). Esta pulverización genera polvo de muestra con un tamaño de partícula de ~200-400 mallas (75-38 μm).

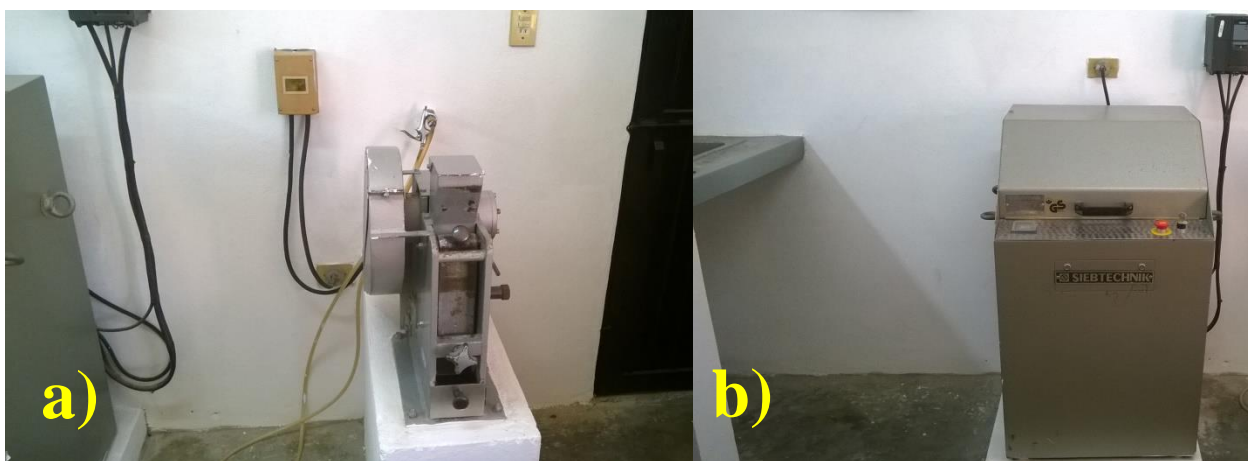


Figura 4.1 a) Tritrador Siebtechnik EB 7/6 del laboratorio de molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra.
b) Molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A del laboratorio de molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

Experimental

IV.3 Análisis Químico

La composición de elementos mayores y traza se determinó en los laboratorios comerciales Bureau Veritas Mineral Laboratories (ACME Labs, Vancouver, Canadá), aplicando el paquete de “Litho geochemistry”.

Este paquete emplea técnicas de fusión para descomponer por completo, incluyendo la mayoría de los elementos refractarios. Estos métodos reportan resultados para agua estructural y proveen resultados cuantitativos de silicio y son por lo tanto los únicos métodos que proporcionan datos adecuados para el trazado de diagramas de clasificación de rocas total y estudios relacionados a elementos molares.

Los elementos mayores fueron analizados a partir de fluorescencia de rayos X (FRX). Los límites de detección se presentan en la Tabla 4.1. En cambio, los elementos traza se analizaron con espectrometría de masas acopladas a ICP (ICP-MS). Los límites de detección se muestran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.1.- Límites de detección para elementos mayores por FRX ([Bureau Veritas Minerals, 2015](#)).

Elemento	Límite Mínimo (%)	Límite Máximo (%)
SiO ₂	0.01	100
Al ₂ O ₃	0.01	100
Fe ₂ O ₃	0.01	100
CaO	0.01	100
MgO	0.01	100
Na ₂ O	0.01	100
K ₂ O	0.01	100
MnO	0.01	93
TiO ₂	0.01	50
P ₂ O ₅	0.01	100
Cr ₂ O ₃	0.01	10
Ba	0.01	59

Experimental

Tabla 4.2.- Límites de detección para elementos traza por ICP-MS ([Bureau Veritas Minerals, 2015](#)).

Elemento	Límite Mínimo (ppm)	Límite Máximo (ppm)
Ba	1	50,000
Be	1	10,000
Ce	0.1	50,000
Co	0.2	10,000
Cs	0.1	10,000
Dy	0.05	10,000
Er	0.03	10,000
Eu	0.02	10,000
Ga	0.5	10,000
Gd	0.05	10,000
Hf	0.1	10,000
Ho	0.02	10,000
La	0.1	50,000
Lu	0.01	10,000
Nb	0.1	10,000
Nd	0.3	10,000
Pr	0.02	10,000
Rb	0.1	10,000
Sm	0.05	10,000
Sn	1	10,000
Sr	0.5	50,000
Ta	0.1	10,000
Tb	0.01	10,000
Th	0.2	10,000
Tm	0.01	10,000
U	0.1	10,000
V	8	10,000
W	0.5	10,000
Y	0.1	50,000
Yb	0.05	10,000
Zr	0.1	50,000

V.1 Sierra de Santa Catarina

V.1.1 Petrografía

Para la Sierra de Santa Catarina (SSC) se analizaron 13 muestras las cuales provienen del cono Yuhualixqui (SSC54; SSC55; SSC56; SSC57), del cono Xaltepec (SSC51; SSC52; SSC53; SSC61; SSC64), el Cerro Tetecón (SSC62; SSC63) y el cono Guadalupe (SSC65; SSC66). La información y composición modal de estas rocas se muestran en la Tabla A.1 en la sección de Anexos.

Los minerales más abundantes en las rocas de esta localidad (Figura 5.1) incluyen fenocristales de olivino subhedral, con 1-4% de abundancia y de 0.5-1 mm de diámetro; ortopiroxeno subhedral (1-7%) de 0.3-0.6 mm de diámetro y con <0.5 mm cuando están presentes en la matriz; clinopiroxeno de forma subhedral a anhedral (1-9%) con 0.4-0.6 mm. Las rocas se caracterizan por mostrar un gran número de vesículas (85-95%).

El tipo de texturas predominante en las rocas de SSC es la porfírica vítrea, a excepción de la muestra SSC-51, la cual se caracteriza por una textura porfírica orientada. Por otra parte, la matriz que acompaña a estas rocas es de tipo vítrea sin orientación preferencial, y que contiene inmersos microcristales de plagioclasa y ortopiroxeno menores a 0.5mm, que representan entre 55 y 85% de las rocas.

Es importante mencionar que las muestras SSC51 y SSC64 presentan intercrecimientos de minerales de plagioclasa con ortopiroxeno y clinopiroxeno. De forma general, en estas rocas no se observa ningún signo de alteración o evidencia de desequilibrio (cristales con bordes de reacción, plagioclasa con diferente composición, plagioclasa con zonados complejos etc).

Resultados

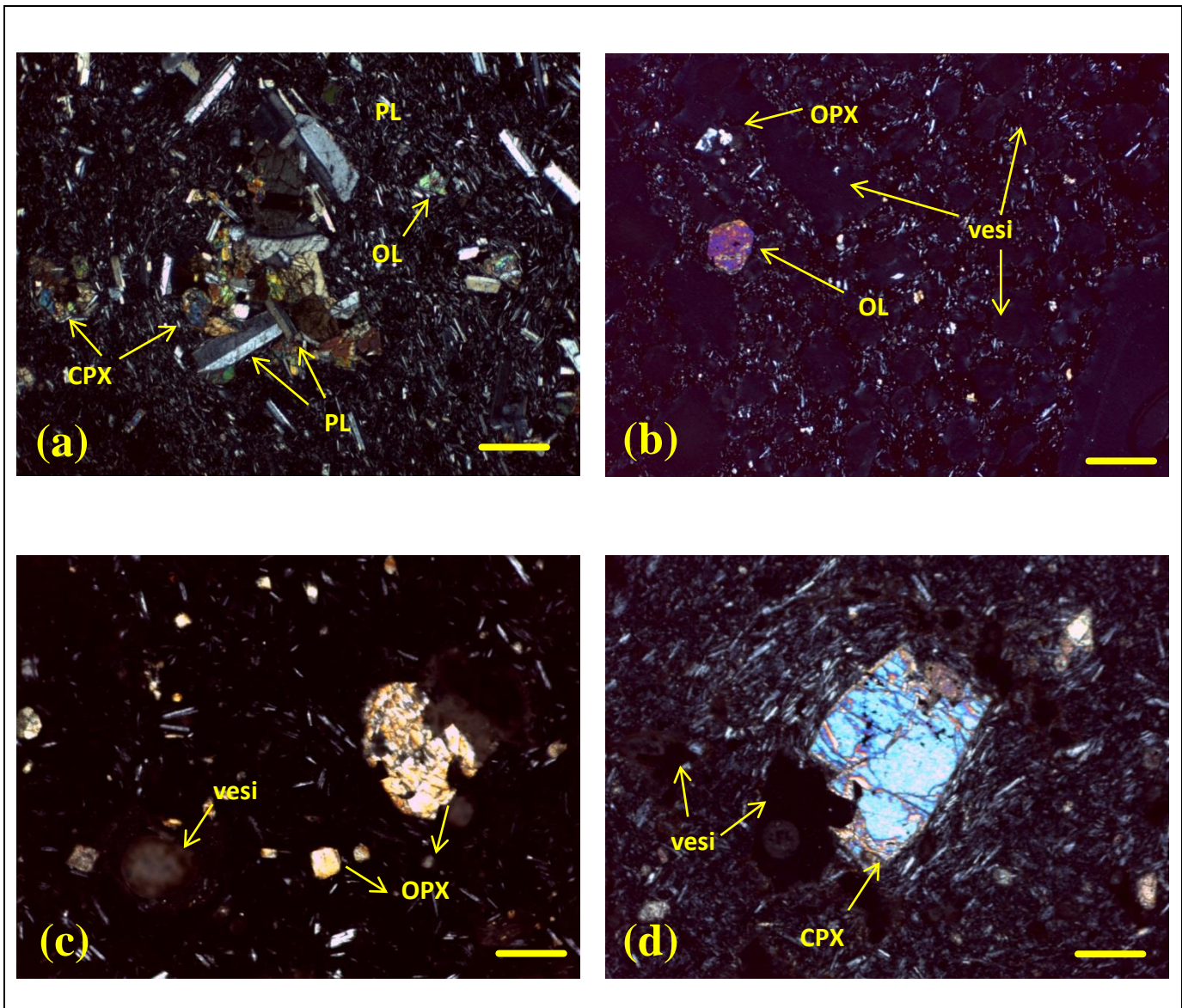


Figura 5.1.- Microfotografía (luz polarizada; objetivo 2.5x para (a), (b), y objetivo 10x para (c), (d)). La línea sólida en amarillo representa 1 cm de escala. (a) Muestra SSC-51, Cono Xaltepec (Textura: Porfírica. Mineralogía: Olivino-Clinopiroxeno); (b) Muestra SSC-54, Cono Yuhuazqui (Textura: Porfídica. Mineralogía: Olivino-Ortopiroxeno); (c) Muestra SSC-63, Cerro Tetecón (Textura: Porfídica. Mineralogía: Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); (d) Cristal de clinopiroxeno en la muestra SSC-66, Cono Guadalupe (Textura: Porfídica. Mineralogía: Ortopiroxeno-Clinopiroxeno). (OL=Olivino; CPX=Clinopiroxeno; OPX= Ortopiroxeno; vesi= Vesículas).

Resultados

V.1.2 Geoquímica

En este apartado se presenta la composición geoquímica en elementos mayores y traza para las rocas volcánicas de la Sierra de Santa Catarina (SSC) Esta información se analizó aplicando la metodología geoquímica usual para procesos magmáticos, que involucra: (a) el cálculo de la norma CIPW, (b) la elaboración de diagramas de clasificación de álcalis totales-sílice (TAS: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$; [Le Bas et al., 1986](#)), (c) la elaboración de diagramas normalizados para elementos traza (lantánidos normalizados a condrita y multi-elementos normalizados a manto primordial; [Rollinson, 1993](#)) y (d) la aplicación de diagramas de discriminación tectónica.

La información analítica se capturó en el paquete comercial StatSoft, Inc. (2011), STATISTICA (Data Analysis Software System), versión 10. El archivo de captura de datos tanto de literatura ([Velasco-Tapia y Verma 2013](#); [Guilbaund et al., 2015](#); [Verma et al., 2016](#)) como los analizados en este trabajo fueron procesados por medio del programa SINCLAS ([Verma et al., 2002](#)), con objeto de: (a) reajustar los datos a 100% en una base seca, fijando la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ de acuerdo al tipo de roca ([Middlemost, 1989](#)), (b) calcular la norma CIPW, y (c) asignar un nombre a cada roca de acuerdo al diagrama de clasificación TAS ([Le Bas et al., 1986](#)). La información de los datos analizados en este estudio se reporta en la Tabla A.3 en la sección de anexos.

V.1.2.1 Elementos mayores

Las rocas de la SSC, según el diagrama TAS (Total Alkalis Silica; Figura 5.2), se distribuyen en el campo de andesita traquibasáltica (BTA) y en la intersección de este campo con andesita basáltica (BA), andesita (A) y traquiandesita (TA). Cubren un intervalo de composición: SiO_2 aj= 52-57%, MgO aj= 3-6%, TiO_2 aj= 1.3-1.7%, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ aj= 5.6-6.2%, #Mg= 54-63, $\text{FeO}^{\dagger}/\text{MgO}$ = 1.6-2.0%. La composición normativa se encuentra dominada por un arreglo Hy + Qz, con minerales normativos $\text{Ab} = 33.4\text{-}36.6\%$, $\text{An} = 19.9\text{-}23.3\%$, $\text{Hy} = 11.8\text{-}15.6\%$, $\text{Or} = 10.4\text{-}11.4\%$ y $\text{Qz} = 5.5\text{-}7.2\%$

Resultados

Siguiendo la definición de Luhr (1997), que indica que un magma es primario si contiene $\text{MgO} > 6\%$ y un $\#Mg > 62$, y que este es un producto de fusión parcial directa del manto, se puede afirmar que las rocas estudiadas de SSC no poseen estrictamente características primarias. Sin embargo, las rocas de la SSC (BTA) reportadas por Verma et al. (2016) si muestran este comportamiento.

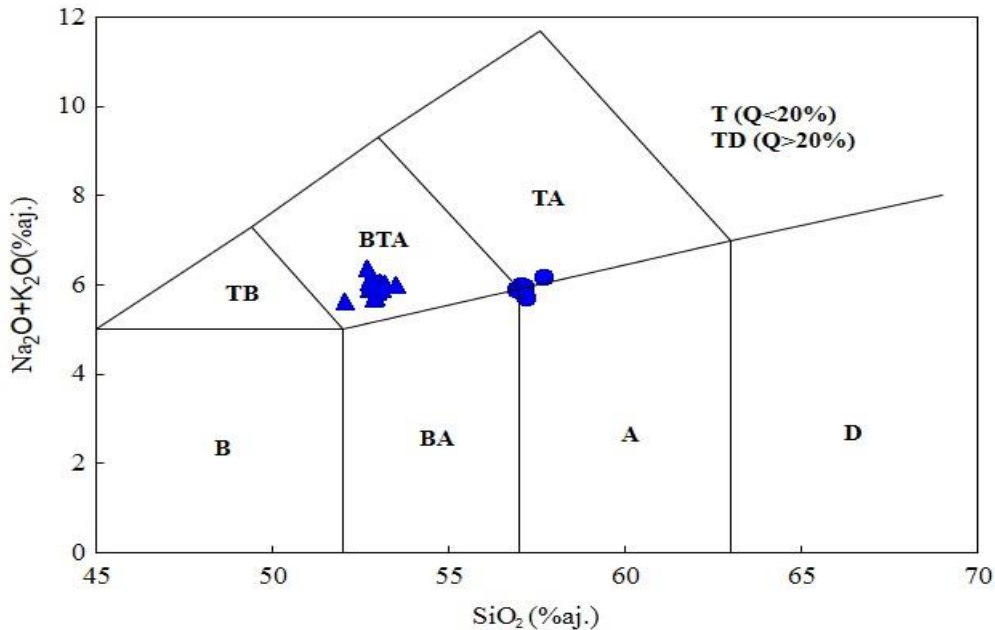


Figura 5.2.- Clasificación de las rocas de Santa Catarina a partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Los datos de literatura representados por triángulos, se capturaron de Verma et al. 2016. (SSC= Sierra de Santa Catarina; CMA= Campo Milpa Alta. B= basalto, BA= andesita basáltica, A= andesita, D= dacita, TB= traquibasalto, BTA= andesita traquibasáltica, TA= traqui andesita, T= traquita, TD= traquidacita).

En la Figura 5.3 se presentan diagramas de variación con respecto a Mg-V (Valor de Magnesio), el cual se utiliza como parámetro de evolución magmática. Para los elementos mayores (SiO_2 aj., Al_2O_3 aj., FeO^t/MgO aj.) se observa una pendiente negativa, mientras que para el TiO_2 es positiva. Por otra parte, la suma de álcalis ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ aj.) muestra un comportamiento aproximadamente constante a través del intervalo de Mg-V. Aplicando el diagrama AFM (Rollinson, 1993), las rocas se asocian a características calco-alcálicas.

Resultados

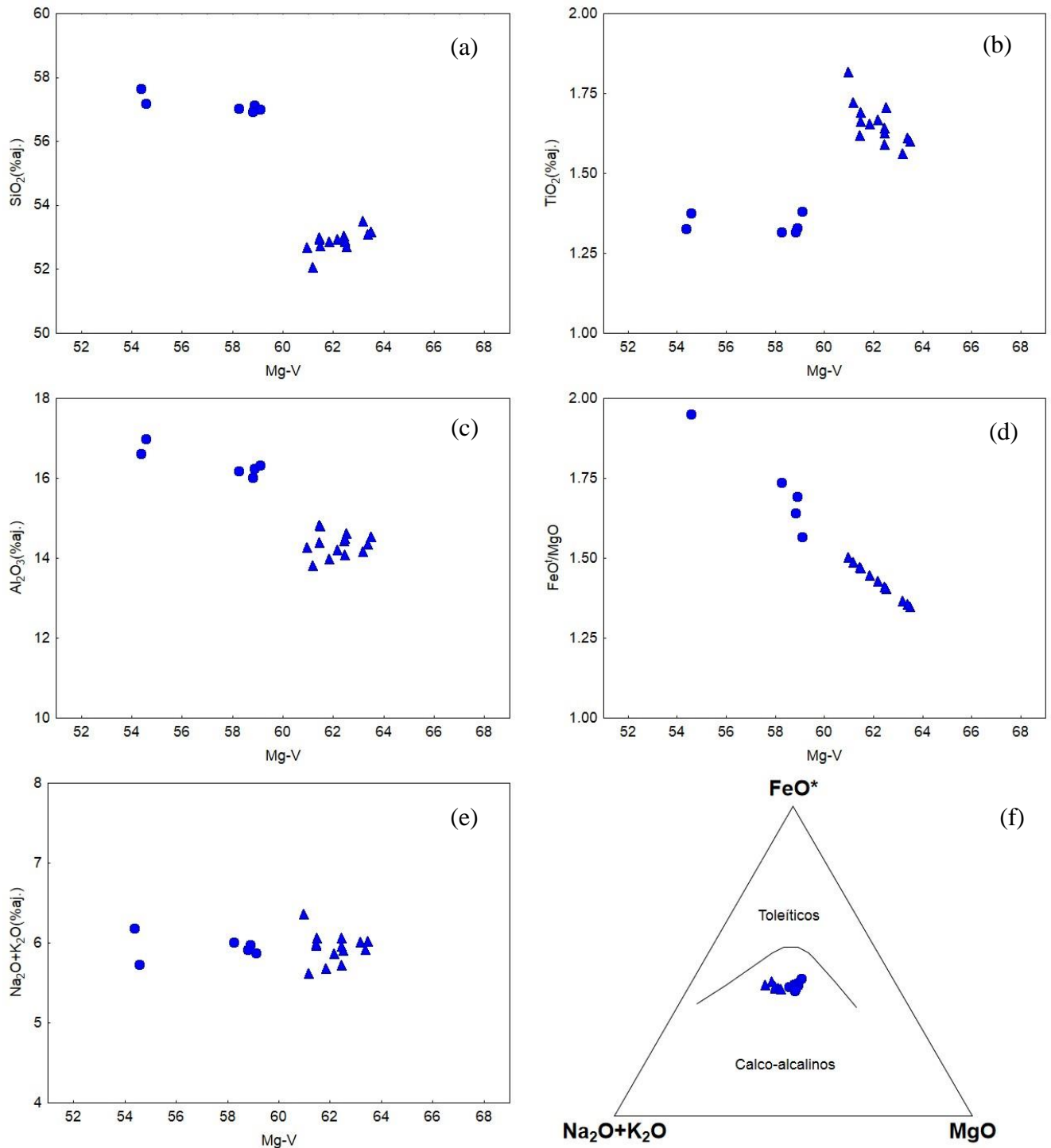


Figura 5.3.- (a) Diagrama de variación de SiO_2 respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de TiO_2 respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Al_2O_3 respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de FeO'/MgO respecto a Mg-V. (e) Diagrama de variación de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ respecto a Mg-V. (f) Diagrama AFM aplicado a las rocas de SSC.

Resultados

Los diagramas de variación presentados en la Figura 5.4 muestran una gran dispersión en elementos traza (Ba, Ni y Zr) y la relación $(La/Yb)_N$ con respecto a Mg-V. Sin embargo, los elementos incompatibles (LILE y HFSE) se enriquecen con la disminución de Mg-V, mientras que los elementos compatibles (Ni) muestran un comportamiento inverso.

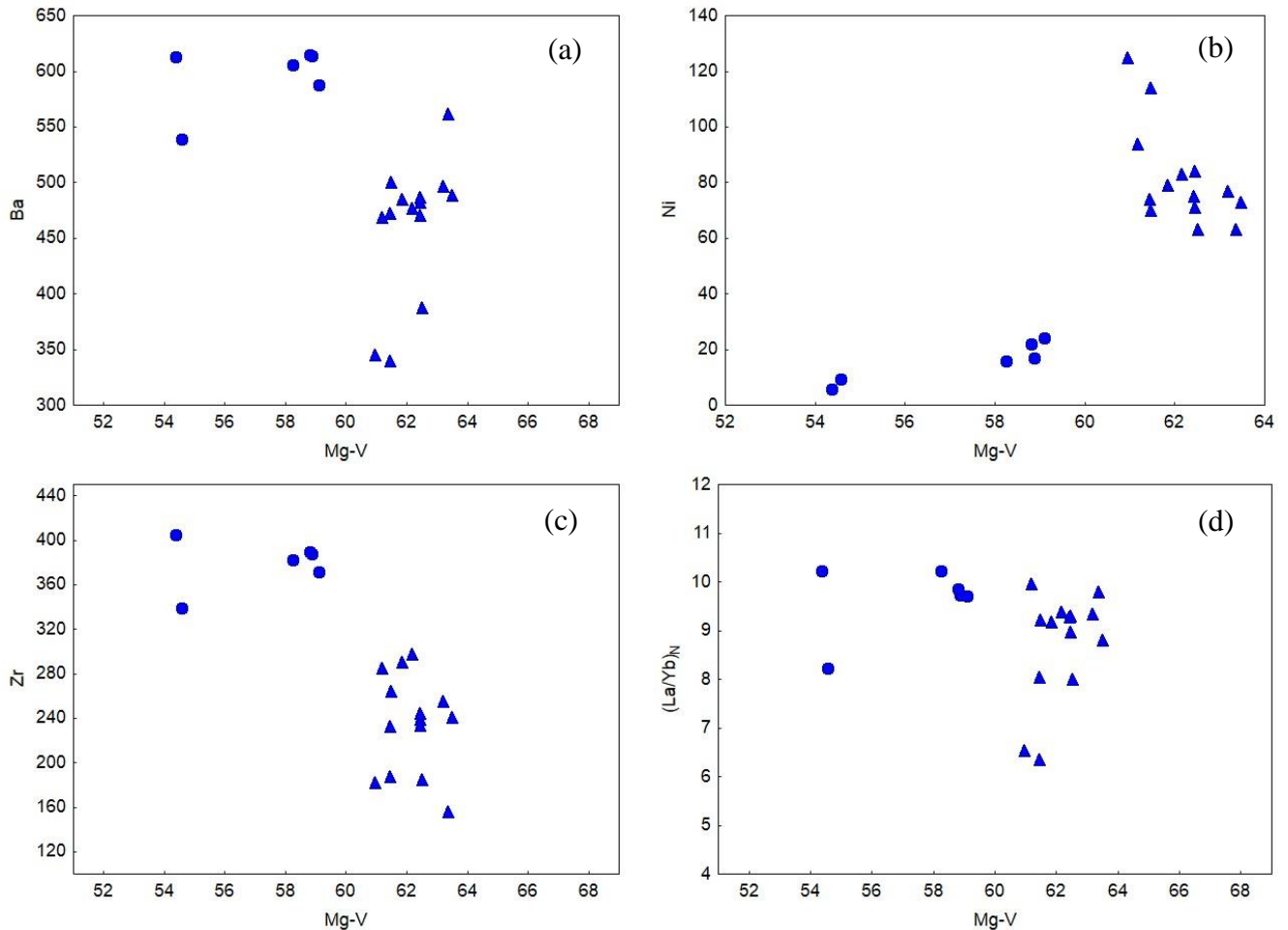


Figura 5.4.- (a) Diagrama de variación de Ba (LILE) respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de Ni (Elemento compatible) respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Zr (HFSE) respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de $(La/Yb)_N$ (REE) respecto a Mg-V.

Diversos autores han evaluado a los diagramas bivariados de tipo Harker desde un punto de vista geoquimométrico (por ejemplo, Chayes, 1978; Aitchson, 1986; Egozcue et al., 2003; Aitchson y Egozcue, 2005; Buccianti et al., 2006; Verma, 2010,2012).

Resultados

El problema básico en los diagramas bivariados tipo Harker es que, existe una correlación negativa inherente de otras variables químicas con SiO_2 , debido a las restricciones de constantes o unidades de suma (Chayes, 1978). Este mismo autor mostró que incluso una correlación positiva de algunas variables con respecto a SiO_2 también es posible. La existencia de correlaciones positivas o negativas en este tipo de diagramas es rutinariamente utilizado para inferir acerca de procesos geológicos y la correlación estadística inherente no es señalado, o bien ni si quiera tomado en cuenta. Aitchson (1986) propuso soluciones para superar las dificultades de las constantes de suma y el espacio composicional cerrado de variables crudas. Este autor mostró que en lugar de usar composiciones crudas es mejor pensar en términos de un enfoque multivariado, calculando proporciones composicionales con un denominador común y trabajar con estas proporciones en funciones logarítmicas.

V.1.2.2 Elementos traza

V.1.2.2a Diagramas de lantánidos

La composición de lantánidos para las rocas de la SSC se muestra en las Tablas A.5 de la sección de anexos. Esta información se ha representado en diagramas normalizados a condrita con valores tomados de Haskin et al. (1986) y Nakamura (1974).

De forma general, los diagramas de lantánidos para las rocas de la SSC (Figuras 5.5) muestran: (a) un enriquecimiento en elementos ligeros (alcanzando para $\text{La} \sim 150x$), con un descenso suave hacia elementos pesados; (b) no existe evidencia de una anomalía negativa significativa de Eu (Tabla 5.1), por lo que no ha ocurrido una fraccionación de plagioclasa de forma significativa (Rollinson, 1993); y (c) un patrón para lantánidos pesados que tiende a ser horizontal.

El enriquecimiento de lantánidos ligeros con respecto a pesados puede ser evaluado por medio de la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Tabla 5.1). Las rocas de esta zona se caracterizan por mostrar valores de 6.3-10.2. Por otra parte, es importante mencionar que se puede apreciar una pequeña anomalía en Ce, esta puede ser representada por el parámetro Ce^* (Tabla 5.1), el cual es un cociente entre el valor teórico de Ce no fraccionado y el valor del elemento determinado en la roca. Los valores que presentan las rocas analizadas es de 1.1-1.4.

Resultados

Tabla 5.1.- Anomalía de Eu/Eu^* , relación $(La/Yb)_N$ y Ce^*_N para las rocas volcánicas de la Sierra de Santa Catarina (SSC) (Rollison, 1993).

$Eu/Eu^* = (Eu/0.073) / \sqrt{\left(\frac{Sm}{0.195}\right) * \left(\frac{Gd}{0.260}\right)}$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máx.
SSC	20	0.849058	0.030280	0.810736	0.927724
$(La/Yb)_N = (La/0.340)/(Yb/0.220)$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máx.
SSC	20	9.009337	1.086986	6.345189	10.23675
$Ce^*_N = \{[(La/0.340) + (Pr/0.121)]/2\} / (Ce/0.910)$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máx.
SSC	20	1.169835	0.078641	1.094182	1.395156

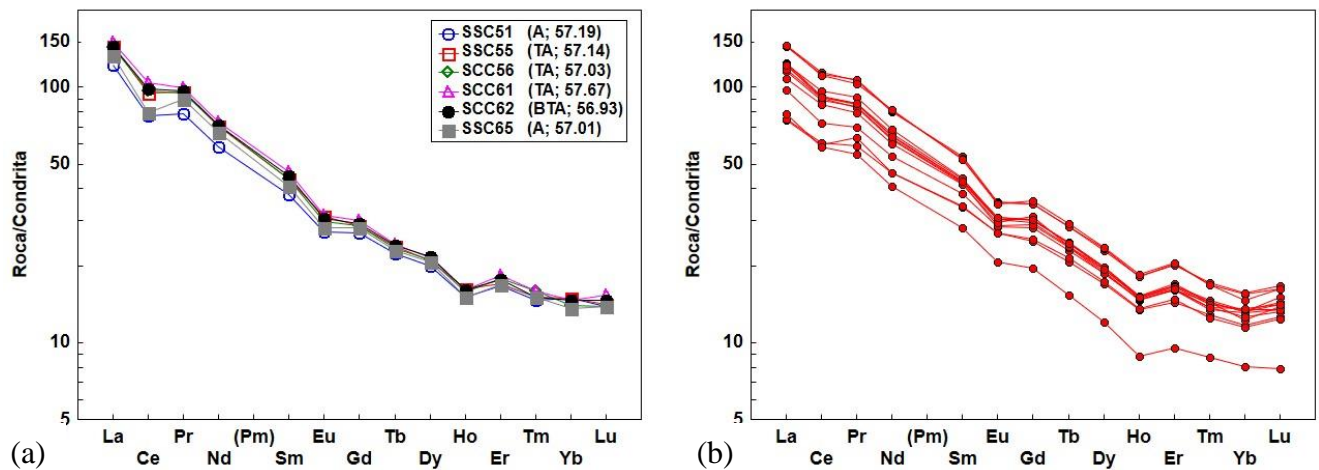


Figura 5.5.- Diagrama de lantánidos normalizados a condrita para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Muestras de la Sierra de Santa Catarina de Verma et al. 2016. Datos de normalización en ppm (Haskin et al. 1968; Nakamura 1974): $La = 0.329$, $Ce = 0.865$, $Pr = 0.112$, $Nd = 0.63$, $Sm = 0.203$, $Eu = 0.077$, $Gd = 0.276$, $Tb = 0.047$, $Dy = 0.343$, $Ho = 0.07$, $Er = 0.225$, $Tm = 0.03$, $Yb = 0.22$, $Lu = 0.0339$. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO_{2aj} para cada muestra.

V.1.2.2b Diagramas multielementos normalizados a manto primordial

La composición de elementos traza, tanto incompatibles como elementos compatibles, se representan en diagramas normalizados a manto primordial (Figura 5.6). Los valores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989).

Los patrones observados muestran: (a) un enriquecimiento en elementos incompatibles (~50-100x) con una tendencia a disminuir con el incremento de compatibilidad (Rb-Lu); (b) anomalías negativas presentes de Nb, Ta, P y Ti, el cálculo y los parámetros estadísticos de

Resultados

cada anomalía se presenta en la Tabla 5.2, los parámetros estadísticos fueron calculados sin tomar en cuenta los valores discordantes de las muestras; (c) un patrón para elementos más compatibles que tiende a ser horizontal.

Tabla 5.2.- Anomalía de Nb-Ta*, P* y Ti* para las rocas volcánicas de la Sierra de Santa Catarina (SSC) (Rollison, 1993).

$Nb-Ta^* = \{[(U/0.021) + (K/250)]/2\} / \{[(Nb/0.713) + (Ta/0.041)]/2\}$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>Mín.</i>	<i>Máx.</i>
SSC	20	1.556682	0.335130	1.124391	2.740117
$P^* = \{[(Sr/21.1) + (Nd/1.354)]/2\} / (P/95)$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>Mín.</i>	<i>Máx.</i>
SSC	20	1.364071	0.225860	1.054463	1.761193
$Ti^* = \{[(Eu/0.073) + (Y/4.55)]/2\} / (Ti/1300)$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>Mín.</i>	<i>Máx.</i>
SSC	20	1.410545	0.207536	0.931046	1.750417

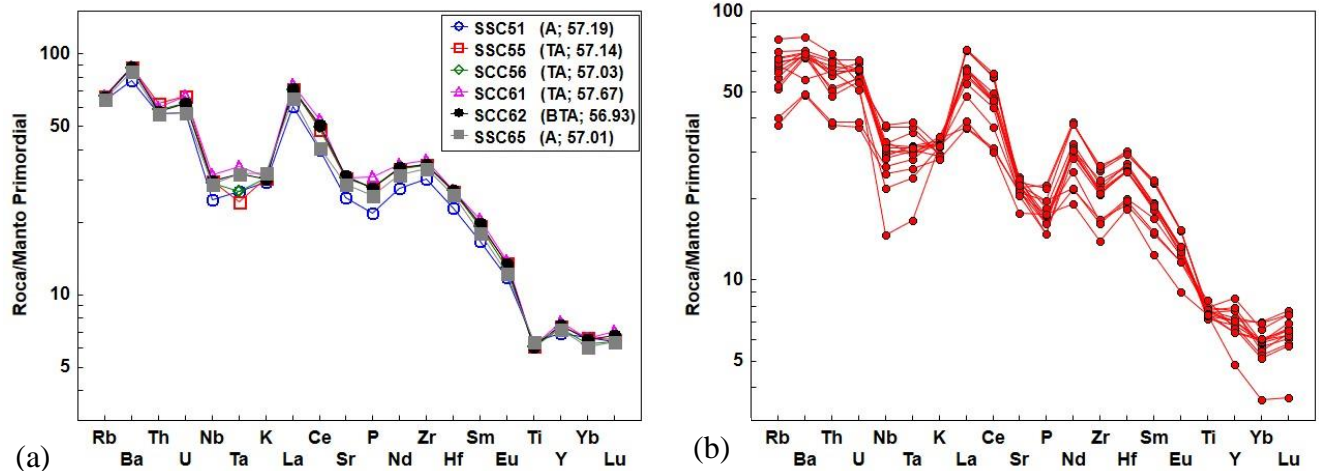


Figura 5.6.- Diagrama multielementos normalizado a manto primordial para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Muestras de la Sierra de Santa Catarina del trabajo Verma et al. 2016. Datos de normalización en ppm (Sun y McDonough, 1989): $Rb = 0.635$, $Ba = 6.989$, $Th = 0.085$, $U = 0.021$, $Nb = 0.713$, $Ta = 0.041$, $K = 250$, $La = 0.687$, $Ce = 1.775$, $Sr = 21.1$, $P = 95$, $Nd = 1.354$, $Zr = 11.2$, $Hf = 0.309$, $Sm = 0.444$, $Eu = 0.168$, $Ti = 1300$, $Y = 4.55$, $Yb = 0.493$, $Lu = 0.074$. Los números y letras en (a) y (c) representan la clasificación y la cantidad de SiO_2 aj. para cada muestra.

Resultados

De forma adicional se elaboró el diagrama de Th-Nb con respecto a Nb/Yb de Pearce (2008). Este diagrama es usado para la detección de firmas de corteza en los magmas. Las muestras analizadas se ubican por encima del arreglo de OIB. Estos valores de las relaciones Th/Yb y Nb/Yb indican una asociación a una fuente de manto enriquecido y un efecto de contaminación cortical.

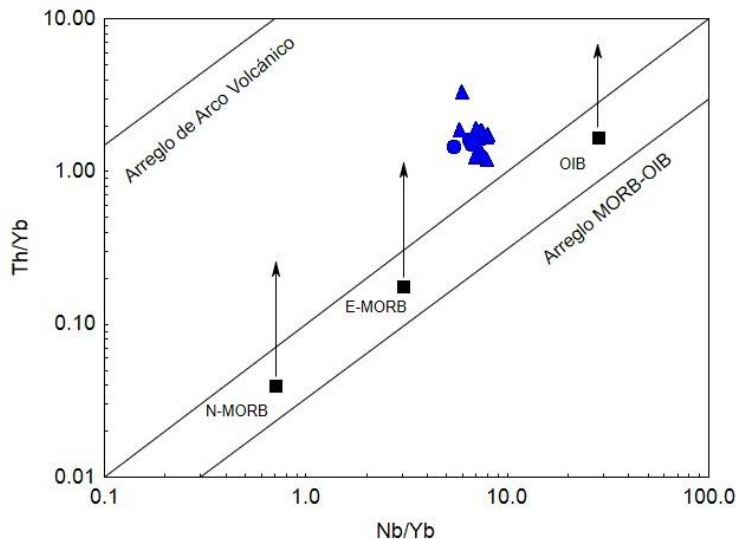


Figura 5.7.- Diagrama de variación de Nb/Yb con respecto a Th/Yb de Pearce (2008). Las flechas en negro representan el vector de la interacción de la corteza con los magmas.

V.1.2.3 Diagramas de discriminación

V.1.2.3a Diagramas Tradicionales

Para inferir una asociación a un ambiente tectónico, se utilizaron los diagramas de Pearce y Norry (1979) y Shervais (1982) que se muestran en la Figura 5.7. Estas herramientas son típicamente utilizadas para rocas básicas. El diagrama de discriminación de Pearce y Norry (1979), utiliza la relación Zr/Y graficado contra el índice de Zr demuestra un discriminante efectivo entre basaltos de arcos de isla oceánica, MORB y basaltos de intraplaca. De acuerdo a este diagrama las rocas se distribuyen en el campo de basaltos de intraplaca.

Por otro lado, el diagrama de Shervais (1982) se utiliza para distinguir entre ambientes arcos-volcánicos, MORB y basaltos alcalinos. Se basa en el principio de que el Ti y el V son miembros adyacentes de la primera serie de transición en la tabla periódica y aún en sistemas

Resultados

silicatados estos elementos se comportan de diferente maneras. Las muestras en estos diagramas muestran una afinidad hacia el área de OIB y según los límites de campo establecidos por Verma (2000), es probable una afinidad a un ambiente de Rift.

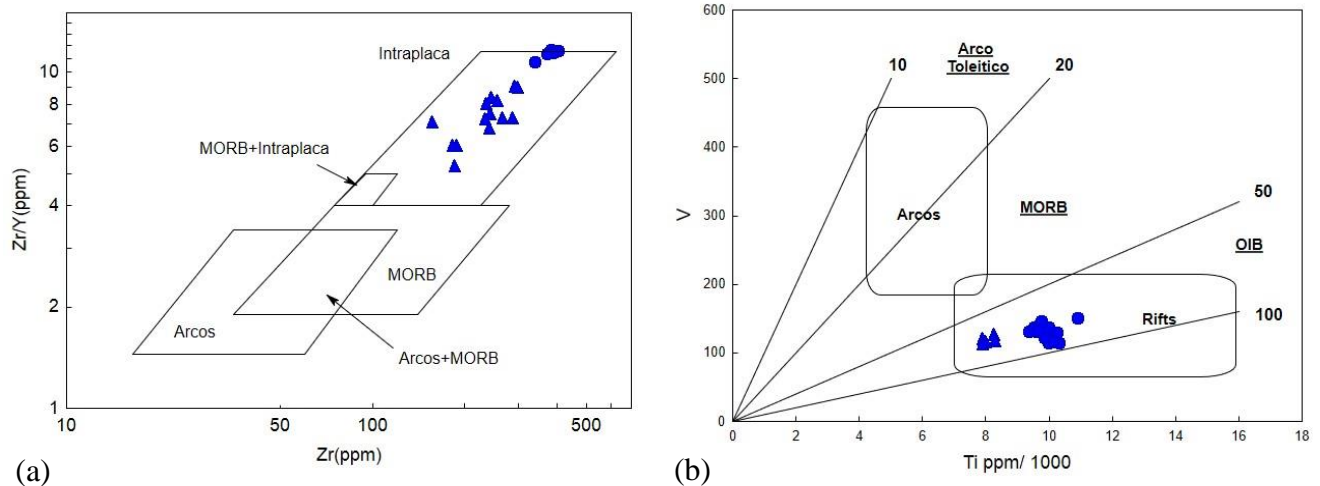


Figura 5.8.- (a) Diagrama de discriminación Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979) aplicado para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (b) Diagrama de discriminación de Ti/1000-V de Shervais (1982). (Triángulos= Muestras de Verma et al. 2016; Círculos= Muestras de este trabajo; Líneas en (b) representan los campos de discriminación propuestos por Verma 2000).

V.1.2.3b Diagramas multidimensionales con funciones discriminantes

De forma reciente, Verma et al. (2013) han propuesto 15 nuevos diagramas de discriminación para rocas intermedias, las cuales utilizan funciones discriminantes basadas en relaciones logarítmicas de elementos mayores y elementos traza. En las Tabla A.7 de la sección de anexos se reportan las ecuaciones de las funciones discriminantes DF1 y DF2 (ejes x-y) y que son representadas gráficamente en las Figuras 5.8 a 5.10. En estas ecuaciones las relaciones logarítmicas de los elementos mayores y elementos traza se encuentran multiplicadas por factores generados por un análisis discriminante lineal, y el último factor que se encuentra en cada ecuación es un valor constante que complementa el cálculo.

De acuerdo a los diagramas basados en relaciones de elementos mayores sobre SiO₂ y Yb (Figuras 5.8 y 5.9), las rocas de esta zona muestran una afinidad a un ambiente tipo Rift Continental. En contraste, los diagramas basados en relaciones de elementos mayores sobre TiO₂ (Figura 5.10) indican una asociación a ambiente tipo Rift Continental y Colisión, lo cual se puede asociar al sistema de falla característica de esta zona.

Resultados

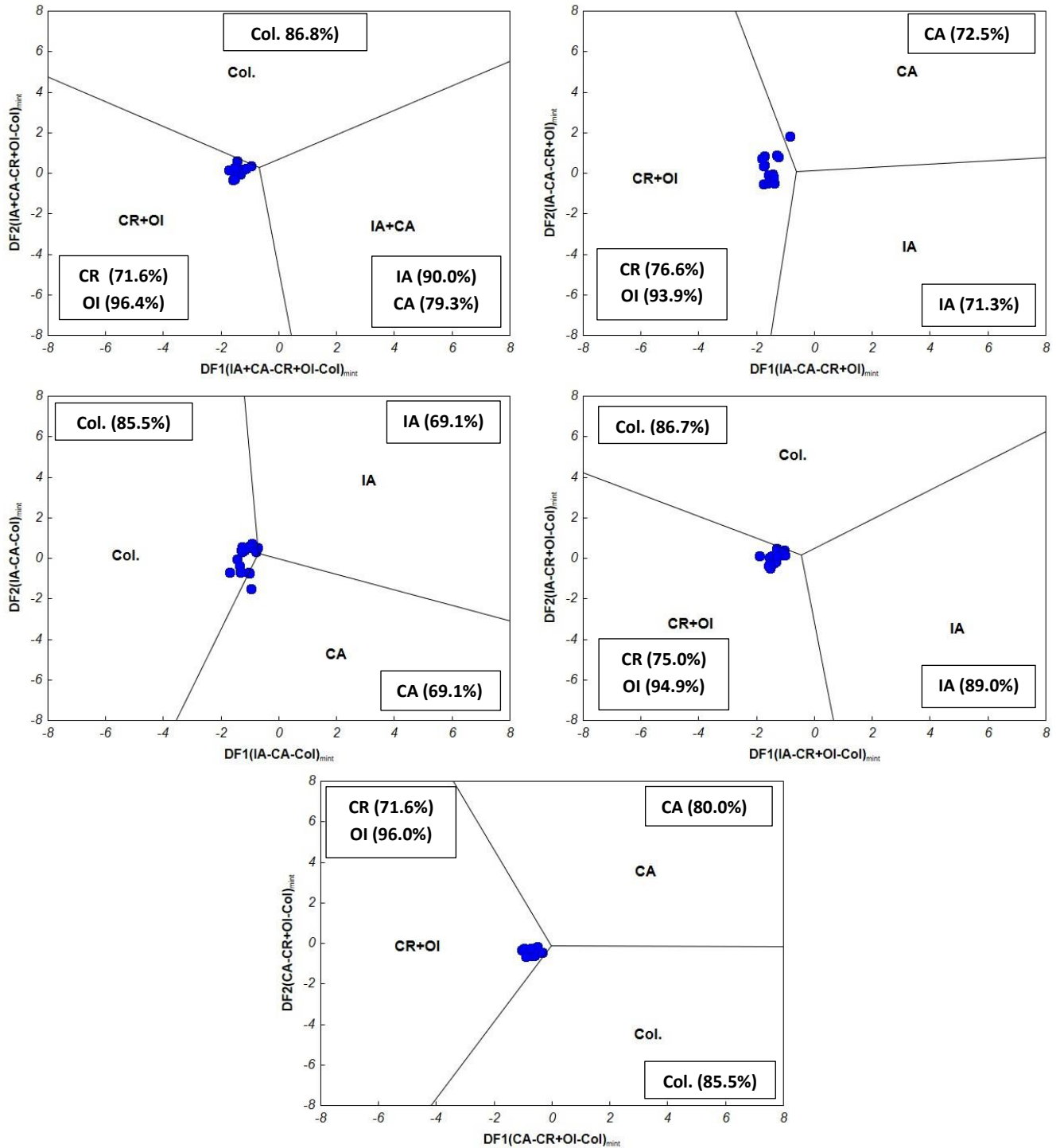


Figura 5.9.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre SiO₂ para rocas intermedias (52-63%SiO₂; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

Resultados

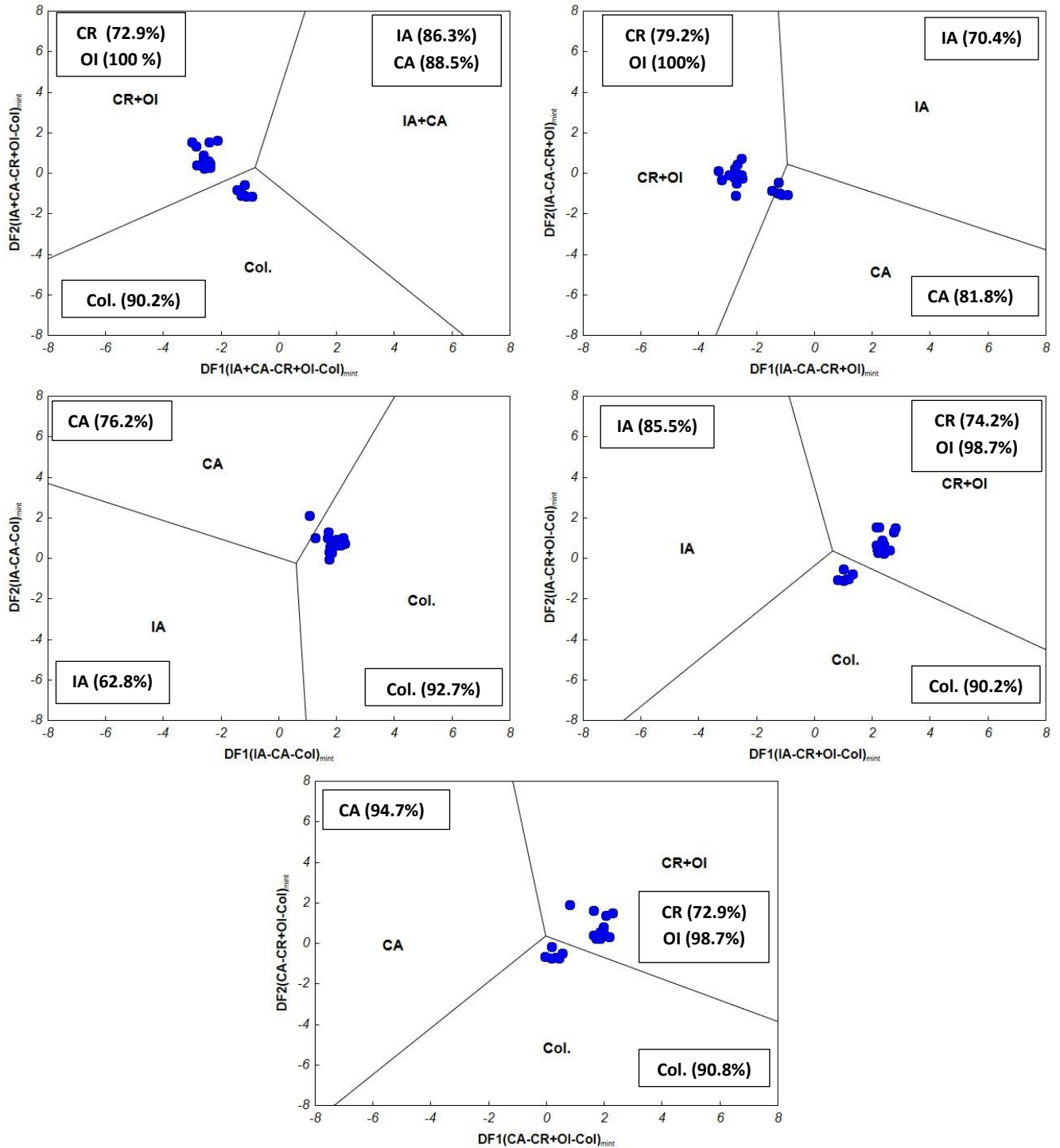


Figura 5.10.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre TiO_2 para rocas intermedias (52-63% SiO_2 ; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

Resultados

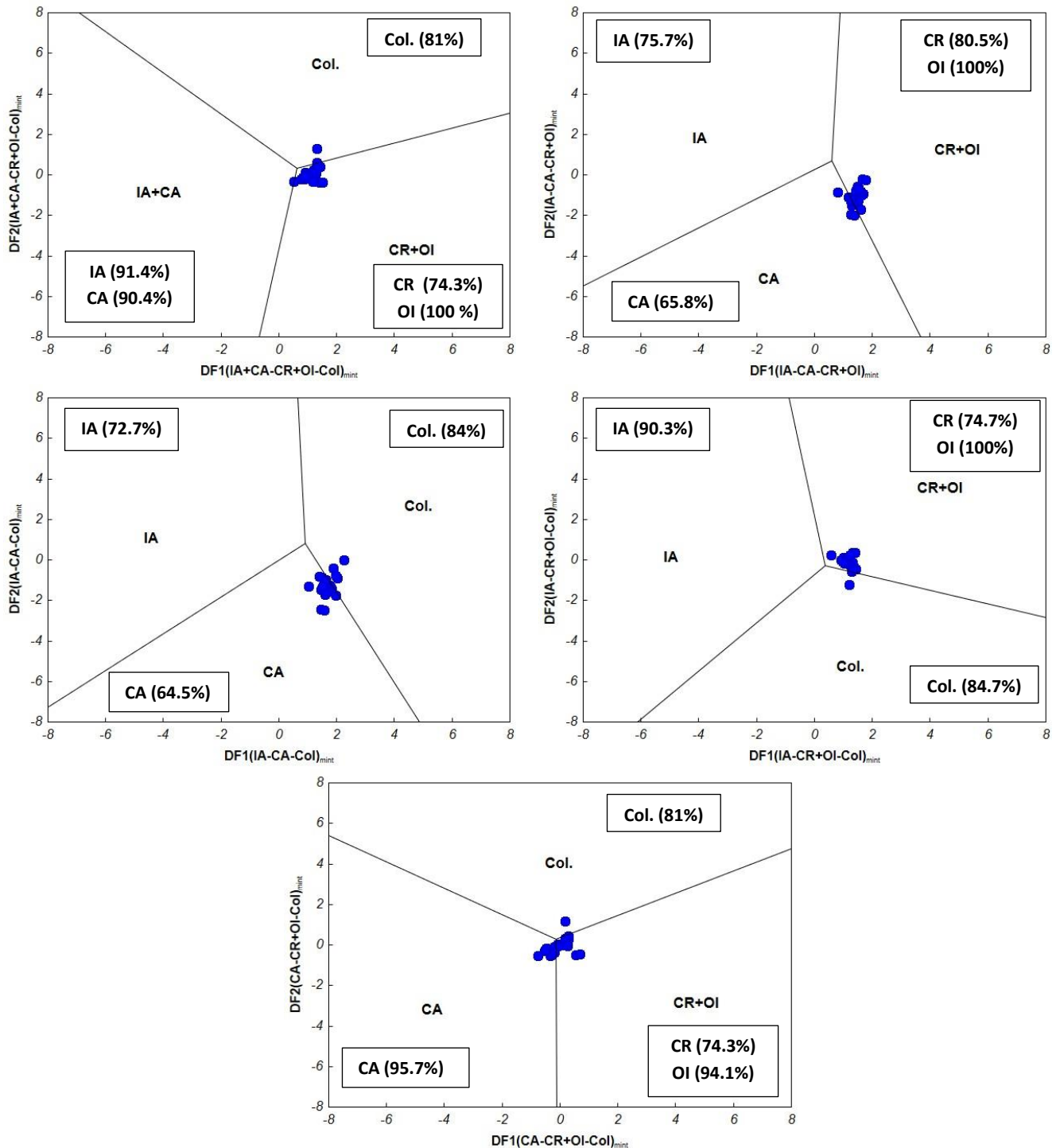


Figura 5.11.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre Yb para rocas intermedias (52-63%SiO₂; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas de la Sierra de Santa Catarina. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

Resultados

V.2 Campo Milpa Alta

V.2.1 Petrografía

Para el CMA se analizaron 12 muestras, las cuales provienen volcán Teuhtli (MA-01; MA-02; MA-04; MA-05; MA-12), los flujos de lava Ocusacayo (MA-03; MA-07; MA-08; MA-09; MA-10; MA-11) y el flujo de lava Xicomulco (MA-06). La información y composición modal de estas rocas se reporta en la Tabla A.2 de la sección de Anexos

La mineralogía observada en las rocas del CMA (Figura 5.12) se compone de fenocristales de olivino subhedral a anhedral (1-6% de abundancia) con 0.1-0.3 mm de diámetro, ortopiroxeno euhedral a subhedral (2-8%), y con <0.1 mm; clinopiroxeno subhedral (1-4 %) con ~ 0.3 mm de diámetro; y plagioclasa euhedral a subhedral (1-52%) de 0.15-0.3 mm.

Las texturas presentes en las rocas del CMA abarcan los tipos porfirítica, porfirítica vítrea y traquítica. La matriz presente en la mayoría de las rocas es de tipo microlítica, con excepción de las muestras MA-01, MA-04, MA-05, y MA-12. Estas presentan de tipo traquítico. La matriz se conforma principalmente de vidrio y plagioclasa. De manera similar a la Sierra de Santa Catarina, las rocas del CMA no muestran alguna señal de alteración o evidencia de desequilibrio.

Resultados

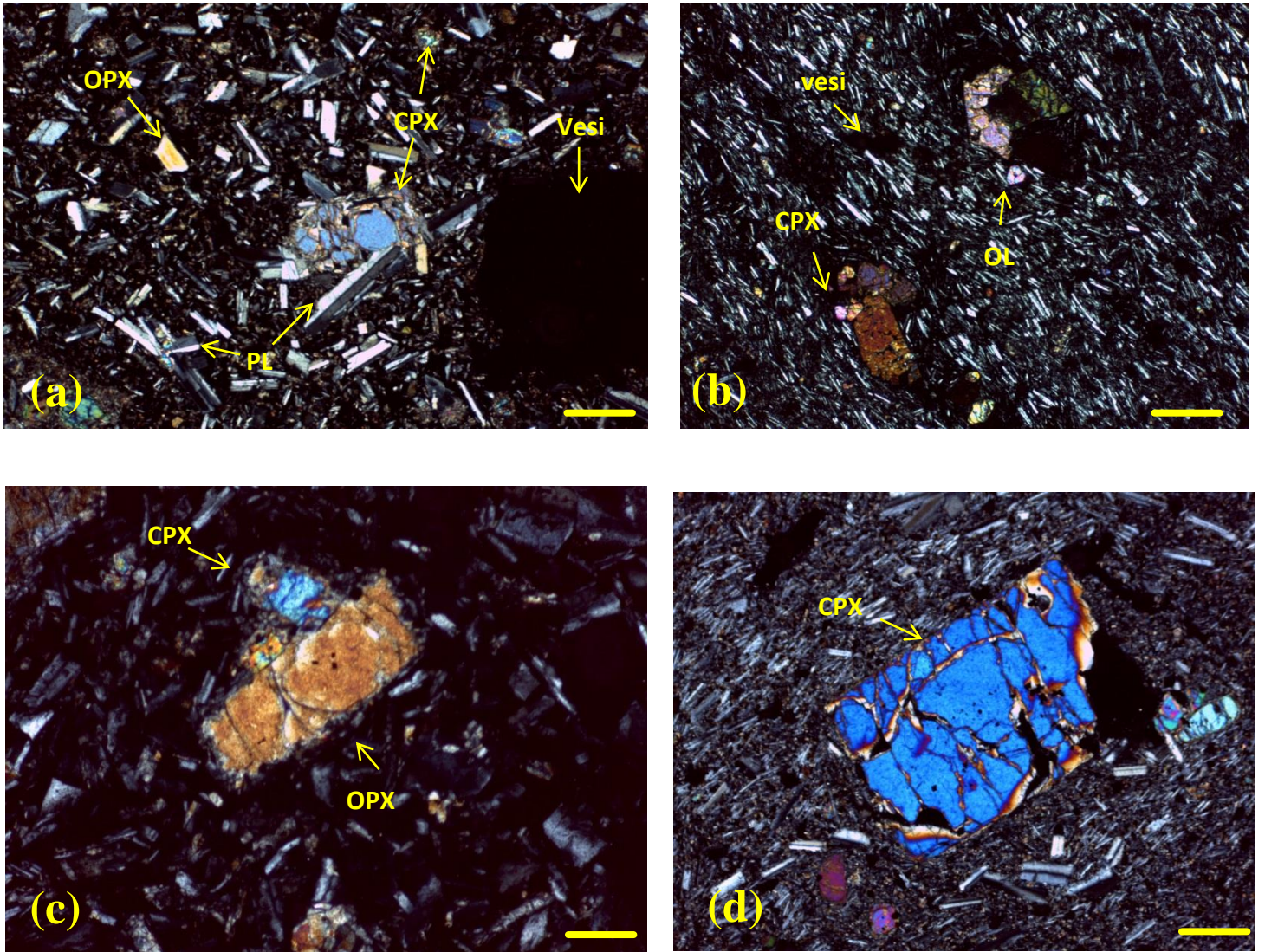


Figura 5.12.- Microfotografía (luz polarizada; objetivo 2.5x); a) Muestra MA-02, Cono Teuhitli (Textura: Porfídica. Mineralogía: Plagioclasa- Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); b) Muestra MA-09, Flujo Ocusacayo (Textura: Porfídica. Mineralogía Plagioclasa- Clinopiroxeno-Ortopiroxeno); c) Muestra MA-06, Flujo Xicomulco (Textura: Porfídica. Mineralogía: Olivino- Clinopiroxeno); (d) Muestra MA-11, Flujo Ocusacayo. (OL=Olivino; PLG=Plagioclasa, CPX=Clinopiroxeno; OPX= Ortopiroxeno; vesi= vesícula).

Resultados

V.2.2 Geoquímica

En este apartado se presenta la composición geoquímica en elementos mayores y traza de las rocas volcánicas del Campo Milpa Alta (CMA). Esta información se analizó aplicando la metodología geoquímica usual para procesos magmáticos, que involucra: (a) el cálculo de la norma CIPW, (b) la elaboración de diagramas de clasificación de álcalis totales-sílice (TAS: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$; [Le Bas et al., 1986](#)), (c) la elaboración de diagramas normalizados para elementos traza (lantánidos normalizados a condrita y multi-elementos normalizados a manto primordial; [Rollinson, 1993](#)) y (d) la aplicación de diagramas de discriminación tectónica.

De igual manera que para las rocas de la SSC, las muestras para esta área la información se capturó en el paquete comercial StatSoft, Inc. (2011), STATISTICA (Data Analysis Software System), versión 10. El archivo de captura de datos tanto de literatura ([Velasco-Tapia y Verma 2013](#); [Guilbaund et al., 2015](#)) como los analizados en este trabajo fueron procesados por medio del programa SINCLAS ([Verma et al., 2002](#)), con objeto de: (a) reajustar los datos a 100% en una base seca, fijando la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ de acuerdo al tipo de roca ([Middlemost, 1989](#)), (b) calcular la norma CIPW, y (c) asignar un nombre a cada roca de acuerdo al diagrama de clasificación TAS ([Le Bas et al., 1986](#)). La información de los datos analizados en este estudio se reporta en la Tabla A.4 en la sección de anexos.

V.2.2.1 Elementos mayores

Las rocas del CMA ocupan los campos de andesita basáltica (BA), andesitas (A) y dacitas (D) en el diagrama TAS (Figura 5.13). Cubren un intervalo de composición: SiO_2 aj= 54-64%, MgO aj= 3-6%, TiO_2 aj= 0.68-1.63%, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ aj= 4.636-6.332%, #Mg= 61-69, FeO^t/MgO =1.292-1.596%. La composición normativa se encuentra dominada por un arreglo normativo de Hy+Qz con Ab= 30.225-36.876%, An= 18.507-27.638%, Hy= 9.729-18.712, Or= 8.344-12.073% y Qz=2.4-17.8%.

Resultados

En la Figura 5.14 se reportan diagramas de variación de elementos mayores con respecto a Mg-V. En estos se observa una gran dispersión tanto en los elementos mayores, así como (SiO_2 aj., Al_2O_3 aj.) como en la suma de álcalis ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ aj.). La relación FeOt/MgO disminuye con el incremento de Mg-V. A partir del diagrama AFM (Rollison, 1993) se observa que las muestras se ubican en el campo sub-alcálico.

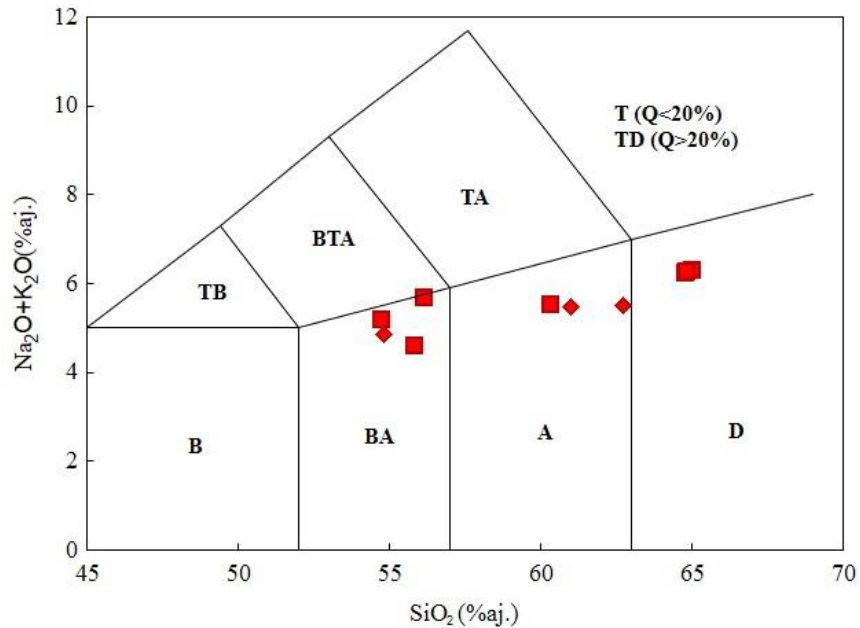


Figura 5. 13.- Clasificación de las rocas del Campo Milpa Alta a partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Los datos de literatura representados por rombos, se capturaron de Velasco-Tapia y Verma 2013, Guilbaund et al. 2015. (SSC= Sierra de Santa Catarina; CMA= Campo Milpa Alta. B= basalto, BA= andesita basáltica, A= andesita, D= dacita, TB= traquibasalto, BTA= andesita traquibasáltica, TA= traqui andesita, T= traquita, TD= traquidacita).

Resultados

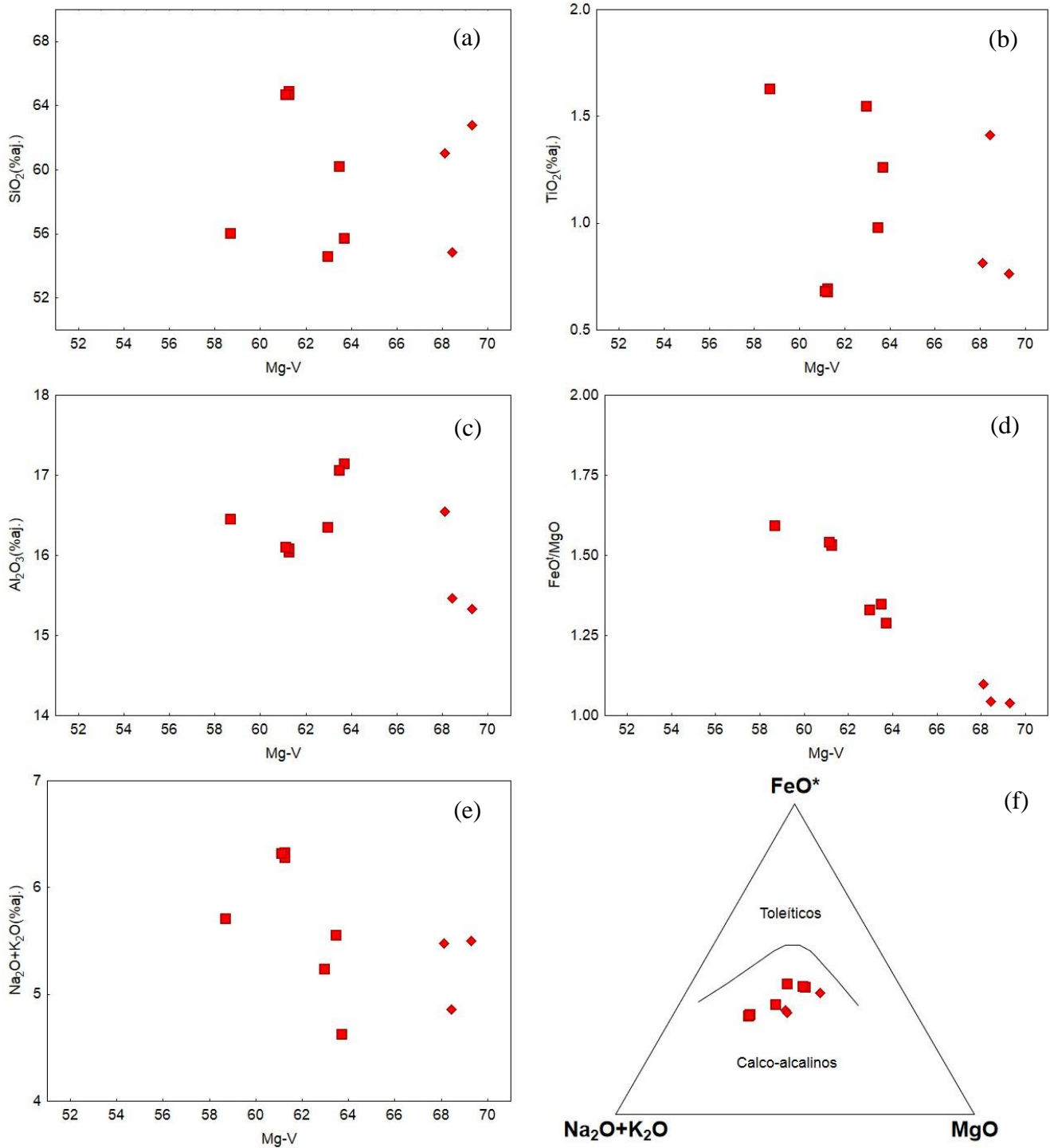


Figura 5.14.- (a) Diagrama de variación de SiO₂ respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de TiO₂ respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Al₂O₃ respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de FeO^I/MgO respecto a Mg-V. (e) Diagrama de variación de Na₂O+K₂O respecto a Mg-V. (f) Diagrama AFM

Resultados

Por otro lado, en los diagramas de elementos traza con respecto a Mg-V (Figura 5.15) se observa una gran dispersión de los datos, lo cual indica que, no se presenta algún patrón claro de evolución.

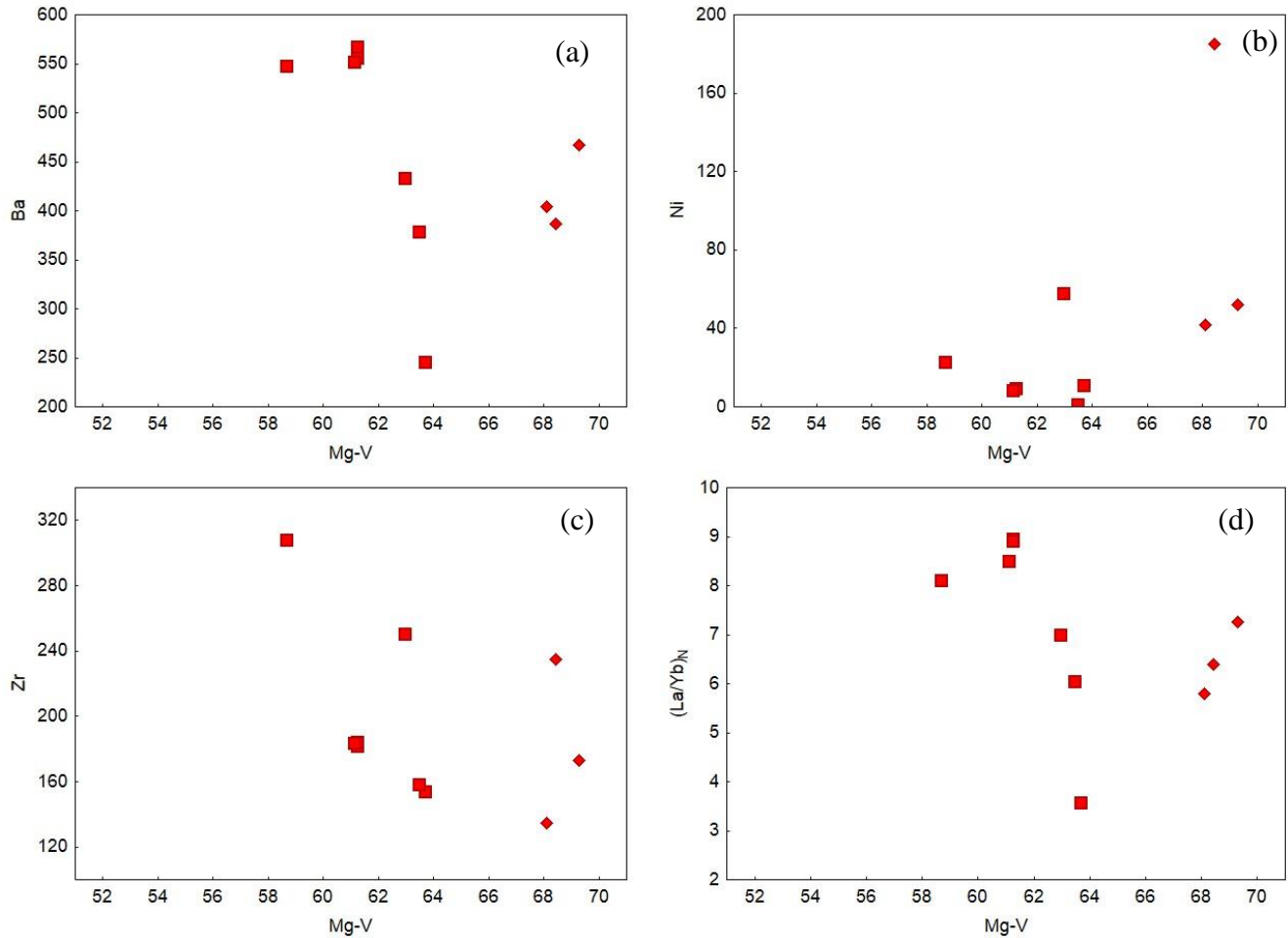


Figura 5.15.- (a) Diagrama de variación de Ba (LILE) respecto a Mg-V. (b) Diagrama de variación de Ni (Elemento compatible) respecto a Mg-V. (c) Diagrama de variación de Zr (HFSE) respecto a Mg-V. (d) Diagrama de variación de $(La/Yb)_N$ (REE) respecto a Mg-V.

Resultados

V.2.2.2 Elementos traza

V.2.2.2a Diagramas de lantánidos

La composición de lantánidos para las rocas del Campo Milpa Alta se muestra en las Tabla A.6 en la sección de Anexos. Esta composición se ha representado en diagramas normalizados a condrita, con valores de normalización tomados de Haskin et al. (1986) y Nakamura (1974).

De forma general, los diagramas de lantánidos para las rocas del CMA (Figura 5.16) muestran: (a) un enriquecimiento en elementos ligeros (alcanzando para La ~50-100x), con un descenso suave hacia elementos pesados; (b) no existe evidencia de una anomalía negativa de Eu (Tabla 5.3), por lo que no ha ocurrido una fraccionación de plagioclasa de forma significativa (Rollinson, 1993); y (c) un patrón para lantánidos pesados que tiende a ser horizontal.

El enriquecimiento de lantánidos ligeros con respecto a pesados es evaluado por medio de la relación $(La/Yb)_N$, los valores que se presentan en esta zona son de 3.6-9.0 (Tabla 5.3). Además, es importante mencionar que se aprecia una pequeña anomalía en Ce, esta se representa por el parámetro Ce^* (Tabla 5.3), el cual es un cociente entre el valor teórico de Ce no fraccionado y el valor del elemento determinado en la roca. Los valores que presentan las rocas analizadas es de 1.1-1.4.

Tabla 5.3.- Anomalía de Eu/Eu*, relación $(La/Yb)_N$, Ce^*_N para las rocas volcánicas del Campo Milpa Alta (CMA) (Rollinson, 1993).

		$Eu/Eu^* = (Eu/0.073) / \sqrt{\left(\frac{Sm}{0.195}\right) * \left(\frac{Gd}{0.260}\right)}$			
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	0.949086	0.031532	0.906486	0.994463
		$(La/Yb)_N = (La/0.340) / (Yb/0.220)$			
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	7.062764	1.683327	3.589154	8.962368
		$Ce^*_N = \{[(La/0.340) + (Pr/0.121)]/2\} / (Ce/0.910)$			
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	1.223662	0.100764	1.084854	1.362193

Resultados

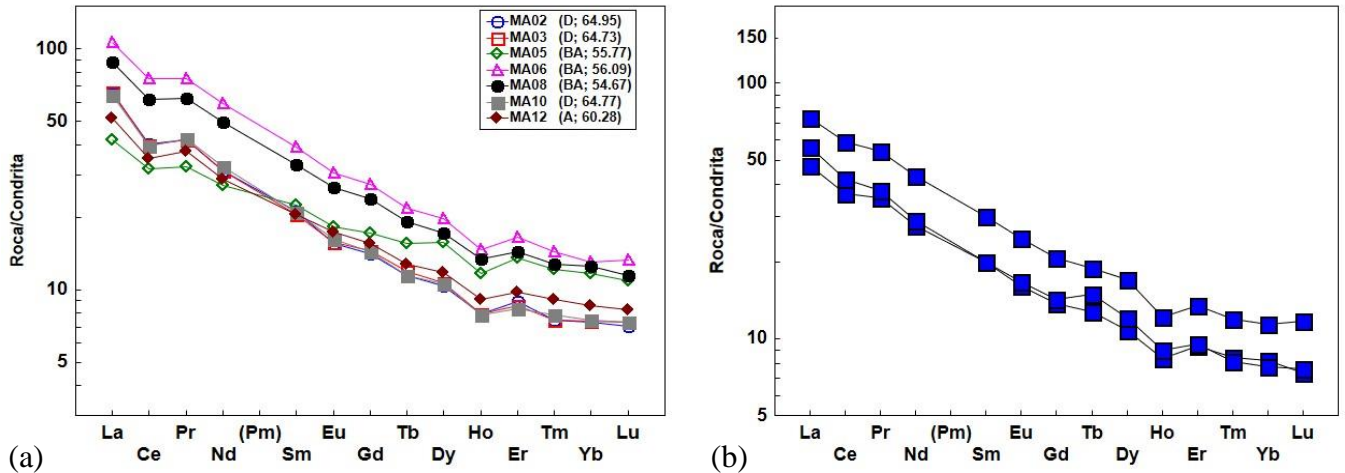


Figura 5.16.- Diagrama de lantánidos normalizados a condrita para las rocas del Campo Milpa Alta. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para las muestras del Campo Milpa Alta. (b) Muestras del Campo Milpa Alta del trabajo [Velasco-Tapia y Verma 2013](#), [Guilbaund et al. 2015](#). Datos de normalización en ppm ([Haskin et al. 1968](#); [Nakamura 1974](#)): $La = 0.329$, $Ce = 0.865$, $Pr = 0.112$, $Nd = 0.63$, $Sm = 0.203$, $Eu = 0.077$, $Gd = 0.276$, $Tb = 0.047$, $Dy = 0.343$, $Ho = 0.07$, $Er = 0.225$, $Tm = 0.03$, $Yb = 0.22$, $Lu = 0.0339$. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO_2 aj. para cada muestra.

V.2.2.2b Diagramas multielementos normalizados a manto primordial

La composición de elementos traza, tanto incompatibles como elementos compatibles, se representaron en diagramas normalizados a manto primordial (Figura 5.17). Los valores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989).

Los patrones observados para las rocas de CMA (Figuras 5.17) muestran: (a) un enriquecimiento en elementos incompatibles (~50-100x) con una tendencia a disminuir con el incremento de compatibilidad (Rb-Lu); (b) anomalías negativas presentes de Nb, Ta, P y Ti, el cálculo y los parámetros estadísticos de cada anomalía se presenta en la Tabla 5.8, los parámetros estadísticos fueron calculados sin tomar en cuenta los valores discordantes de las muestras; (c) un patrón para elementos más compatibles que tiende a ser horizontal.

Resultados

Tabla 5.8.- Anomalía de Nb-Ta* para las rocas volcánicas del Campo Milpa Alta (CMA) (Rollison, 1993).

$Nb-Ta^* = \frac{[(U/0.021) + (K/250)]/2}{[(Nb/0.713) + (Ta/0.041)]/2}$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	4.013234	2.168002	1.466283	6.458381
$P^* = \frac{[(Sr/21.1) + (Nd/1.354)]/2}{(P/95)}$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	1.964629	0.608129	1.055127	2.711156
$Ti^* = \frac{[(Eu/0.073) + (Y/4.55)]/2}{(Ti/1300)}$					
Localidad	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Mín.	Máy.
CMA	10	1.441196	0.216201	1.154323	1.707843

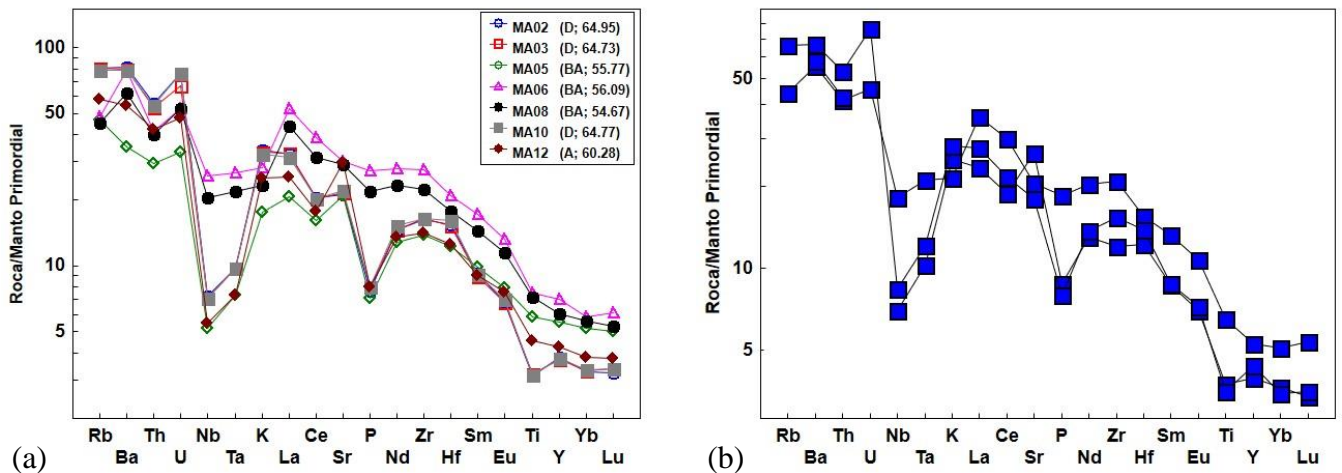


Figura 5.17.- Diagrama multielementos normalizado a manto primordial para las rocas del Campo Milpa Alta. (a) Rocas analizadas en el presente trabajo para las muestras del Campo Milpa Alta. (b) Muestras del Campo Milpa Alta del trabajo Velasco-Tapia y Verma 2013, Guilbaund et al. 2015. Datos de normalización en ppm (Sun y McDonough, 1989): $Rb = 0.635$, $Ba = 6.989$, $Th = 0.085$, $U = 0.021$, $Nb = 0.713$, $Ta = 0.041$, $K = 250$, $La = 0.687$, $Ce = 1.775$, $Sr = 21.1$, $P = 95$, $Nd = 1.354$, $Zr = 11.2$, $Hf = 0.309$, $Sm = 0.444$, $Eu = 0.168$, $Ti = 1300$, $Y = 4.55$, $Yb = 0.493$, $Lu = 0.074$. Los números y letras en (a) representan la clasificación y la cantidad de SiO_{2aj} para cada muestra.

Resultados

A partir del diagrama de relación Th/Yb con respecto a Nb/Yb de Pearce (2008), se observa que las muestras presentan una relación Th/Yb ~ 1-4. Esto puede indicar que las rocas proceden de un magma enriquecido y que experimentaron una asimilación de corteza superior.

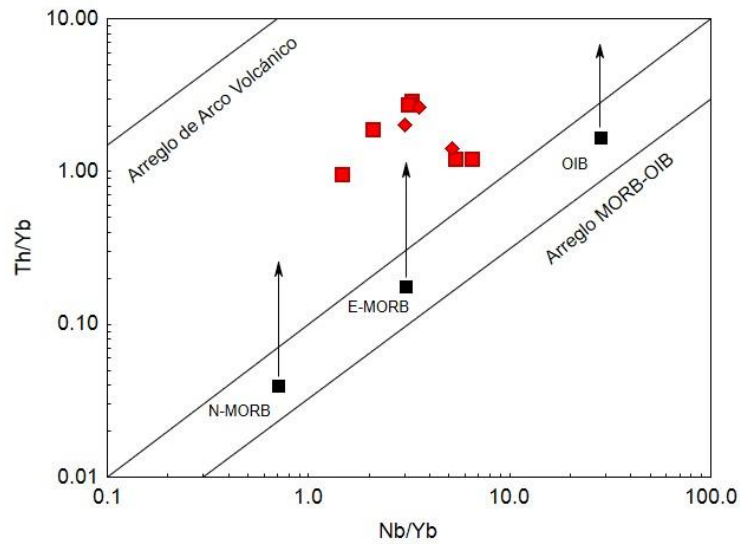


Figura 5.18 Diagrama de variación de Nb/Yb con respecto a Th/Yb de Pearce (2008). Las flechas en negro representan el vector de la interacción de la corteza con los magmas.

Resultados

V.2.2.3 Diagramas de discriminación

V.2.2.3a Diagramas Tradicionales

De acuerdo al diagrama de discriminación tectónica propuesto por Gorton y Schandl (2000) el cual se basa en la relación Th/Ta con respecto a Yb, indica que las muestras del CMA (Figura 5.19) presentan una afinidad de márgenes continentales activos y de zonas volcánicas de intraplaca.

V.2.2.3b Diagramas multidimensionales con funciones discriminantes

De igual forma que para las rocas de la Sierra de Santa Catarina se utilizaron los diagramas reportados por Verma et al. (2013) para rocas intermedias. Según estos diagramas (Figura 5.20-5.22), las rocas analizadas en esta zona presentan una afinidad de Arco Continental y Colisión. Esto, asociado a que el ascenso de los magmas no fue facilitado por algún sistema de falla, como es en el caso de la Sierra de Santa Catarina, Una excepción es evidente en el caso de Xicomulco. Estas rocas muestran una afinidad extensional, ya que se emisión está asociada a un sistema de falla normal.

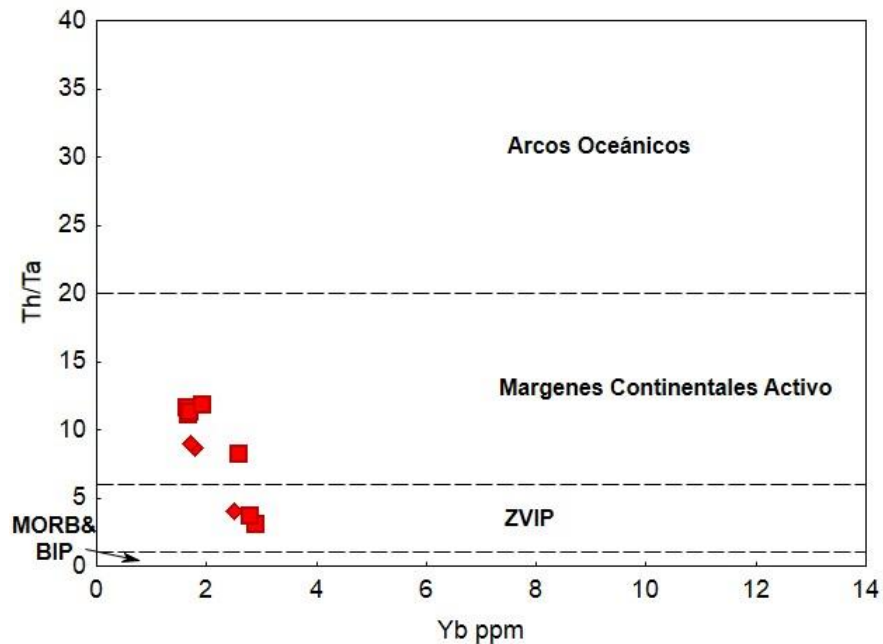


Figura 5.19.- Diagrama de discriminación Yb-Th/Ta de Gorton y Schandl (2000) aplicado para las rocas del Campo Milpa Alta. (ZVIP= Zonas volcánicas de intraplaca; MORB=Basaltos de cresta oceánica; BIP=Basaltos intraplaca).

Resultados

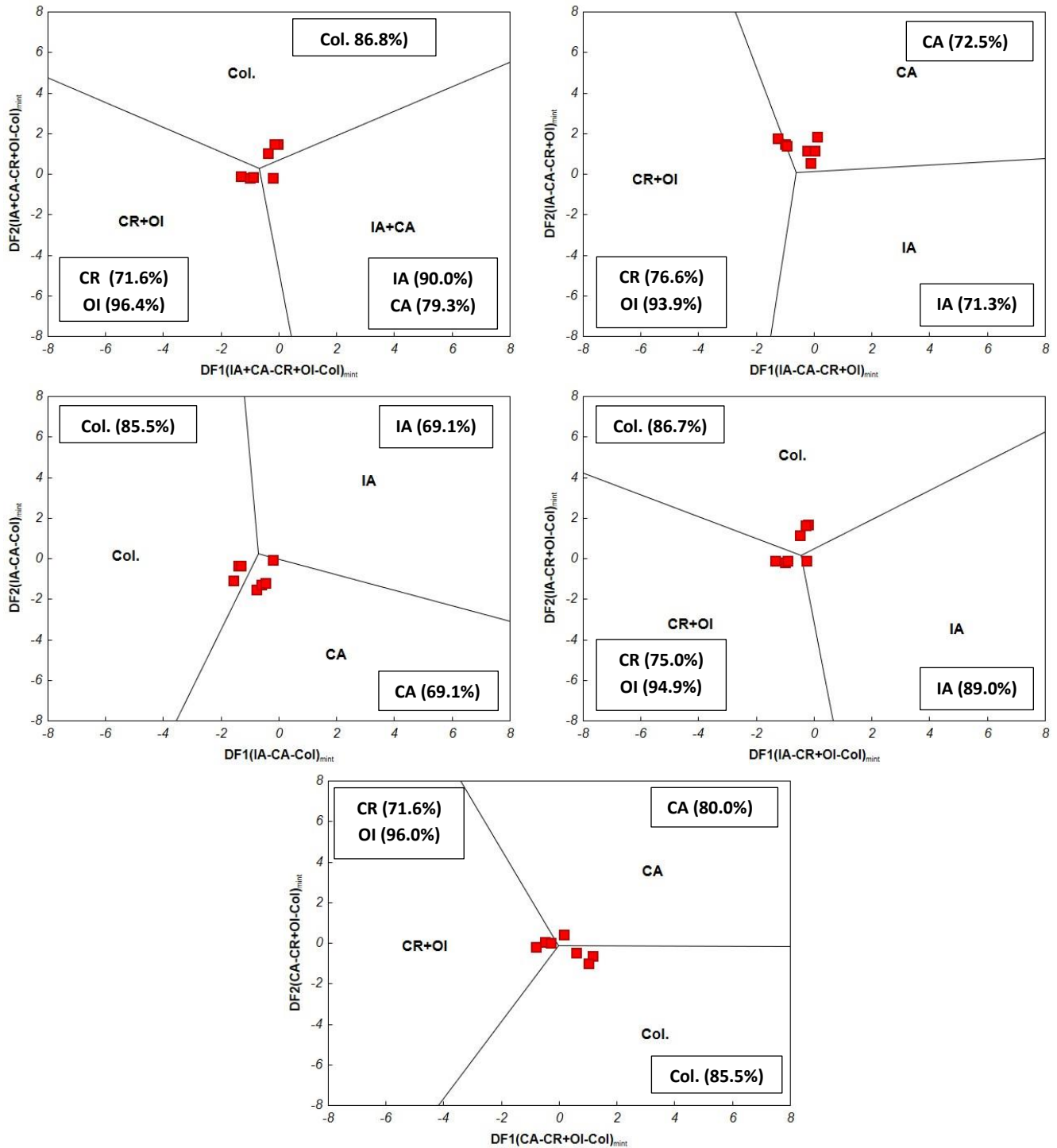


Figura 5.20.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre SiO₂ para rocas intermedias (52-63%SiO₂; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

Resultados

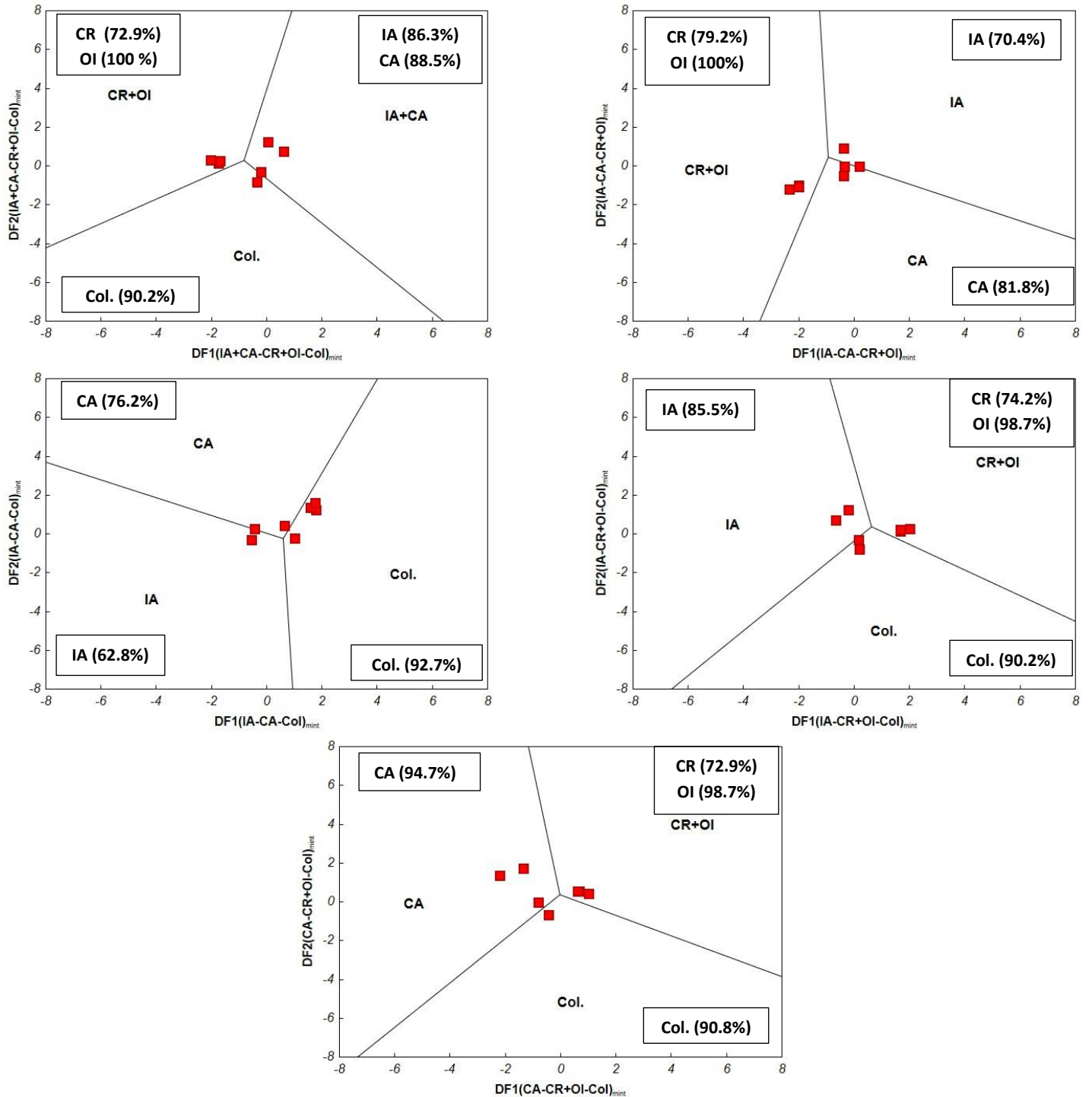


Figura 5.21.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre TiO_2 para rocas intermedias (52-63% SiO_2 ; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

Resultados

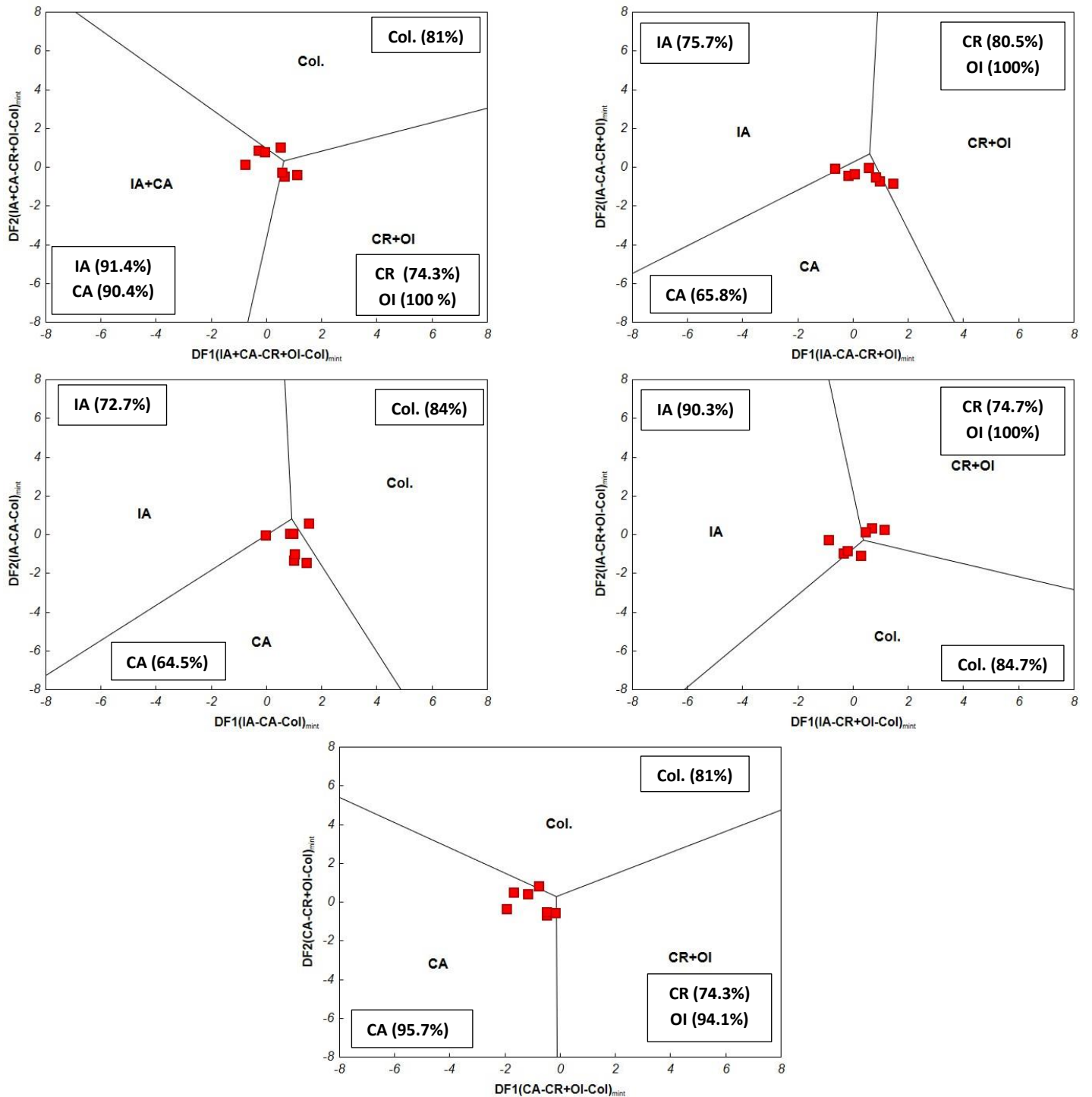


Figura 5.22.- Diagramas de funciones discriminantes basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores sobre Yb para rocas intermedias (52-63%SiO₂; S.P. Verma y S.K. Verma, 2013, T.J.E.S.) aplicadas para las rocas del Campo Milpa Alta. (IA= arco insular; CA= arco continental; CR= rift continental; Col.= zonas de colisión).

La Sierra de Santa Catarina (SSC) se localiza en la parte sureste del Distrito Federal, se ha definido como un conjunto de conos volcánicos de edades Cuaternarias con una extensión de 12 km, que muestran una orientación E-W y que forman una franja de 6 km de anchura con alturas relativas de 60 a 310 m. De forma general, la geología presente en esta zona comprende de conos cineríticos conformados por capas de fragmentos angulosos que pueden alcanzar diámetros de ~ 20 cm, coloraciones de negro a café, alta porosidad y texturas afaníticas. Estas se observan intercaladas con capas delgadas (~ 30 cm de espesor) de ceniza volcánica. Tanto el análisis petrográfico y geoquímico realizado para las rocas de SSC ha revelado que pueden provenir de una fuente de manto enriquecida, y probablemente, un efecto de contaminación cortical haya actuado sobre estas rocas, así bien, han sido asociadas a un ambiente extensional. El análisis petrográfico a detalle muestra que: (a) las rocas presentan texturas porfíricas, con presencia de vesículas (~10-40%); (b) fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (1-9%), ortopiroxeno (1-7%) y olivino (1-4%) inmersos en una matriz vítrea, sin orientación preferencial de los cristales; y (c) sin evidencia de desequilibrio o alteración.

Según el diagrama de TAS y la norma CIPW las rocas de la SSC se distribuyen en el campo de andesita traquibasáltica y en la intersección de andesita basáltica, andesita y traquiandesita, cubriendo un intervalo de $\text{SiO}_2 = 52-57\%$. Los diagramas de variación en elementos mayores con respecto a Mg-V se caracterizan por mostrar pendientes negativas para los casos de SiO_2 aj., Al_2O_3 aj., FeO/MgO aj., pendientes positivas para el TiO_2 y pendientes constantes para la suma de álcalis ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ aj.), lo cual nos indica que los magmas no presentaron algún proceso de cristalización fraccionada o bien de diferenciación magmática. Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, muestran un enriquecimiento en elementos ligeros y un descenso en elementos pesados. No existen evidencias de una anomalía negativa de Eu. Los diagramas multielementos normalizados a manto primordial se caracterizan por un enriquecimiento en elementos incompatibles y un descenso hacia compatibles. Se observan anomalías negativas de Nb, Ta, Ti, y P.

Conclusiones

Por otra parte, el Campo Milpa Alta (CMA), localizado hacia el sur ~ 12 km de la SSC, se compone de tres cuerpos volcánicos (Teuhtli, flujos de lava Ocusacayo, flujos de lava Xicomulco). De forma general, estos se caracterizan por presentar flujos de lava asociados compuestos de rocas masivas de coloración grisácea, texturas afaníticas y porosidad moderada. El análisis petrográfico y geoquímico realizado para esta zona reveló que pueden proceder de un magma enriquecido, y que probablemente, experimentaron una asimilación de corteza superior, así bien, han sido asociadas a un ambiente de colisión o arco continental. El análisis petrográfico muestra que: (a) las rocas presentan texturas porfíricas y traquíticas, con una baja presencia de vesículas (~1-16%); (b) fenocristales eudrales y subhedrales de clinopiroxeno (1-4%), ortopiroxeno (2-8%) y olivino (1-6%) inmersos en una matriz traquítica o microlítica, con una orientación preferencial de los cristales; y (c) sin evidencia de desequilibrio o alteración.

Las composiciones que dominan esta zona según el diagrama de TAS e de andesita basáltica y andesita, cubriendo un intervalo de $\text{SiO}_2 = 54-64\%$. Los diagramas de variación en elementos mayores con respecto a Mg-V se caracterizan por mostrar una gran dispersión, con excepción a la relación FeOt/MgO aj., la cual disminuye con el incremento de Mg-V, lo cual nos indica que los magmas pudieron haber presentado algún proceso de cristalización fraccionada o bien de asimilación cortical. Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, muestran un enriquecimiento en elementos ligeros y un descenso en elementos pesados, solo que a diferencia de las muestras de SSC, las rocas del CMA presentan un valor menor en la relación de roca con respecto a condrita. A su vez, no existen evidencias de una anomalía negativa de Eu. Los diagramas multielementos normalizados a manto primordial se caracterizan por un enriquecimiento en elementos incompatibles y un descenso hacia compatibles, con anomalías negativas de Nb, Ta, Ti, y P.

Aitchison J., Egozcue J.J.; 2005; Compositional data analysis: where are we and where should we be heading?; *Mathematical Geology* 37, No. 5; 829-850 pp.

Aitchison J.; 1986; *The Statistical Analysis of Compositional Data*; Chapman and Hall, London and New York; 416 pp.

Allan J.F., Nelson S.A., Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Wopat M., Wallace P.J.; 1991; Plioceno-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrain in the making, En: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.), *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*; AAPG Memoires 47; 425-445 pp.

Arce J.L., Layer P., Martínez I., Salinas J.I., Macías-Romo M.C., Morales-Casique E., Benowitz J., Escolero O., Lenhardt N. ; 2015; Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 123-143 pp.

Arce J.L., Layer P.W., Lassiter J.C., Benowitz J.A., Macías J.L., Ramírez-Espinosa J.; 2013; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism; *Bulletin of Volcanology* 75; 774.

Arce J.L., Macías J.L., Vázquez-Selem L.; 2003; The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* 115; 230-248 pp.

Ávila-Bravo V.; 1998; Cartografía geológica y estratigrafía del grupo Chichinautzin, en el área de Tepoztlán, Morelos: México, D.F.; Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, Tesis de Licenciatura; 87 pp.

Bandy W.L., Hilde T.W.C., Yan C.-Y.; 2000; The Rivera-Cocos plate boundary: implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, en: Delgado-Granados H., Aguirre Diaz G., Stock J.M., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder Colorado; Geological Society of America Special Paper 334; 1-28 pp.

Bandy W.L., Mortera-Gutierrez C., Urrutia-Fucugauchi J., Hilde T.W.C.; 1995; The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is its relationship to the Colima rift?; *Geophysical Research Letters* 22; 3075-3078 pp.

Bloomfield K., Valastro S.; 1974; Late Pleistocene Eruptive history of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico; *Geological Society of America Bulletin* 85; 901-906 pp.

Bloomfield K.; 1975; A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico; *Geologische Rundschau* 64; 476-497 pp.

Buccianti A., Mateau-Figueras G., Pawlowsky-Glag V.; 2006; *Compositional Data Analysis in the Geosciences: de Theory to Practice*; Geological Society Special Publication No. 262, London; 212 pp.

Cadoux A., Missenard Y., Martinez-Serrano R.G., Guillou H.; 2011; Trenchward Plio- Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range; *Geological Magazine* 148, 492-506 pp.

Referencias

Campos-Enríquez J.O., Delgado-Rodríguez O., Chávez-Segura R., Gómez-Cabrera P.T., Flores-Márquez L.; 1997; The sub-surficial structure of Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from a geophysical cooperative study; *Geophysics* 62; 23-25 pp.

Campos-Enriquez J.O., Lermo-Samaniego J.F., Antayhua-Vera Y.T., Chavacán M., Ramón-Márquez V.M.; 2015; The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67; 315-335 pp.

Campos-Enriquez O.J., Sánchez-Zamora O.; 2000; Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data; *Journal of South America Earth Sciences* 13; 479-489 pp.

Cantagrel J., Robin C.; 1979; K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces; *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, 99-114 pp.

Cantagrel J.M., Robin C., Vincent P.; 1981; Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca. *Bulletin of Volcanology* 44, 177-188 pp.

Chayes F.; 1978; Ratio Correlation. A Manual for Students of Petrology and Geochemistry; The University of Chicago Press, Chicago and London; 99 pp.

De Cserna Z., Aranda-Gómez J.J., Mitre-Salazar L.M.; 1988; Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México; *Boletín del Instituto de Geología UNAM, México* 104; 1-71 pp.

Demant A.; 1978; Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación; *Revista del Instituto de Geología* 2; 172-187 pp.

Demant A.; 1981; Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano; *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México* 5; 217-222 pp.

Demant, A.; 1978; Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación; *Instituto de Geología, UNAM* 2; 171-187 pp.

DeMets C., Traylen S.; 2000; Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North America and the mantle; *Tectonophysics* 318; 119-159 pp.

Dougherty S.L., Clayton R., Helmberger D.V.V.; 2012; Seismic structure in central Mexico: implications for fragmentation of the subducted Cocos plate; *Journal of Geophysical Research*.

Edmunds W.M., Carrillo-Rivera J.J., Cardona A.; 2002; Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City; *Journal of Hydrology* 258; 1-24 pp.

Egozcue J.J., Pawlowsky-Glahn V., Mateu-Figueras G., Barceló-Vidal C.; 2003; Isometric logratio transformations for compositional data analysis; *Mathematical Geology* 35, No. 3; 279-300 pp.

Enciso-de la Vega S.; 1992; Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 10; 26-36 pp.

Referencias

Ferrari L., López Martínez M., Díaz A., Carrasco Nuñez G.; 1999; Space- time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt; *Geology* 27; 303-307 pp.

Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Manea V., Manea M.; 2012; The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone; *Tectonophysics* 522-523; 122-149 pp.

Ferrari L., Petrone C., Francalanci L., Tagami T., Eguchi M., Conticelli S., Manetti P., Venegas-Salgado S.; 2003; Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20; 165-181 pp.

Ferrari L., Tagami T., Eguchi M., Orozco-Esquivel M. T., Petrone C., Jacobo-Albarrán J., López-Martínez M.; 2005; Geology, geochronology, and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited; *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146; 284-306 pp.

Ferrari L., Vaggelli G., Petrone C., Manetti P., Conticelli S.; 2000; Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt; *Tectonophysics* 318, p. 161-185.

Fries, C.; 1960; Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero: Región central meridional de México; *Boletín del Instituto de Geología, UNAM* 60; 234 pp.

García-Palomo A., Macías J.L., Garduño V.H.; 2000; Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region central Mexico; *Tectonophysics* 318; 281-302 pp.

García-Palomo A., Macías J.L., Garduño-Monroy V.H.; 2000; Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano región, Central Mexico; *Tectonophysics* 318; 281-302 pp.

García-Palomo A., Zamorano J.J., López-Miguel C., Galván-García A., Carlos-Valerio V., Ortega R., Macías J.L.; 2008; El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, Mexico Central; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* ;158-178 pp.

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L.; 2002, El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158-178.

García-Tovar G.P., Martínez-Serrano R.G.; 2011; Geología y geoquímica de las lavas Pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28; 301-322 pp.

Gastil G., Krummenacher D., Jensky A.; 1979; Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: summary; *Geological Society of America Bulletin* 90; 15-18 pp.

Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel T., Ferrari L.; 2007; Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, En S.A. Alaniz-Álvarez, A.F. Nieto-Samaniego (Eds.), *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*; Geological Society of America Special Paper 442; Geological Society of America; 129-181 pp.

Referencias

Gomez-Tuena A., Orozco-Esquivel T.M., Ferrari L.; 2005; Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana; Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 67; 227-285 pp.

Gorton P.M., Schandl E.S.; 2000; From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks; The Canadian Mineralogist 38; 1065-1073 pp.

Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Bárbara-Pingarró, L.A., Ortiz, A.; 2015; Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacontenco, Sierra Chichinautzin), Central Mexico; Bulletin of volcanology 77; 1-16 pp.

Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R.; 1968; Relative and absolute abundance of the rare-earths; En: Ahrens, L.H. (ed.); Origin and distribution of the elements. Pergamon, New York; 889-912 pp.

Hausback B.P.; 1984; Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en: Frizzell Jr., V.A. (Eds.), Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section 39; 219-236 pp.

Heinrich E.W.N.; 1970; Identificación microscópica de los minerales; URMO, Bilbao, España; 456 pp.

Kanjorsky N.M.; 2003; Cocos Plate structure along the Middle America Subduction Zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity; PhD. Tesis, University of California, San Diego.

Kostoglodo V V., Ponce L.; 1994; Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench; Journal of Geophysical Research 99; 729-742 pp.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streykeisen, A., Zanettin, B.; 1986; A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram; Journal of Petrology 27; 745-750 pp.

Lenhardt N., Böhnel H., Wemmer K., Torres-Alvarado A., Hornung I.S., Hinderer J. M.; 2010; Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico); Bulletin of Volcanology 72; 817-832 pp.

Lonsdale P.; 1991; Structural patterns of the Pacific floor off-shore of peninsular California, en Dauphin, J.P., Simoneit, B.A. (Eds.), The Gulf and Peninsular Province of the Californians; Associated Petroleum Geology Memoires 47; 87-125 pp.

Lonsdale P.; 2005; Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate; Tectonophysics 404; 237-264 pp.

López-Infanzón M.; 1991; Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico; Tesis de Maestría en Ciencias; Tulane University, New Orleans; 139 pp.

Lugo-Hubp J., Mooser F., Pérez-Vega A., Zamorano-Orozco J.; 1994; Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 11; 43-52 pp.

Luhr J.F.; 1997; Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt; Contributios to Mineralogy 35; 473-500 pp.

Referencias

Luhr, J.F.; 1997; Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt; *Canadian Mineralogist* 35; 473-500 pp.

Macías J. L., Siebe C.; 2005; Popocatepetl's crater filled to the brim: significance for hazard evaluation; *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 141; 327-330 pp.

Macías J.L., Arce J.L., García-Tenorio F., Layer P.W., Rueda H., Reyes-Agustín G., López-Pizaña F., Avellán D.; 2012; Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico; *The Geological Society of America Field Guide* 25.

Macías J.L., García-Palomo A., Arce J.L., Siebe C., Espíndola J.M., Komorowski J.C., Scott K.M.; 1997; Late Pleistocene–Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. In: Link, K.P., Kowallis, B.J. (Eds.), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico, Guidebook of Geological Excursions, 1997 Annual Meeting of the Geological Society of America, Salt Lake City, UT, Geology Studies vol. 42 (1), Brigham Young University, Salt Lake City (1997); 493-528 pp.*

Mammerickx J., Klitgord K.D.; 1982; Northern East Pacific Rise: evolution from 25 my BP to the present; *Journal of Geophysical Research* 87 (138); 6751-6759 pp.

Manea M., Manea V.; 2011; Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico; *Pure and Applied Geophysics* 168; 1489-1499 pp.

Manea M., Manea V.C., Kostoglodov V., Sewell G.; 2005; Thermal models, magma transport, and velocity estimation beneath southern Kamchatka, en: Foulger G.R., Natland J.H., Presnell D.C., Anderson D.L. (Eds.), *Plates, Plumes and Paradigms; Geological Society of America Special Paper* 338; 517-536 pp.

Manea M., Manea V.C., Kostoglodov V.; 2003, Sediment fill of the Middle America Trench inferred from the gravity anomalies; *Geofísica Internacional* 42; 603-612 pp.

Manea V., Manea M., Kostoglodov V., Currie C., Sewell G.; 2004; Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero; *Geophysical Journal International* 158; 775-784 pp.

Manea V., Manea M.; 2011; Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico; *Pure and Applied Geophysics* 168; 1475-1478 pp.

Manea V.C., Manea M., Ferrari L.; 2013; A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America; *Tectonophysics* 609; 56-81 pp.

Márquez A., Oyarzu R., Doblás M., Verma S.P.; 1999a; Alkaline (ocean-island basalt type) and calc-alkaline volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?; *Geology* 27; 51-54 pp.

Márquez A., Oyarzun R., Doblás M., Verma S.P.; 1999b; Alkaline (OIB-type) and calc-alkaline volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?; *Geology* 27; 51-54 pp.

Marsal y Mazari; 1959; El subsuelo de la Ciudad de Mexico; Instituto de Ingeniería, U.N.A.M.

Referencias

Martínez-Serrano R.G., Schaaf P., Solís-Pichardo G., Hernández-Bernal M.S., Hernández-Treviño T., Morales-Contreras J.J., Macías J.L.; 2004; Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico; *Journal of volcanology and geothermal research* 138; 77-110 pp.

Middlemost E.A.K.; 1989; Iron oxidation ratios, norm and the classification of volcanic rocks; *Chemical Geology* 77; 19-26 pp.

Mooser F., Molina C.; 1993; Estratigrafía y estructuras del valle de Mexico; *Proceedings of Symposium: El subsuelo de la Ciudad de Mexico y su relación con la ingeniería de cimentaciones., A cinco años del sismo de 1985.* SMMS, Mexico D.F.

Mooser F.; 1972; The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics; *Geofísica Internacional* 12; 55-70 pp.

Morán-Zenteno D.J, Tolson G., Martínez-Serrano R.G., Martiny B., Schaff P., Silva-Romo G., Macías-Romo C., Alba-Aldave L., Hernández-Bernal M.S., Solís-Pichardo G. N.; 1999; Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt; *Journal of South America Earth Science* 12; 513-535 pp.

Nakamura, N.; 1974; Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites; *Geochim. Cosmochim. Acta* 38; 757-775 pp.

Negendank J., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H., Wehrle D.; 1985; Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional* 24; 477-575 pp.

Nixon G. T.; 1987; Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican Volcanic Belt; Tesis de Doctorado, University of British Columbia, Vancouver.

Nixon G. T.; 1989; The Geology of Iztaccíhuatl Volcano and Adjacent Areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico; *Geological Society of America, Special Paper* 219; 58 pp.

Ortega-Gutiérrez F., Elías-Herrera M., Dávalos-Elizondo M.G.; 2008; On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25; 346-364 pp.

Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V., Tibaldi A., Vezzoli L.; 1991; Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan; *Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072, scale 1:300 000,1 sheet, 22.*

Pasquaré G., Vezzoli L., Zanchi A.; 1987; Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional* 26; 159-176 pp.

Pearce J.A. y Norry M.J.; 1979; Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks; *Contributions to mineralogy and petrology* 69; 33-47 pp.

Pearce J.A.; 2008; Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust; *Lithos* 100; 14-48 pp.

Referencias

Philpotts A.R.; 1989; Petrography of igneous and metamorphic rocks; Prentice-Hall, New Jersey; 178 p.

Ramírez-Herrera M.T., Kostglodo V V., Urrutia-Fucugauchi J.; 2011; Overview of Recent coastal tectonic deformation in the Mexican Subduction Zone; Pure and Applied Geophysics.

Ramírez-Herrera M.T., Kostglodov V., Urrutia-Fucugauchi J.; 2004; Holocene emerged notches and tectonic uplift along the Jalisco coast, southwest Mexico; Geomorphology 58; 291-304 pp.

Robin C.; 1984; Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques; Bulletin of Volcanology 47; 1-23 pp.

Robin, C.; 1982; México en Thorpe, R.S., ed., Andesites: Chichester, UK, John Wiley, 137-147 pp.

Rodríguez-Saavedra P.; 2007; Caracterización geoquímica de procesos magmáticos en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano: Sierra de Las Cruces; Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura.

Rollinson, H.R.; 1993; Using of geochemical data: evaluation, presentation, interpretation; Longman Scientific & Technical, New York, NY.

Rosas-Elguera J., Ferrari L, Garduño-Monroy V., Urrutia-Fucugauchi J.; 1996; Continental boundaries of the Jalisco Block in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico; International Geology Review 39; 125-140 pp.

Rosas-Elguera J., Ferrari L., Lopez M.M., Urrutia-Fucugauchi J.; 1997; Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara región and triple-junction área, western Mexico; International Geology Review 39, 125-140 pp.

Rueda H., Macías J.L., Arce J.L, Gardner J.E., Layer P.W.; 2013; The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico; Journal of Volcanology and geothermal research 252; 73-91 pp.

Schaaf P. ,Stimac J., Siebe I.M.C., Macías J. L.; 2005; Geochemical evidence for mantle origin and cristal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico; Journal of Petrology 46; 1243-82 pp.

Sedlock R., Ortega-Gutiérrez F., Speed R.; 1993; Tectonostratigraphic terranes evolution of Mexico; Geological Society of America Special Paper 278; 153 pp.

Sheth H.C., Torres-Alvarado I.S., Verma S.P.; 2000; Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt; International Geology Review 42; 1116-1132 pp.

Siebe C., Abrams M., Macías J.L.; 1995; Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Edición especial, Secretaría de Gobernación, México; 195-220 pp.

Siebe C., Arana-Salinas L., Abrams M.; 2005; Geology and radiocarbon ages of Tlaloc, Tlaconteco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in

Referencias

the central part of the Sierra Chichinautzin, Mexico; *Journal of Volcanology and geothermal research* 141; 225-243 pp.

Siebe C., Macías J. L.; 2006; Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlan stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin volcanic field. En: *Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from Mexico* (eds C. Siebe, J. L. Macias & G. J. Aguirre- Diaz). pp. 253–329; Geological Society of America, Special Paper 402.

Siebe C., Macías J.L.; 2006; Volcanic Hazards in the México City Metropolitan Area from Eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán Stratovolcanoes and Monogenetic Scoria Cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre, G. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper 402*. Boulder, Colorado; 253-329 pp.

Siebe C., Schaaf P., Urrutia-Fucugauchi J.; 1999; Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México; *Geology Society of America Bulletin* 111, 1550-1562 pp.

Singh S.K., Mortera F.; 1991; Source-time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone and the extent of the Guerrero gap; *Journal of Geophysical Research* 96; 487-502 pp.

Stubailo I., Beghein C., Davis P.M.; 2012; Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt; *Journal of Geophysical Research* 117 (B5).

Sun, S.S., McDonough, W.F.; 1989; Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean basins*; Geological Society Special Publications 42; 313-345 pp.

Umhoefer P.J., Dorsey R.J., Willsey S., Mayer L., Renne P.; 2001; Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico; *Sedimentary Geology* 144, 125-147 pp.

Vázquez-Sánchez E., Jaimes-Palomera R.; 1989; *Geología de la Cuenca de México*; *Geofísica Internacional* 28; 133-190 pp.

Velasco-Tapia F., Rodríguez-Saavedra P., Márquez A., Navarro de León I., De Ignacio C., Marroquín Guerra S.G., Quintanilla-Garza J., Rangel-Álvarez O.M.; 2013; Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces volcanic range, Mexican Volcanic Belt; *Journal of Iberian Geology* 39; 147-166 pp.

Velasco-Tapia F., Verma S.P.; 2001; Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin: análisis de información y perspectivas, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18 No.1; 1-36 pp.

Velasco-Tapia F., Verma S.P.; 2013; Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin Volcanic Field (Mexico); *Turkish Journal of Earth Sciences* 22; 32-60 pp.

Referencias

Verma S.P., Torres-Alvarado I.S., Sotelo-Rodriguez Z.T.; 2002; SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System; *Computer and Geoscience* 28; 711-715 pp.

Verma S.P., Verma S.K.; 2013; First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes; *Turkish Journal of Earth Sciences* 22; doi:10.3906/yer-1204-6

Verma S.P.; 1987; Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems, en Verma, S.P. (Ed.) *Mexican Volcanic Belt-Parte 3B*; *Geofísica Internacional*, 58; 938-939 pp.

Verma S.P.; 2000; Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt, en Delgado-Granados H., Aguirre-Díaz G.J. y Stock J., eds. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, Co. Geological Society of America, Special Paper 334; 195-222 pp.

Verma S.P.; 2002; Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on earth?; *Geology* 30; 1095-1098 pp.

Verma S.P.; 2004; Solely extension-related origin of the eastern to west-central Mexican Volcanic Belt (Mexico) from partial melting inversion model; *Current Science* 86 No. 5; 713-719 pp.

Verma S.P.; 2010; Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams; *Turkish Journal of Earth Science* 19, No.2; 185-238 pp.

Verma S.P.; 2012; Geochemometrics; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, No. 1; 276-298 pp.

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

Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, C., Bhutani, R.; (2016); *Geochemistry and petrogenesis of magmas close to the volcanic front of the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *International Journal of Earth Sciences*. Sometido.

Wallace P.J., Carmichael, I.S.E.; 1999; Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions; *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135; 291-314 pp.

Yang T., Grand S.P., Wilson D., Guzmán-Speziale M., Gómez-González J.M., Domínguez-Reyes T.; 2009; Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography; *Journal of Geophysical Research* 114; B01302.

ANEXOS

TABLAS

Tabla A.1.- Localización e información petrográfica de las muestras recolectadas en la Sierra de Santa Catarina. Composición modal de fenocristales. Textura: P=porfírica; PV= Porfírica vesicular; PO=Porfírica Orientada. Fenocristales: Ol=olivino; Opx=ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Plg=plagioclasa; Ves= vesículas. Matriz: M=microlítica; V=vítrea.

Muestra	Localidad	Latitud (N°)	Longitud (W°)	Textura	Fenocristales (%)					Matriz (%)	Tipo de Matriz	Clasificación
					Ol	Opx	Cpx	Plg	Ves			
SSC-51	Volcán Xaltepec	19° 19' 074"	99°01'387"	PO	4		5		16	75	M	Basalto-Vesicular
SSC-52	Volcán Xaltepec	19° 19' 075"	99°01'387"	PV	1		5		14	80	V	Basalto-Vesicular
SSC-53	Volcán Xaltepec	19°19' 182"	99°01'355"	PV	1		9		15	75	V	Basalto-Vesicular
SSC-61	Volcán Xaltepec	19°18' 481"	99°01'599"	PV		1	1		33	65	V	Basalto-Vesicular
SSC-64	Volcán Xaltepec	19°19' 188"	99°01'316"	P	1	1	2		11	85	V	Basalto-Vesicular
SSC-54	Volcán Yuhuauxqui	19°19' 947"	99°03'167"	PV	1	2	1		41	55	V	Basalto-Vesicular
SSC-55	Volcán Yuhuauxqui	19°19' 840"	99°03'162"	PV		5	1		39	55	V	Basalto-Vesicular
SSC-56	Volcán Yuhuauxqui	19°19' 606"	99°03'154"	PV			1		29	70	V	Basalto-Vesicular
SSC-57	Volcán Yuhuauxqui	19°19' 606"	99°03'154"	PV	1		1		28	70	V	Basalto-Vesicular
SSC-62	Cerro Tetecón	19°19' 114"	99°01'138"	PV	1	5	1		13	80	V	Basalto-Vesicular
SSC-63	Cerro Tetecón	19°19' 118"	99°01'205"	PV	1	7	1		11	80	V	Basalto-Vesicular
SSC-65	Volcán Guadalupe	19°18' 452"	98°58' 820"	PV	1	1	2		11	85	V	Basalto-Vesicular
SSC-66	Volcán Guadalupe	19°18' 452"	98°58' 820"	PV		2	1		22	75	V	Basalto-Vesicular

Tabla A.2.- Localización e información petrográfica de las muestras recolectadas en el Campo Milpa Alta. Composición modal de fenocristales. Abreviaturas como en la Tabla 5.1 excepto T= traquítica; P=Porfírica; PO= Porfiritca Orientada.

Muestra	Localidad	Latitud (N°)	Longitud (W°)	Textura	Fenocristales (%)					Matriz (%)	Tipo de Matriz	Clasificación
					OI	Opx	Cpx	Plg	Ves			
MA-01	Cono Teuhtli	19°14' 613"	99°03' 225"	P	1	4	1	29		65	T	Andesita-Basáltica
MA-02	Cono Teuhtli	19°13' 642"	99°03' 124"	P		7	1	52		40	M	Andesita-Basáltica
MA-04	Cono Teuhtli	19°14' 006"	99°03'171"	P		7	2	46		45	T	Andesita-Basáltica
MA-05	Cono Teuhtli	19°13' 431"	99°03' 181"	P	1	8	3	28	10	50	T	Andesita-Basáltica
MA-12	Cono Teuhtli	19°12' 245"	99°02' 419"	T	1	8	4	1	6	80	T	Andesita-Basáltica
MA-03	Flujo de lava Ocusacayo	19°11' 531"	99°02' 337"	PO		7	1	22		70	M	Andesita-Basáltica
MA-07	Flujo de lava Ocusacayo	19°11' 107"	99°03' 987"	PV	1	3	1	14	1	80	M	Andesita-Basáltica
MA-08	Flujo de lava Ocusacayo	19°11' 670"	99°03' 131"	PV	1	2	1	14	2	80	M	Andesita-Basáltica
MA-09	Flujo de lava Ocusacayo	19°11' 471"	99°03' 251"	P		3	1	9	2	85	M	Andesita-Basáltica
MA-10	Flujo de lava Ocusacayo	19°11' 293"	99°02' 100"	PO		6	1	23		70	M	Andesita-Basáltica
MA-11	Flujo de lava Ocusacayo	19°10' 482"	99°01' 219"	T	1		1	11	7	80	M	Andesita-Basáltica
MA-06	Flujo de lava Xicomulco	19°11' 534"	99°03' 588"	PO	6		3		16	75	T	Andesita-Basáltica

Tabla A.3.- Composición en elementos mayores y norma CIPW para rocas volcánicas de la Sierra de Santa Catarina.

Muestra	SSC51	SSC55	SSC56	SSC61	SSC62	SSC65
Lat(N)°	19° 19' 074"	19°19' 840"	19°19' 606"	19°18' 481"	19°19' 114"	19°18' 452"
Long(W)°	99°01'387'	99°03'162"	99°03'154"	99°01'599"	99°01'138"	98°58' 820"
Localidad	Xaltepec	Yuhuauxqui	Yuhuauxqui	Xaltepec	Tetecón	Guadalupe
TAS	A	TA, ben	TA, ben	TA, ben	BTA, mug	A
<i>Composición original (%)</i>						
SiO ₂	56.92	56.7	56.28	57.37	56.63	56.51
TiO ₂	1.37	1.32	1.3	1.32	1.31	1.37
Al ₂ O ₃	16.92	16.12	15.97	16.54	15.93	16.18
Fe ₂ O ₃ ^t	8.05	7.85	7.98	7.85	8.05	8.01
MnO	0.14	0.13	0.15	0.15	0.15	0.13
MgO	3.71	4.17	4.13	3.47	4.41	4.6
CaO	6.8	6.93	6.88	6.48	7.06	6.52
Na ₂ O	3.96	4.11	4.11	4.3	4.09	3.92
K ₂ O	1.75	1.82	1.82	1.85	1.8	1.91
P ₂ O ₅	0.52	0.66	0.66	0.73	0.66	0.61
LOI	-0.12	0.22	0.44	-0.13	-0.1	0.37
Total	100.02	100.03	99.72	99.93	99.99	100.13
<i>Composición ajustada (%)</i>						
SiO ₂	57.19	57.14	57.03	57.67	56.93	57.01
TiO ₂	1.38	1.33	1.32	1.33	1.32	1.38
Al ₂ O ₃	17.00	16.25	16.18	16.63	16.01	16.32
Fe ₂ O ₃	1.94	2.09	2.14	2.09	1.94	1.72
FeO	5.54	5.23	5.35	5.22	5.54	5.73
MnO	0.141	0.131	0.152	0.151	0.151	0.131
MgO	3.73	4.20	4.19	3.49	4.43	4.64
CaO	6.83	6.98	6.97	6.51	7.10	6.58
Na ₂ O	3.98	4.14	4.16	4.32	4.11	3.95
K ₂ O	1.76	1.83	1.84	1.86	1.81	1.93
P ₂ O ₅	0.522	0.665	0.669	0.734	0.663	0.615
<i>Norma CIPW</i>						
Q	7.154	6.131	5.854	7.136	5.474	5.768
Or	10.389	10.838	10.897	10.992	10.69	11.388
Ab	33.669	35.048	35.234	36.571	34.794	33.457
An	23.332	20.316	20.016	20.471	19.894	21.096
Di	5.85	8.115	8.295	5.761	8.941	6.12
Hy	12.973	12.449	12.548	11.82	13.359	15.628
Mt	2.808	3.036	3.102	3.027	2.81	2.491
Il	2.613	2.526	2.501	2.52	2.501	2.625
Ap	1.209	1.541	1.55	1.7	1.536	1.425
Mg#	54.558	58.866	58.236	54.356	58.795	59.095
FeO ^t /MgO	1.952	1.694	1.738	2.035	1.643	1.567
Salic	74.544	72.333	72.001	75.17	70.852	71.709
Femic	22.016	23.444	23.625	20.974	24.526	24.739
CI	36.475	37.605	37.35	33.167	38.361	36.514
DI	51.212	52.017	51.985	54.699	50.958	50.613
SI	22.011	24.003	23.667	20.543	24.862	25.829
AR	1.634	1.693	1.701	1.729	1.689	1.691

TAS=Clasificación de la roca según el diagrama de Le Bas et al. (1986). Mg# = $100 \cdot \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$, atómico. Fe⁺² y Fe⁺³ calculados a partir de FeO y Fe₂O₃ según Middlemost (1989). Composición de minerales normativos (%m/m) determinada con la norma CIPW, aplicando el programa SINCLAS (Verma et al., 2002). Siálico= Suma de minerales normativos leucocráticos (Q+Or+Ab+An+Ne); Fémico = suma de minerales normativos melanocráticos (Di + Hy + Ol + Mt + Il + Ap). CI = índice de cristalización (An+ [2.1570577*Di-En] + Ol-Mg + [0.7007616*Hy-Mg]). Poldervaart y Parker, 1964); DI = índice de diferenciación (Q+Or +Ab+Ne; Thorton y Tuttle, 1960); SI = índice de solidificación ($100 \cdot \text{MgO} / [\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, Hutchinson, 1974).

Tabla A.4.- Composición en elementos mayores y norma CIPW para rocas volcánicas del Campo Milpa Alta.

Muestra	MA02	MA03	MA05	MA06	MA08
Lat(N)°	19°13' 642"	19°11' 531"	19°13' 431"	19°11' 534"	19°11' 670"
Long(W)°	99°03' 124"	99°02' 337"	99°03' 181"	99°03' 588"	99°03' 131"
Localidad	Teuhtli	Flujo Ocusacayo	Teuhtli	Flujo Xicomulco	Flujo Ocusacayo
TAS	D	D	BA	BA	BA
<i>Composición original (%)</i>					
SiO₂	63.9	64.12	55.58	55.59	54.21
TiO₂	0.67	0.69	1.26	1.62	1.54
Al₂O₃	15.79	15.94	17.1	16.32	16.23
Fe₂O₃^t	4.71	4.83	7.9	8.48	8.79
MnO	0.09	0.09	0.13	0.14	0.14
MgO	2.76	2.83	5.5	4.78	5.93
CaO	4.4	4.5	8.03	6.53	7.3
Na₂O	4.22	4.25	3.56	3.98	3.8
K₂O	2.01	1.98	1.06	1.69	1.4
P₂O₅	0.18	0.19	0.17	0.65	0.52
LOI	0.77	0.46	0.12	0.25	0.02
Total	99.5	99.88	100.41	100.03	99.88
<i>Composición ajustada (%)</i>					
SiO₂	64.95	64.73	55.77	56.09	54.67
TiO₂	0.68	0.70	1.26	1.63	1.55
Al₂O₃	16.05	16.09	17.16	16.47	16.37
Fe₂O₃	1.27	1.29	1.69	1.82	1.88
FeO	3.17	3.23	5.62	6.06	6.28
MnO	0.091	0.091	0.130	0.141	0.141
MgO	2.81	2.86	5.52	4.82	5.98
CaO	4.47	4.54	8.06	6.59	7.36
Na₂O	4.29	4.29	3.57	4.02	3.83
K₂O	2.04	2.00	1.06	1.71	1.41
P₂O₅	0.183	0.192	0.170	0.656	0.524
<i>Norma CIPW</i>					
Q	17.734	17.454	5.107	4.883	2.388
Or	12.073	11.813	6.288	10.076	8.344
Ab	36.292	36.301	30.225	33.982	32.425
An	18.507	18.742	27.638	21.866	23.284
Di	2.016	2.059	9.093	5.316	7.949
Hy	9.823	9.993	16.41	16.616	18.712
Mt	1.837	1.87	2.443	2.637	2.731
Il	1.293	1.322	2.401	3.103	2.95
Ap	0.424	0.445	0.394	1.52	1.214
Mg#	61.215	61.22	63.655	58.647	62.927
FeO^t/MgO	1.536	1.535	1.292	1.596	1.334
Salic	84.606	84.31	69.258	70.807	66.441
Femic	14.319	14.581	27.531	25.849	29.879
CI	25.906	26.286	48.77	36.684	43.773
DI	66.099	65.568	41.62	48.941	43.157
SI	20.668	20.912	31.613	26.176	30.844
AR	1.892	1.877	1.45	1.66	1.567

Continuación de la tabla A.4

Muestra	MA10	MA12
Lat(N)°	19°11' 293"	19°12' 245"
Long(W)°	99°02' 100"	99°02' 419"
Localidad	Flujo Ocusacayo	Teuhtli
TAS	D	A
<i>Composición original (%)</i>		
SiO₂	64.21	59.99
TiO₂	0.68	0.98
Al₂O₃	15.98	16.99
Fe₂O₃^t	4.77	5.84
MnO	0.09	0.1
MgO	2.78	3.89
CaO	4.52	6.45
Na₂O	4.32	4.03
K₂O	1.95	1.51
P₂O₅	0.19	0.19
LOI	-0.12	0.67
Total	99.37	100.64
<i>Composición ajustada (%)</i>		
SiO₂	64.77	60.28
TiO₂	0.69	0.99
Al₂O₃	16.12	17.07
Fe₂O₃	1.27	1.41
FeO	3.18	4.02
MnO	0.091	0.100
MgO	2.80	3.91
CaO	4.56	6.48
Na₂O	4.36	4.05
K₂O	1.97	1.52
P₂O₅	0.192	0.191
<i>Norma CIPW</i>		
Q	17.333	11.079
Or	11.624	8.965
Ab	36.876	34.261
An	18.61	23.924
Di	2.235	5.649
Hy	9.729	11.77
Mt	1.846	2.037
Il	1.303	1.871
Ap	0.445	0.442
Mg#	61.086	63.437
FeO^t/MgO	1.544	1.351
Salico	84.443	78.229
Femico	14.39	19.636
CI	26.274	37.997
DI	65.833	54.305
SI	20.639	26.239
AR	1.881	1.619

Tabla A.5. Composición de elementos traza (ppm) para las rocas de la Sierra Santa Catarina.

Muestra	SSC51	SSC55	SSC56	SSC61	SSC62	SSC65
Lat(N)°	19° 19' 074"	19°19' 840"	19°19' 606"	19°18' 481"	19°19' 114"	19°18' 452"
Long(W)°	99°01'387'	99°03'162"	99°03'154"	99°01'599"	99°01'138"	98°58' 820"
Localidad	Xaltepec	Yuhuauxqui	Yuhuauxqui	Xaltepec	Tetecón	Guadalupe
TAS	A	TA, ben	TA, ben	TA, ben	BTA, mug	A
La	41.6	49.2	48.8	51.1	48.9	45
Ce	70.6	85.9	87.6	94.5	89.6	72.3
Pr	9.53	11.56	11.48	11.97	11.72	10.81
Nd	37.4	45.2	45.3	46.9	45.5	42.7
Sm	7.4	8.55	8.52	9.11	8.78	8
Eu	1.98	2.27	2.17	2.31	2.24	2.06
Gd	6.99	7.47	7.48	7.83	7.63	7.3
Tb	1.05	1.12	1.1	1.14	1.13	1.08
Dy	6	6.28	6.35	6.42	6.5	6.18
Ho	1.18	1.27	1.23	1.26	1.25	1.17
Er	3.34	3.41	3.58	3.68	3.54	3.36
Tm	0.47	0.48	0.51	0.51	0.48	0.48
Yb	3.27	3.27	3.09	3.23	3.21	3
Lu	0.47	0.48	0.47	0.52	0.5	0.47
Be	1	2	3	3	2	<1
Ba	539	614	606	613	615	588
Co	18.5	21	21.4	18.4	22.3	25.6
Cs	0.9	1	1	1.3	0.8	1
Cu	6.9	8	4.4	8.3	6.1	7.9
Ga	18.3	18.4	18.5	19.2	19.3	17.9
Hf	7.1	8.3	8.4	8.4	8.4	8
Mo	1.1	0.6	0.6	0.6	0.4	0.9
Nb	17.6	21	20.7	22.3	21.1	20.5
Ni	9.5	17	15.8	5.9	21.9	24.1
Pb	14.5	0.8	1.9	2.7	1.2	2
Rb	40.6	42.5	42.3	42.3	41.9	40.9
Sn	1	<1	1	1	<1	<1
Sr	532.1	643.9	643.3	643.9	655.4	606.2
Ta	1.1	1	1.1	1.4	1.3	1.3
Th	4.8	5.3	5	5.1	4.9	4.8
U	1.2	1.4	1.3	1.4	1.3	1.2
V	127	117	121	117	114	118
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	31.5	33.5	32.9	34.9	34.1	32.8
Zn	42	33	14	34	30	47
Zr	339.1	388.2	382.8	404.7	389.8	371.9

Tabla A.6. Composición de elementos traza (ppm) para las rocas del Campo Milpa Alta

Muestra	MA02	MA03	MA05	MA06	MA08
Lat(N)°	19°13' 642"	19°11' 531"	19°13' 431"	19°11' 534"	19°11' 670"
Long(W)°	99°03' 124"	99°02' 337"	99°03' 181"	99°03' 588"	99°03' 131"
Localidad	Teuhtli	Flujo Ocusacayo	Teuhtli	Flujo Xicomulco	Flujo Ocusacayo
TAS	D	D	BA	BA	BA
La	22.3	22.5	14.2	36	29.9
Ce	36.6	36.1	28.8	68.4	55.8
Pr	5.05	5.07	3.9	9.08	7.54
Nd	19.8	19.9	17.4	37.8	31.6
Sm	4.1	3.98	4.38	7.65	6.41
Eu	1.14	1.15	1.33	2.22	1.94
Gd	3.67	3.77	4.46	7.09	6.21
Tb	0.54	0.56	0.73	1.02	0.9
Dy	3.12	3.21	4.69	5.93	5.17
Ho	0.62	0.62	0.91	1.14	1.04
Er	1.78	1.71	2.7	3.31	2.86
Tm	0.24	0.24	0.39	0.46	0.41
Yb	1.61	1.63	2.56	2.87	2.76
Lu	0.24	0.25	0.37	0.45	0.39
Be	1	3	<1	3	1
Ba	568	557	246	549	434
Co	14.2	14.3	27	23.5	31.5
Cs	2.1	1.9	1.2	0.8	0.7
Cu	11.5	13.2	7.3	9.9	11.9
Ga	17.4	17.5	16.6	17.9	17.9
Hf	4.8	4.7	3.8	6.5	5.5
Mo	0.2	0.4	0.3	0.3	0.6
Nb	5.2	5.1	3.7	18.4	14.6
Ni	10.1	9.9	11.6	23.3	58.2
Pb	1	2.9	0.7	1.7	2.8
Rb	51	51.1	29.6	30.7	28.6
Sn	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	446.9	459.4	443	632.7	616.2
Ta	0.4	0.4	0.3	1.1	0.9
Th	4.7	4.5	2.5	3.5	3.4
U	1.6	1.4	0.7	1.1	1.1
V	83	79	166	127	140
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	17.3	16.9	25.2	32.1	27.5
Zn	11	9	31	42	46
Zr	182.2	184.6	154.4	308.7	250.9

Continuación de la tabla A.6

Muestra	MA10	MA12
Lat(N)°	19°11' 293"	19°12' 245"
Long(W)°	99°02' 100"	99°02' 419"
Localidad	Flujo Ocusacayo	Teuhtli
TAS	D	A
La	21.7	17.6
Ce	36	31.8
Pr	5.1	4.53
Nd	20.7	18.4
Sm	4.07	4
Eu	1.18	1.27
Gd	3.75	4.05
Tb	0.54	0.6
Dy	3.16	3.54
Ho	0.61	0.71
Er	1.67	1.96
Tm	0.25	0.29
Yb	1.65	1.88
Lu	0.25	0.28
Be	1	2
Ba	553	379
Co	13.8	18
Cs	1.3	1.5
Cu	21.3	3.4
Ga	17	17.5
Hf	5	3.9
Mo	1.1	0.2
Nb	5.1	3.9
Ni	8.9	1.7
Pb	2.8	4.7
Rb	50.1	37
Sn	<1	<1
Sr	466.7	627.3
Ta	0.4	0.3
Th	4.6	3.6
U	1.6	1
V	84	120
W	<0.5	<0.5
Y	17.2	19.3
Zn	22	12
Zr	184	158.6

Tabla A.7. Ecuaciones de las funciones discriminantes de los diagramas propuestos por Verma et al. (2013) para caracterización tectónica de magmas intermedios.

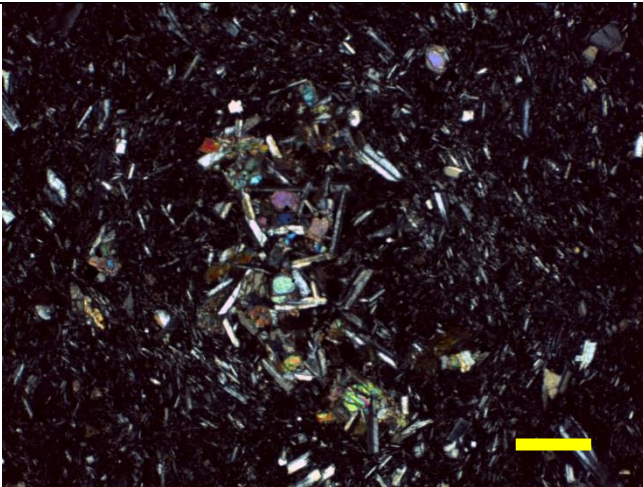
Figuras	Ecuaciones
5.9-5.20(a)	$DF1_{(IA+CA-CR+OI-Col)_{mint}} = (-2.45605 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.11985 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-2.22475 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (2.48861 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-0.212024 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-0.06661 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (1.29066 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-0.28377 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.40211 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.030635 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 11.43097347$
	$DF2_{(IA-CA-CR+OI-Col)_{mint}} = (-0.57759 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.01121 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.69125 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.99798 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-1.72014 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.305275 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.816018 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.791727 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.871298 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.335478 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 12.20158596$
5.9-5.20(b)	$DF1_{(IA-CA-CR+OI)_{mint}} = (-2.51880 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.54210 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-3.790190 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (3.846277 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-0.362718 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-0.176632 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (1.426496 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.111801 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.219223 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.07248 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 14.3151255$
	$DF2_{(IA-CA-CR+OI)_{mint}} = (-1.04907 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (3.440438 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-3.43323 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (4.807165 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-3.499257 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.373928 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-2.147775 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (3.00229 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.773719 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.061808 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 13.4885545$
5.9-5.20(c)	$DF1_{(IA-CA-Col)_{mint}} = (-0.88680 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.781835 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-2.43157 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (4.10644 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (2.050295 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-0.386860 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.74023 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.35997 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.816315 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.468418 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 4.31214432$
	$DF2_{(IA-CA-Col)_{mint}} = (1.76033 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-4.32894 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (2.60111 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-4.96088 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (2.89683 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-0.362075 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (2.23018 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-2.96677 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.790236 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.326438 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 7.586117348$
5.9-5.20(d)	$DF1_{(IA-CR+OI-Col)_{mint}} = (-2.43565 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.53913 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.51665 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.45582 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (0.4961937 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-0.050128 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (1.258138 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-0.8274299 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.4884699 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.1123605 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 7.894955173$
	$DF2_{(IA-CA-CR+OI)_{mint}} = (-0.736658 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.0788099 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.065533 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.130176 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-2.130889 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.245709 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.6816946 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.3284307 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.7709408 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.295664 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 15.24062267$
5.9-5.20(e)	$DF1_{(CA-CR+OI-Col)_{mint}} = (-2.32173 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.97128 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-0.537435 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.431388 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) + (-1.139286 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.527984 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.9884038 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-0.894467 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.16138688 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.0778358 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 12.34961873$
	$DF2_{(CA-CR+OI-Col)_{mint}} = (-0.40691 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (2.60576 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.1610669 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.345967 \times \ln(FeO/SiO_2)_{adj}) +$

		$(0.4457959 \times \ln(\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.260127 \times \ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.464594 \times \ln(\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.9211739 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.2769499 \times \ln(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.142884 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + 3.501318155$
5.10-	5.21(a)	$\text{DF1}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (1.02293 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.63053 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.93889 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.41538 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.676898 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.453813 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.5831823 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 1.900726416$
		$\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (0.248529 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.477177 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.33628 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.131072 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.712035 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.213840 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-2.008435 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 18.63750138$
5.10-	5.21(b)	$\text{DF1}_{(\text{IA}-\text{CA}-\text{CR}+\text{OI})_{\text{mint}}} = (0.8750597 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.4279822 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.6864967 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.372419 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(1.924254 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.835240 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.8428416 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 8.228368089$
		$\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CA}-\text{CR}+\text{OI})_{\text{mint}}} = (-1.171625 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-2.650912 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.176065 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.1183849 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.18532798 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (1.9213464 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.3868149 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 12.45160186$
5.10-	5.21(c)	$\text{DF1}_{(\text{IA}-\text{CA}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-0.801371 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.125028 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.908386 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.320442 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.3683636 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.6405805 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.72337227 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 8.1087217398$
		$\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CA}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (1.317201 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (2.199955 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.1235449 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.1339018 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.8720114 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1.7825807 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.36498299 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 20.63036447$
5.10-	5.21(d)	$\text{DF1}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-0.85601 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.300589 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(0.861909 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.384727 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.5827037 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.757282 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.692422 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 4.468550646$
		$\text{DF2}_{(\text{IA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (0.21504 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.503675 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.32252 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.122383 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.7097486 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.426039 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.980676 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 17.04082095$
5.10-	5.21(e)	$\text{DF1}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-1.25554 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1.082014 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(1.437934 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.5454469 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.6196297 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.3368725 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.71359906 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + 5.752160917$
		$\text{DF2}_{(\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-0.02400 \times \ln(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.054413 \times \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-0.8608025 \times \ln(\text{Nb}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0.174160 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.6407186 \times \ln(\text{V}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) + (0.068523 \times \ln(\text{Y}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) +$ $(-1.772088 \times \ln(\text{Zr}/\text{TiO}_2)_{\text{adj}}) - 21.02758313$
5.11-	5.22(a)	$\text{DF1}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-0.1672589 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-1.2542899 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(1.295171 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.3318361 \times \ln(\text{Nb}/\text{Yb})) +$ $(0.2698636 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.9286976 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(0.18097357 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 3.815745639$
		$\text{DF2}_{(\text{IA}+\text{CA}-\text{CR}+\text{OI}-\text{Col})_{\text{mint}}} = (-0.2426713 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (1.7265475 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(0.4902224 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (-1.2755648 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)) +$ $(0.9602491 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.580888497 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$

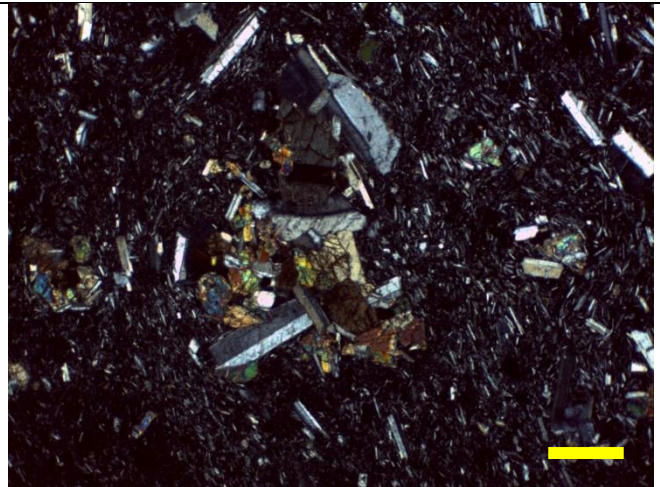
		$(-0.4894082 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 3.305510646$
5.11-	5.22(b)	$\text{DF1}_{(\text{IA-CA-CR+OI})_{\text{mint}}} = (0.0178001 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-1.2689712 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(1.7407108 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.324421438 \times \ln(\text{Nb}/\text{Yb})) +$ $(0.0288819 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.580888497 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(0.17161461 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 3.3845534709$
		$\text{DF2}_{(\text{IA-CA-CR+OI})_{\text{mint}}} = (-2.099551 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-2.044178 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(-0.41179008 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.022466699 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)) +$ $(1.24448424 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.87700276 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(1.07017399797 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 0.2920468400$
5.11-	5.22(c)	$\text{DF1}_{(\text{IA-CA-Col})_{\text{mint}}} = (0.092724 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (0.752143 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(0.9296053 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (0.12351021 \times \ln(\text{Nb}/\text{Yb})) +$ $(0.3479451 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.472513 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(-0.0339674 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 5.801482381$
		$\text{DF2}_{(\text{IA-CA-Col})_{\text{mint}}} = (-2.038286 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-0.073322 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(-1.360432 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (-0.0782899 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)) +$ $(1.8248761 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (2.7738488 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(0.44440139 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 3.684349292$
5.11-	5.22(d)	$\text{DF1}_{(\text{IA-CA-Col})_{\text{mint}}} = (0.720851 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-1.352147 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(1.378563 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.1641465 \times \ln(\text{Nb}/\text{Yb})) +$ $(-0.0423769 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.5584709 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(-0.1644980 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 2.9336489118$
		$\text{DF2}_{(\text{IA-CA-Col})_{\text{mint}}} = (0.2378909 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-2.03548886 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(-0.2501036699 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.34733326 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)) +$ $(-0.760673982 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (-0.786605747 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(0.37736968328 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) + 4.154732286$
5.11-	5.22(e)	$\text{DF1}_{(\text{CA-CR+OI-Col})_{\text{mint}}} = (-0.977026 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (-1.3886489 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(1.36560 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (1.8999127 \times \ln(\text{Nb}/\text{Yb})) +$ $(0.5690460 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.65772638 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(-0.30523813 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 0.87680549008$
		$\text{DF2}_{(\text{CA-CR+OI-Col})_{\text{mint}}} = (-0.086967 \times \ln(\text{La}/\text{Yb})) + (1.1636159 \times \ln(\text{Ce}/\text{Yb})) +$ $(0.3635930 \times \ln(\text{Sm}/\text{Yb})) + (-0.90127239 \times \ln(\text{Ni}/\text{TiO}_2)) +$ $(1.1257989 \times \ln(\text{Th}/\text{Yb})) + (1.19149068 \times \ln(\text{Y}/\text{Yb})) +$ $(-0.39964298 \times \ln(\text{Zr}/\text{Yb})) - 3.915383182$

**MICROFOTOGRAFÍAS DEL
ANÁLISIS PETROGRÁFICO
SIERRA DE SANTA CATARINA**

Clave	SSC51
Coordenada	19°19' 074"
	99°01'387'
Localidad	Volcán Xaltepec



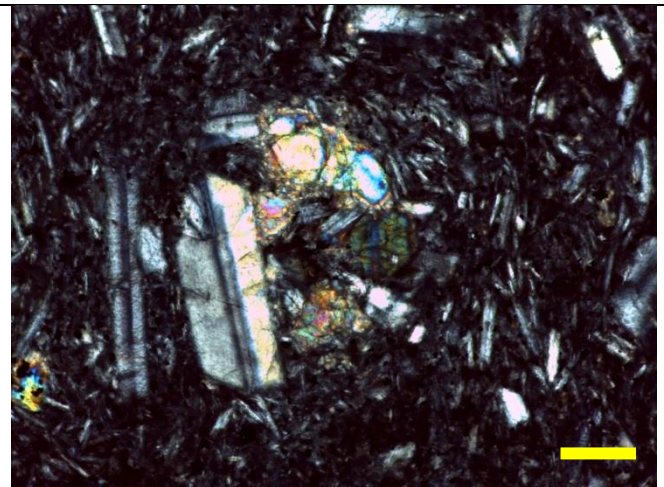
A.1 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se puede observar cristales de plagioclasa (~0.1-0.2 mm), ortopiroxenos (~0.1 mm), clinopiroxenos (<0.1 mm) y olivinos (<0.1 mm).Escala 1 cm.



A.2 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se puede observar cristales de plagioclasa (~1-2 μm), e intercrecimientos de clinopiroxenos y ortopiroxenos. Escala 1 cm.



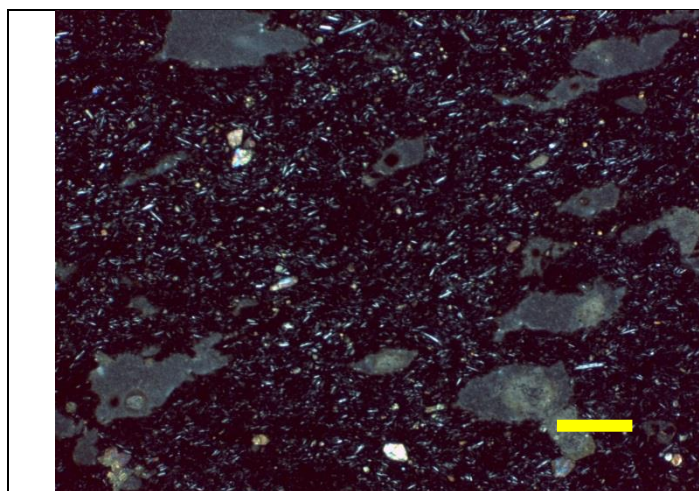
A.3 Microfotografía de un fenocristal de ortopiroxeno, tomada con un objetivo 10x. Escala 1 cm.



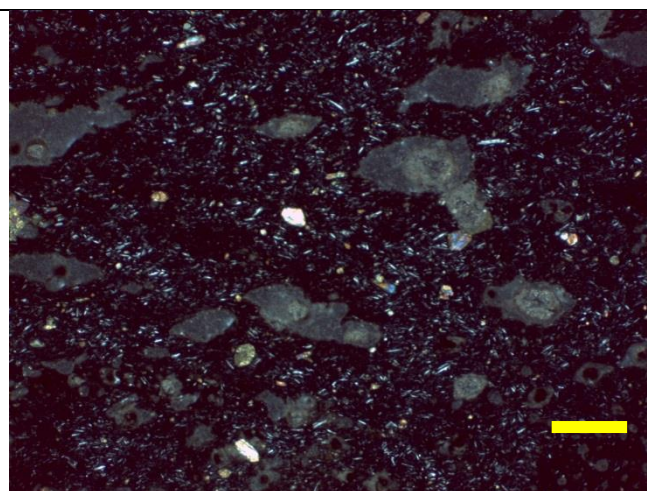
A.4 Microfotografía de intercrecimiento entre cristales de cinopiroxenos y plagioclasas, tomada con un objetivo 10x. Escala 1 cm.

Textura	Porfídica Orientada
Mineralogía	Olivino + Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica con plagioclasas + vidrio
Clasificación	Basalto

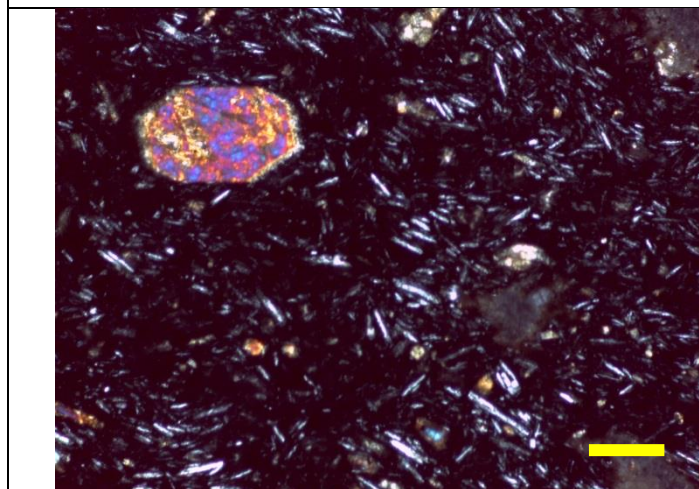
Clave	SSC52
Coordenada	19°19' 075"
	99°01'387"
Localidad	Volcán Xaltepec



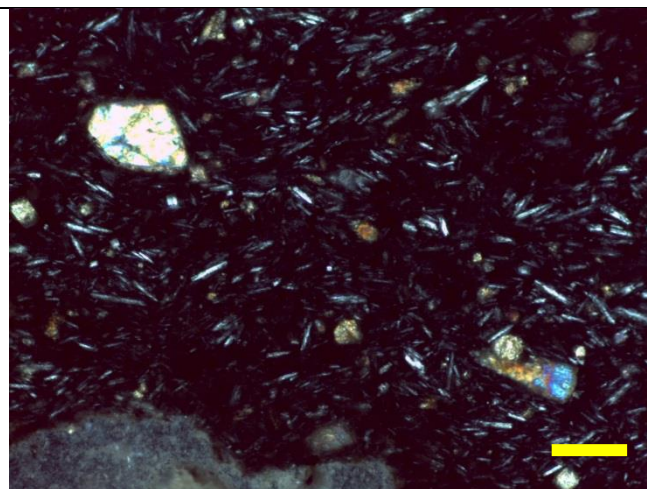
A.5 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x, en la cual se observa una matriz vítrea con plagioclasas inmersas en esta. Se presentan vesículas y fenocristales de clinopiroxenos y olivinos (~0.1-0.2 mm). Escala de 1 cm.



A.6 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x, se observan fenocristales de clinopiroxeno (~0.1-0.2 Mm), como a su vez, vesículas de aproximadamente ~5 μm de tamaño. Escala de 1 cm.



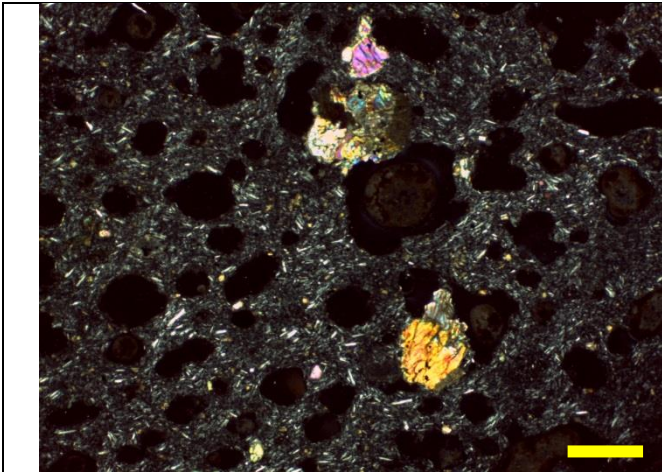
A.7 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa un fenocristal de clinopiroxeno euhedral inmerso en una matriz vítrea que contiene microcristales de plagioclasas y de clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



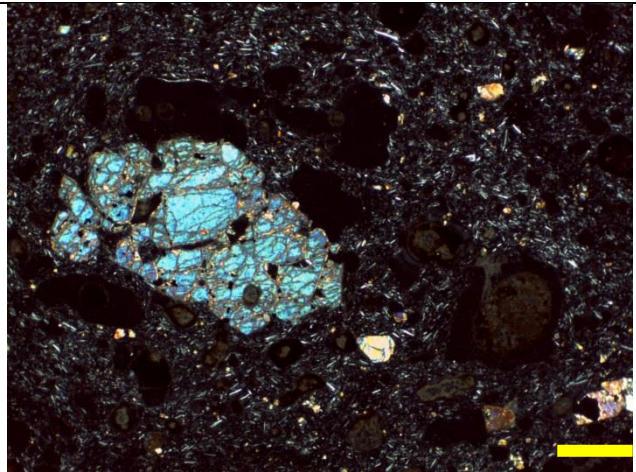
A.8 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se presentan microcristales de clinopiroxenos y olivino, como a su vez una matriz vítrea con microcristales de plagioclasas y con presencia de vesículas. Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica Vítrea
Mineralogía	Olivino+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea+ Vesículas
Clasificación	Basalto-Vesicular

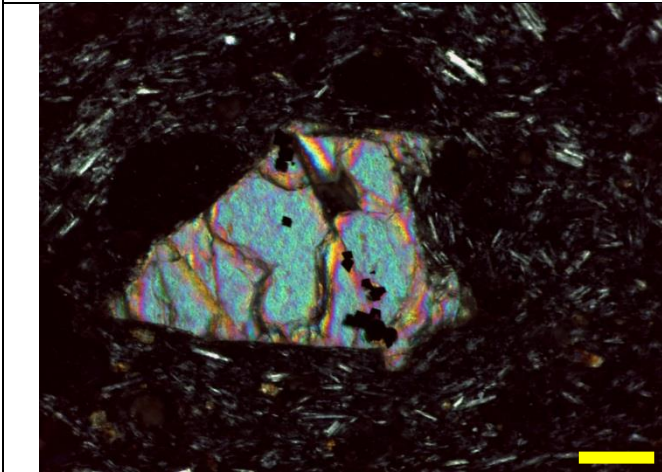
Clave	SSC53
Coordenada	19°19' 182"
	99°01'355"
Localidad	Volcán Xaltepec



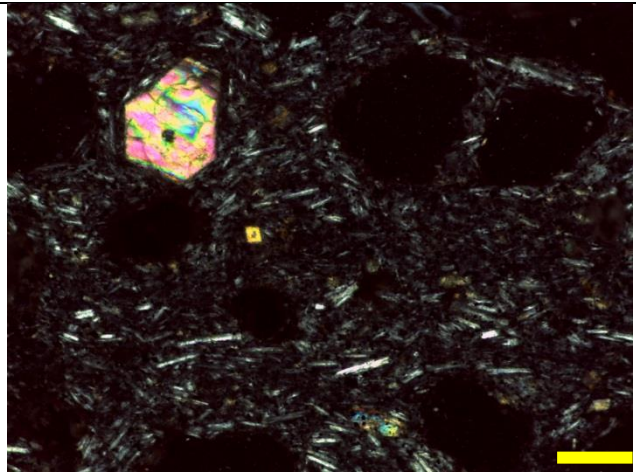
A.9 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observa una matriz vítrea con microcristales de plagioclasas y a su vez se presentan vesículas (~ 0.4-0.5mm de tamaño). Se presentan intercrecimientos de clinopiroxenos (~ 0.3-0.4 mm de tamaño).Escala de 1 cm.



A.10 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan fenocristales de olivino (~0.2 mm) y clinopiroxenos (~ 0.3-0.6 mm). El tipo de matriz que se presenta es una matriz vítrea con microcristales de plagioclasas y clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



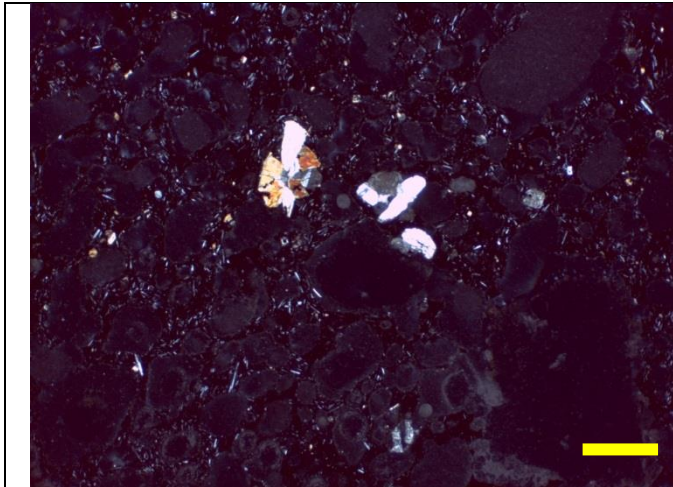
A.11 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa un fenocristal de clinopiroxeno subhedral (~0.35 mm) inmersa en una matriz vítrea sin presencia de alteración o de desequilibrio. Escala de 1 cm.



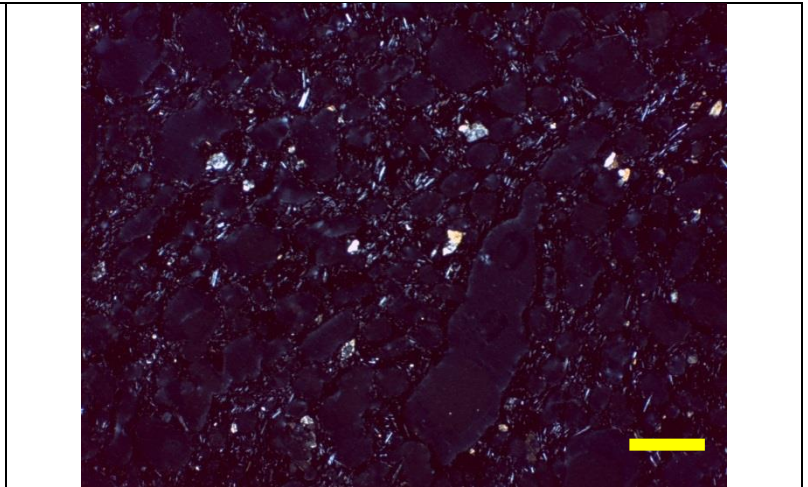
A.12 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa un fenocristal de olivino subhedral (~0.1-0.2 mm) sin evidencia de alteración o desequilibrio que se encuentra inmersa en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Olivino+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea con plagioclasas
Clasificación	Basalto-Vesicular

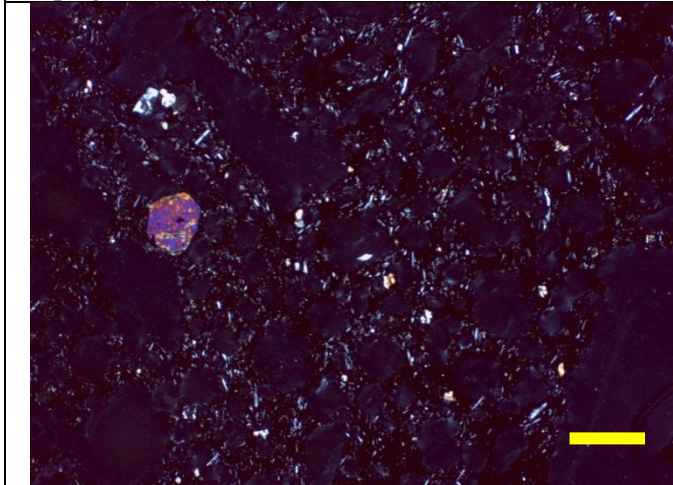
Clave	SSC54
Coordenada	19°19' 947"
	99°03'167"
Localidad	Volcán Yuhuauxqui



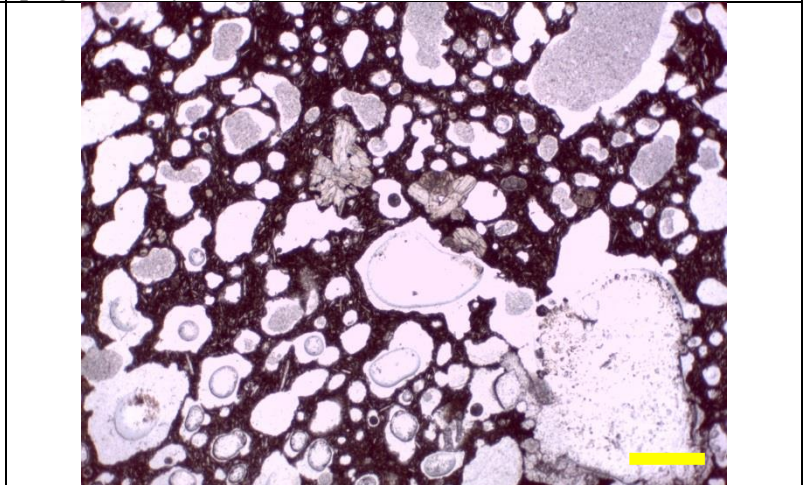
A.13 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan intercrecimientos de ortopiroxenos (0.1-0.2 mm), en una matriz vítrea la cual contiene microcristales de plagioclasas y vesículas. Escala de 1 cm.



A.14 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de clinopiroxenos anhedrales de aproximadamente <1 mm, en una matriz vítrea que contiene microcristales de plagioclasas y clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



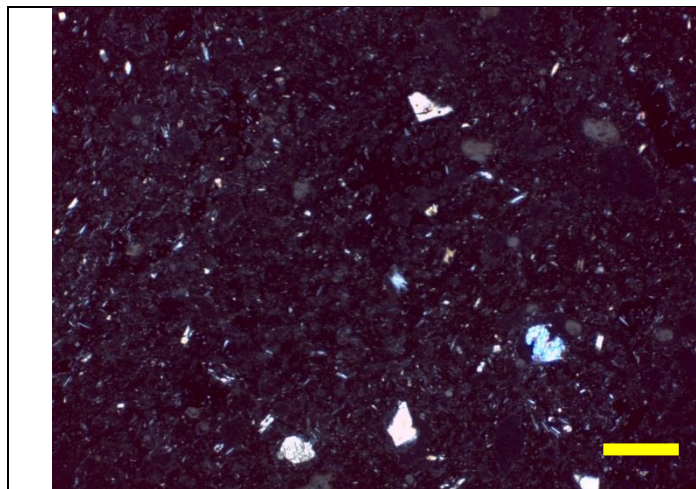
A.15 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se presentan fenocristales de olivino subhedral (~0.1-0.2 mm) y ortopiroxenos subhedrales (~ 0.1 mm) en una matriz vítrea que contienen microcristales de plagioclasas y clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



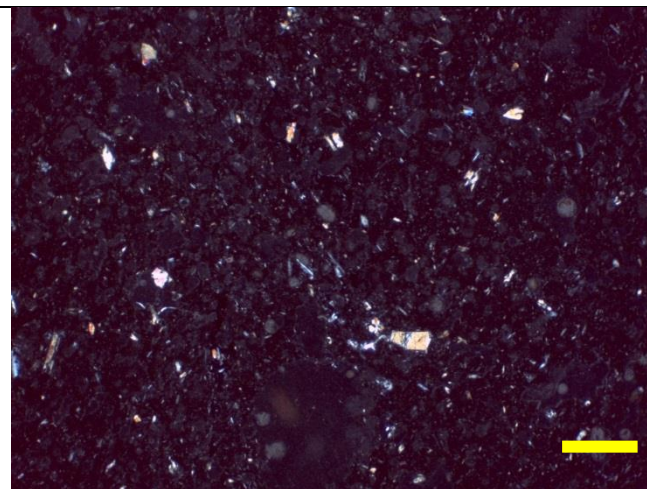
A.16 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observa la gran diversidad de vesículas en la muestra. Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Olivino+Ortopiroxeno+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea con plagioclasas
Clasificación	Basalto-Vesicular

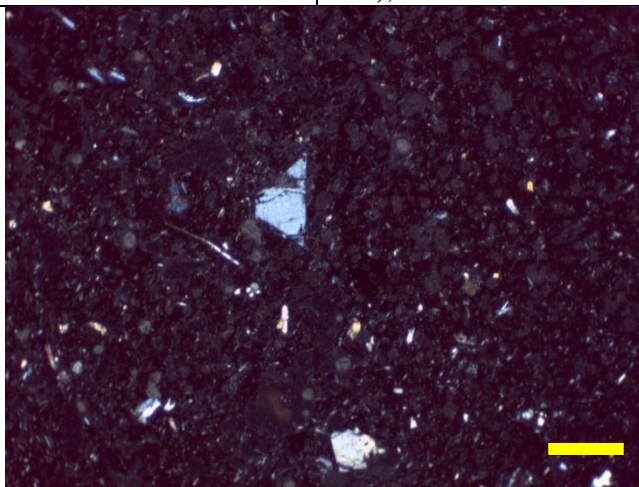
Clave	SSC55
Coordenada	19°19' 840" 99°03'162"
Localidad	Volcán Yuhuauxqui



A.17 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de clinopiroxenos subhedrales (0.1-0.2 mm), en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.



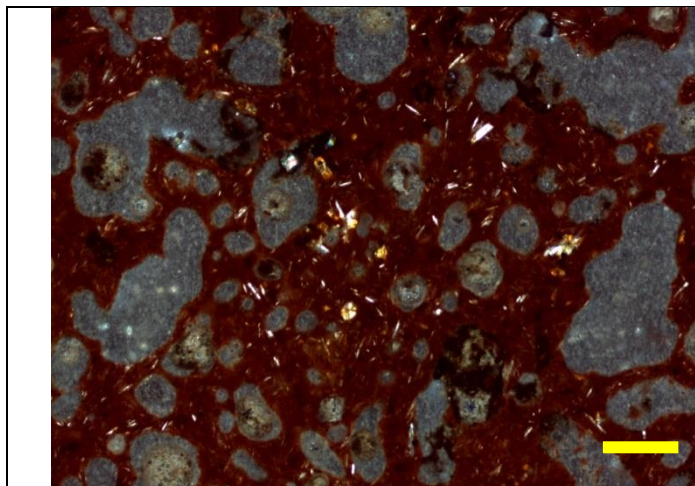
A.18 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales subhedrales de clinopiroxenos (0.1-0.2 mm), en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.



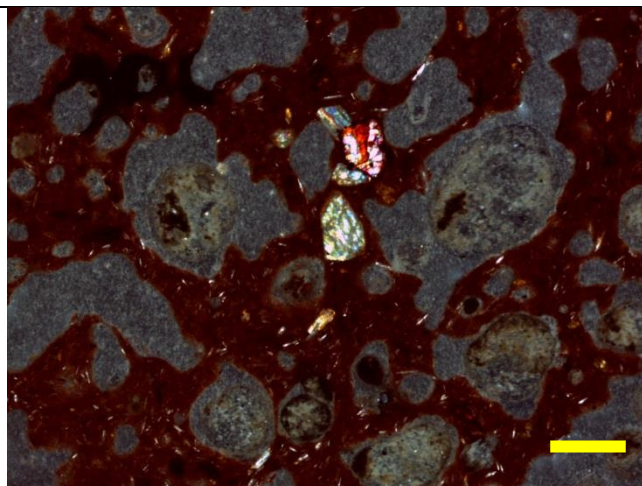
A.19 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de clinopiroxenos subhedrales (0.1-0.2 mm), en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Ortopiroxeno+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea con plagioclasas
Clasificación	Basalto-Vesicular

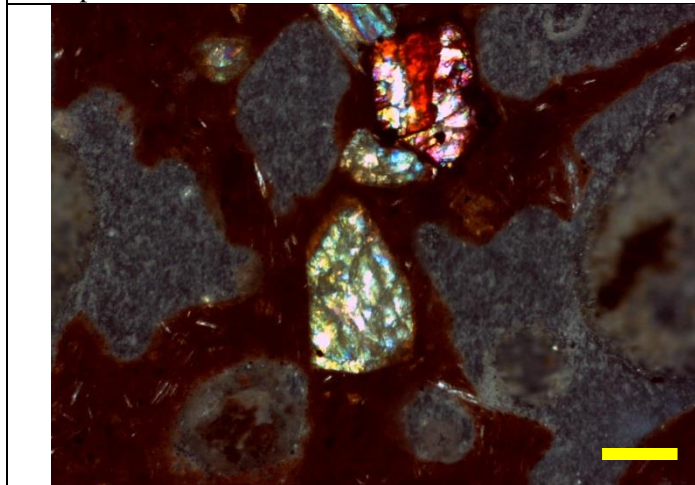
Clave	SSC56
Coordenada	19°19' 606" 99°03'154"
Localidad	Volcán Yuhuauxqui



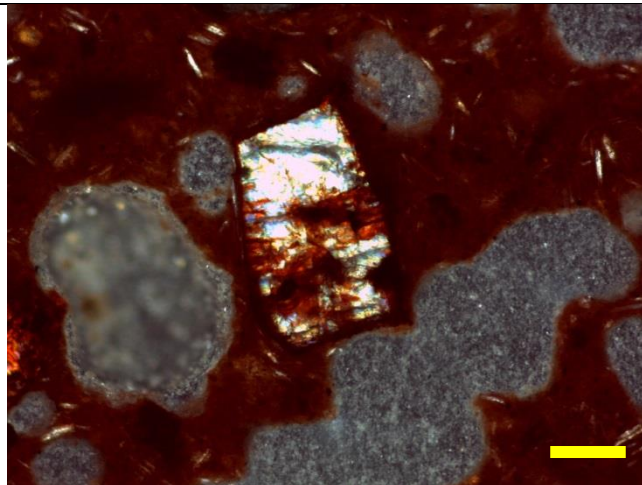
A.21 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales <1 mm de ortopiroxenos y clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



A.22 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Se observan cristales de clinopiroxenos subhedrales de ~ 0.5 mm de diámetro. Escala de 1 cm.



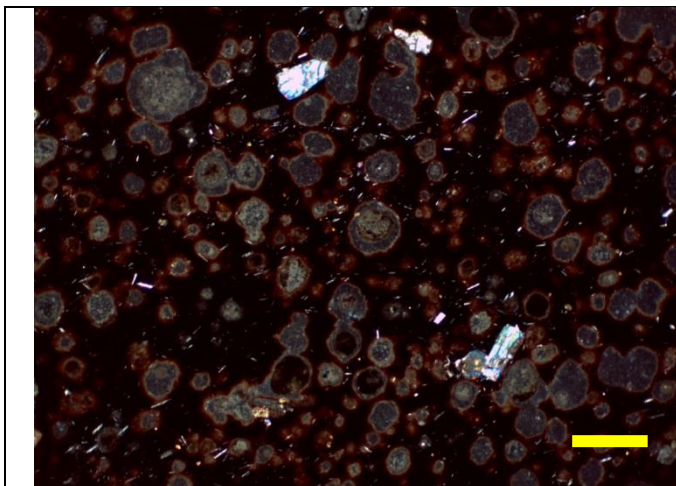
A.23 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales inmersos en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.



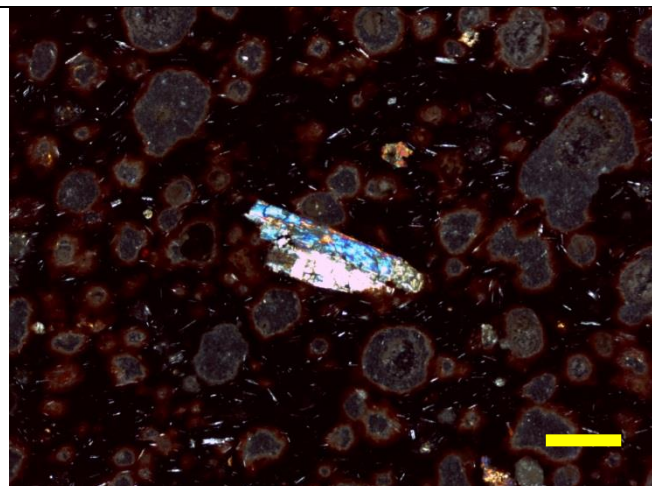
A.24 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal subhedral de clinopiroxeno (0.5 mm). Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Ortopiroxeno+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto- Vesicular

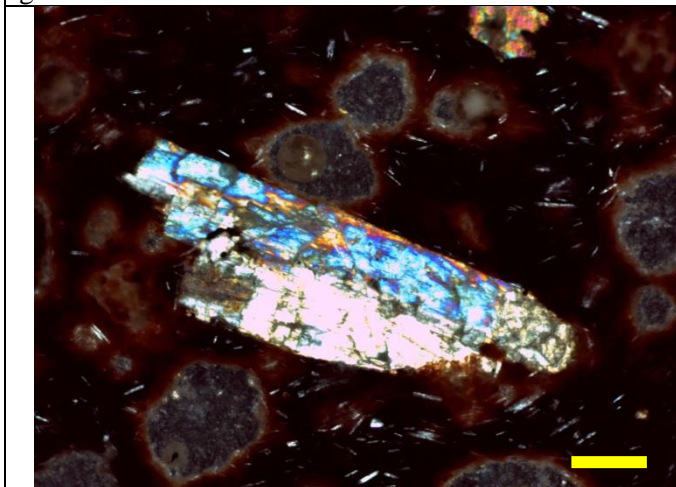
Clave	SSC57
Coordenada	19°19' 606" 99°03'154"
Localidad	Volcán Yuhuauxqui



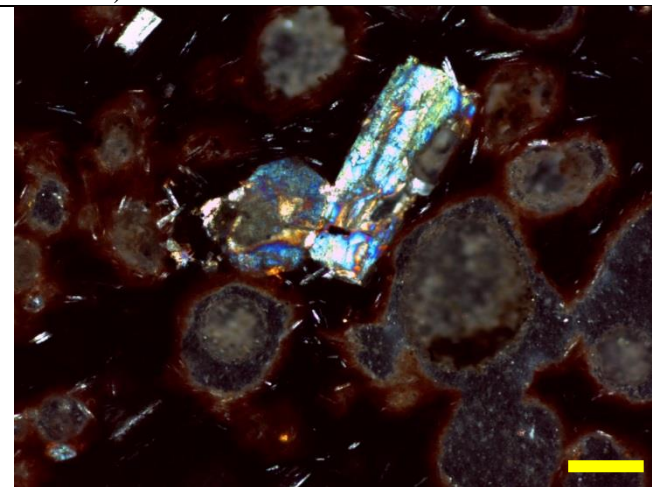
A.25 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales subhedrales de clinopiroxeno con una gran cantidad de vesículas. Escala de 1 cm.



A.26 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal subhedral de clinopiroxeno (~0.5 mm de diámetro). Escala de 1 cm.



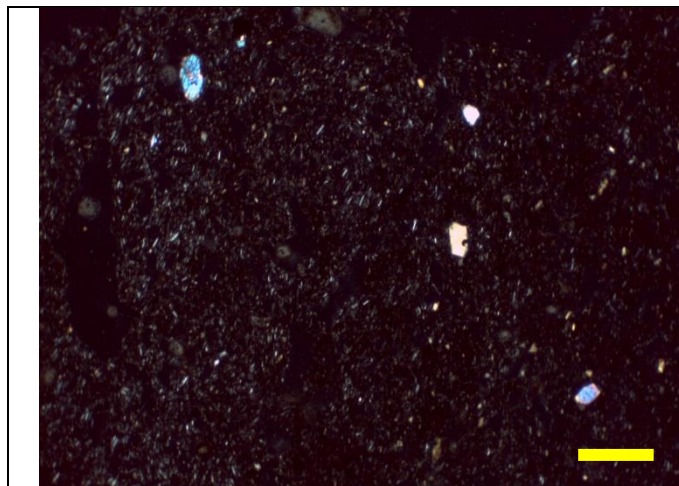
A.27 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal subhedral de clinopiroxeno inmerso en una matriz vítrea . Escala de 1 cm.



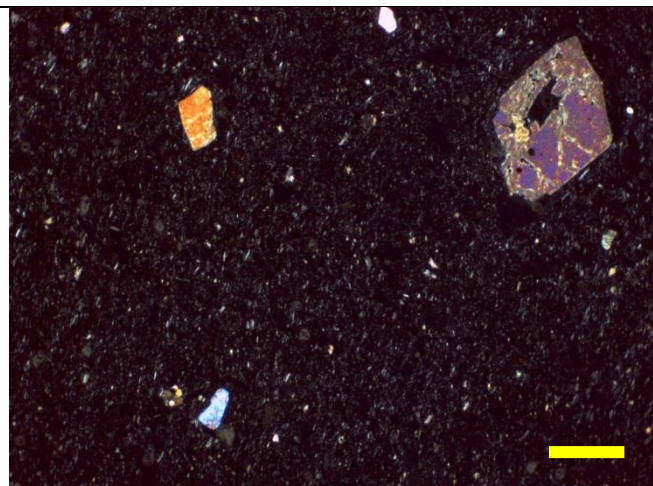
A.28 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales de ~ 0.5-0.8 mm de diámetro. Escala 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Olivino+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

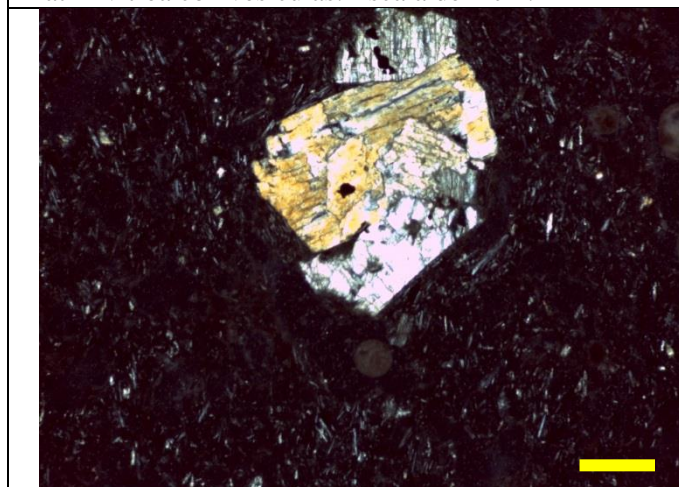
Clave	SSC61
Coordenada	19°18' 481"
	99°01'599"
Localidad	Volcán Xaltepec



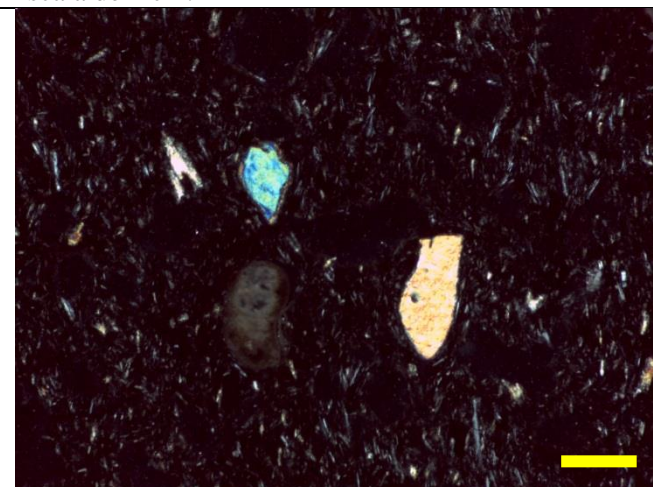
A.29 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de clinopiroxeno subhedrales (0.1-0.2 mm), y microcristales de ortopiroxeno inmersas en una matriz vítrea con vesículas. Escala de 1 cm.



A.30 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de ortopiroxeno (~0.3 mm) y clinopiroxeno (~1-2 cm) inmersos en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.



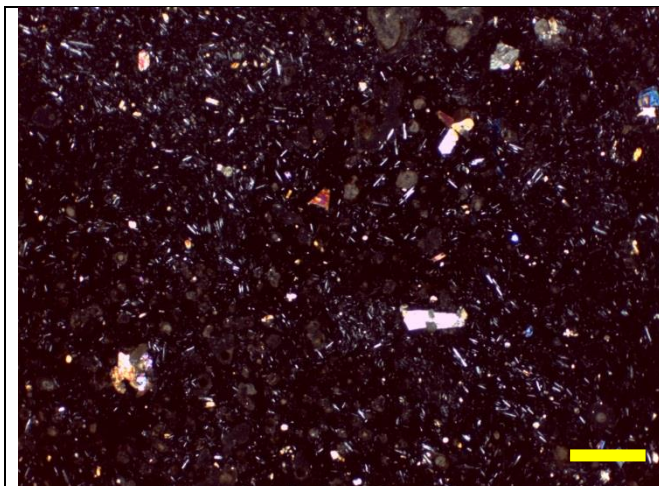
A.31 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa un intercrecimiento entre cristales de ortopiroxeno (~0.5 cm). Escala de 1 cm.



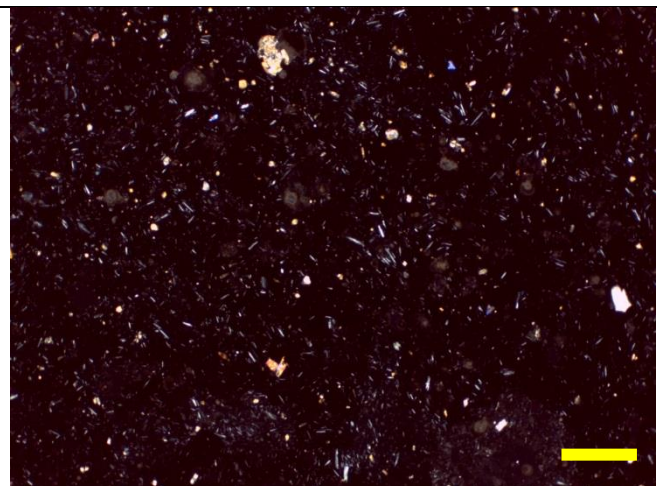
A.32 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa cristales de ortopiroxeno (0.2-0.3 cm) y clinopiroxeno (0.1 mm). Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica- Vítrea
Mineralogía	Ortopiroxeno+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

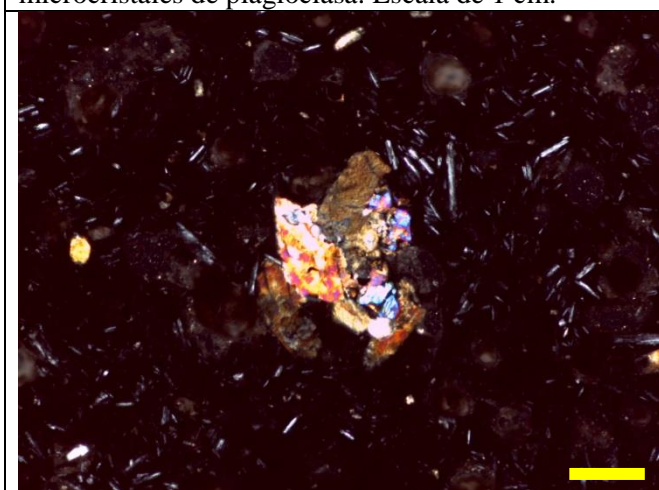
Clave	SSC63
Coordenada	19°19' 118" 99°01'205"
Localidad	Cerro Tetecón



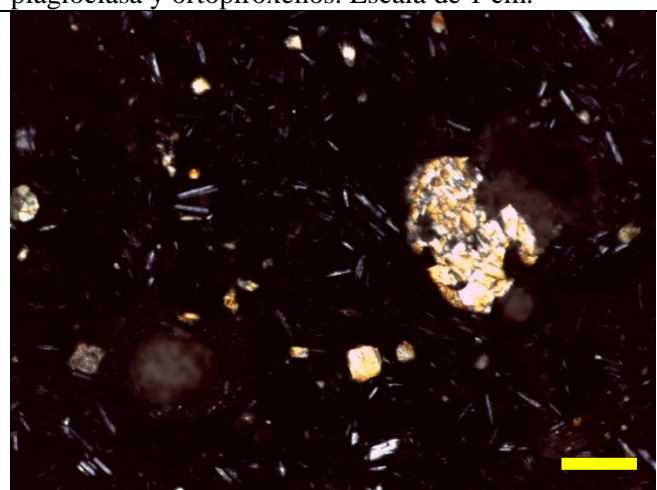
A.33 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales subhedrales de ortopiroxeno y clinopiroxeno inmersos en una matriz vítrea con microcristales de plagioclasa. Escala de 1 cm.



A.34 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de ortopiroxenos (0.1-0.2 mm) inmersos en una matriz vítrea con microcristales de plagioclasa y ortopiroxenos. Escala de 1 cm.



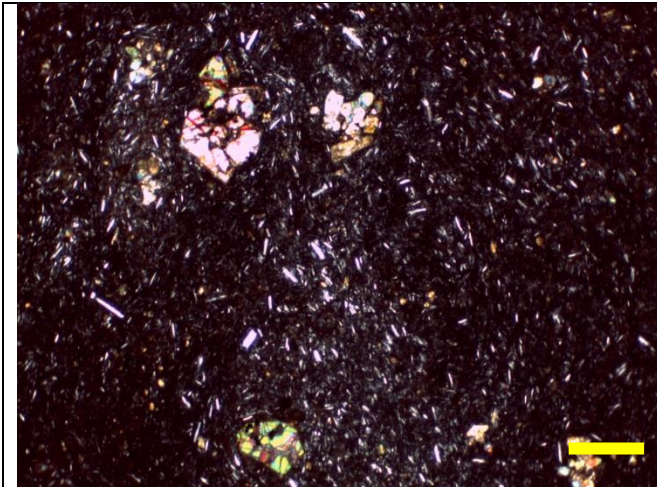
A.35 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa un intercrecimiento entre clinopiroxenos. Escala de 1 cm.



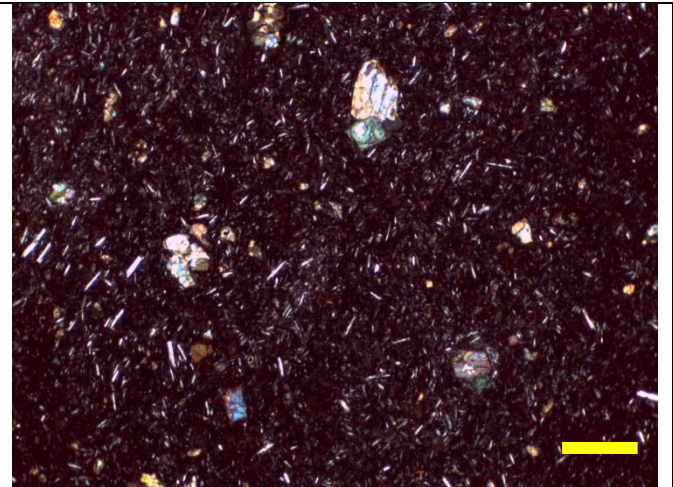
A.36 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal anhedral de ortopiroxeno (0.1 mm). Escala de 1 cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Ortopiroxeno+Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

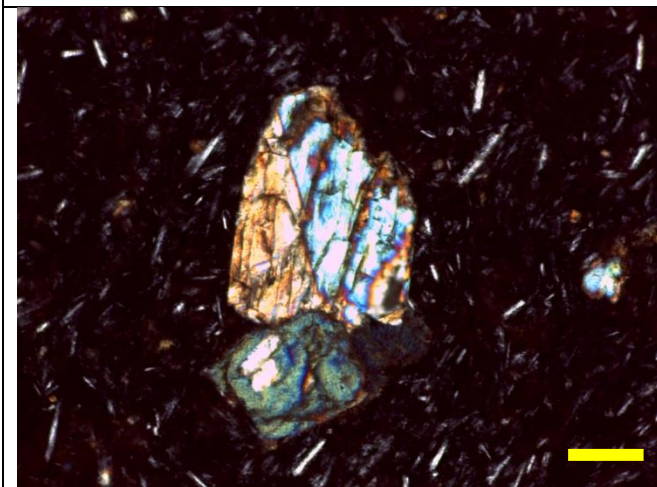
Clave	SSC64
Coordenada	19°19'188''
	99°01'316''
Localidad	Volcán Xaltepec



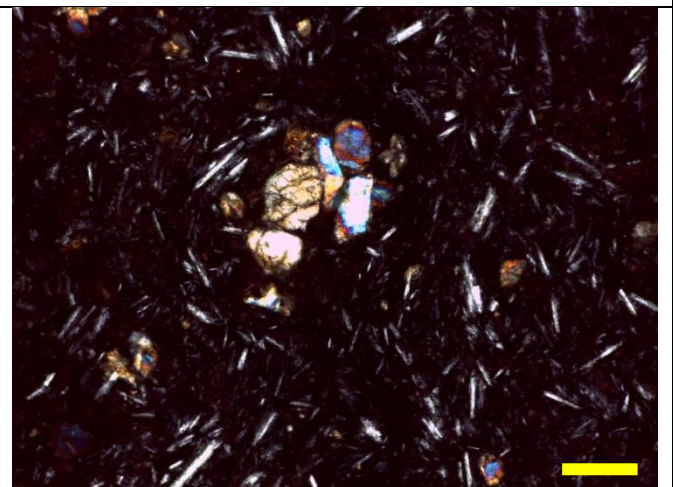
A.37 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales subhedrales de olivino y clinopiroxenos inmersos en una matriz vítrea con microcristales de plagioclasa. Escala de 1cm.



A.38 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales eudrales a subhedrales de olivino (~0.2-0.3 mm) clinopiroxeno (0.5 mm) y microcristales de ortopiroxenos inmersos en una matriz vítrea. Escala de 1cm.



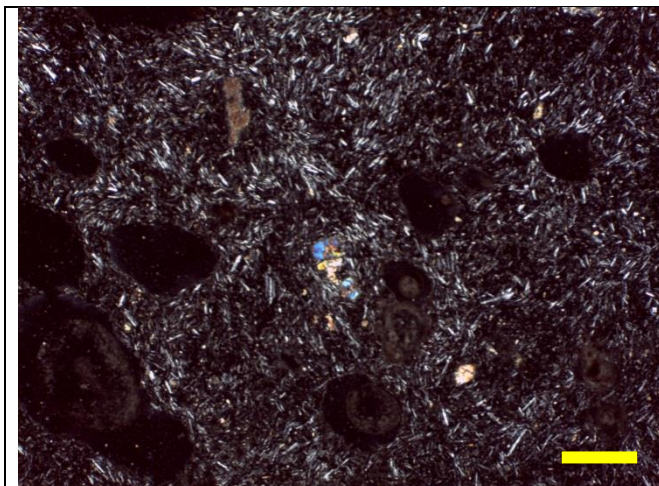
A.39 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales subhedrales de clinopiroxenos en contacto. Escala de 1cm.



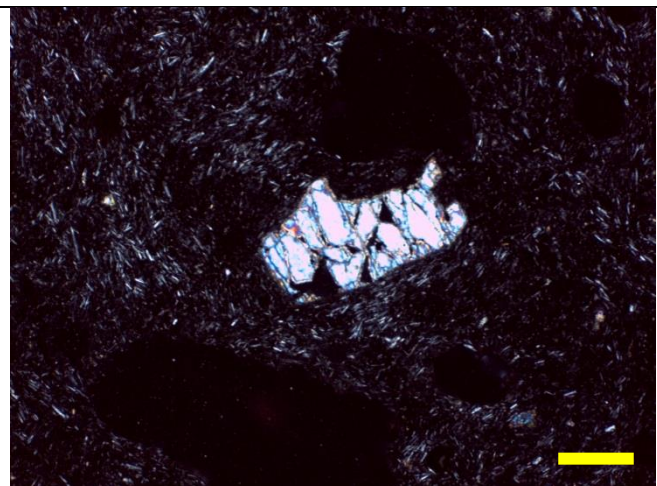
A.40 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Se observa una interacción entre cristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

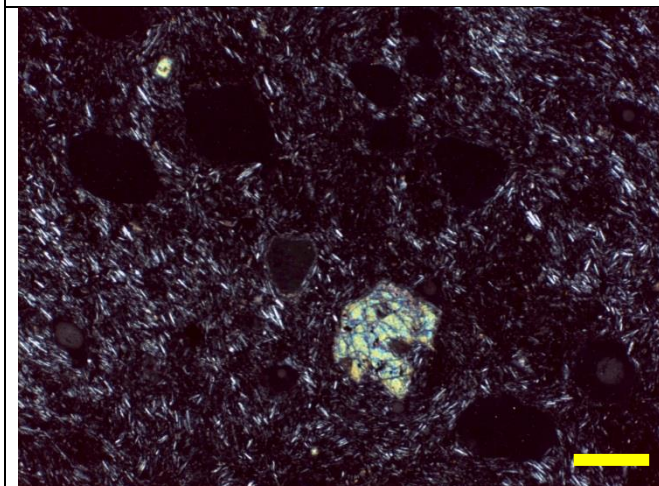
Clave	SSC65
Coordenada	19°18' 452"
	98°58'820'
Localidad	Volcán Guadalupe



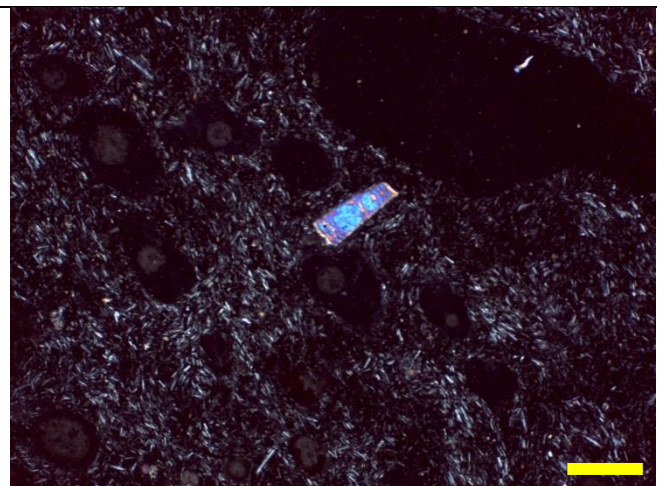
A.41 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de olivino (~0.1mm), cristales de clinopiroxeno (~0.1mm) y microcristales de ortopiroxeno inmersos en una matriz vítrea con vesículas y microcristales de plagioclasa. Escala de 1cm.



A.42 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno subhedral (0.5 mm) inmerso en una matriz vítrea. Escala de 1 cm.



A.43 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de subhedral de olivino (~0.5 mm) inmerso en una matriz vítrea. Escala de 1cm.



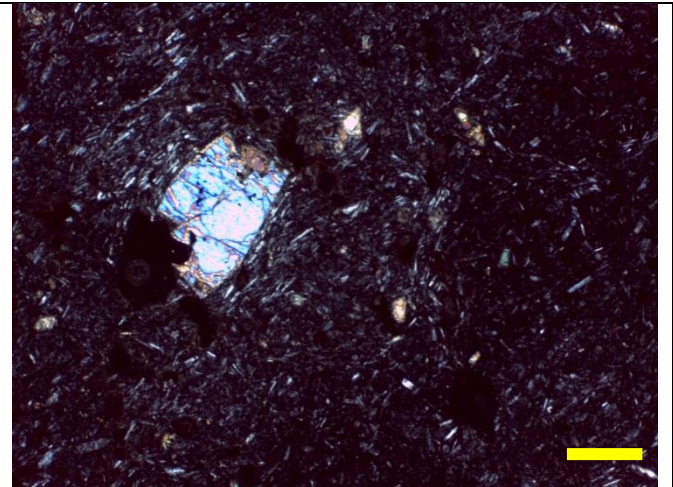
A.44 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno eudral (0.2mm) inmerso en una matriz vítrea. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

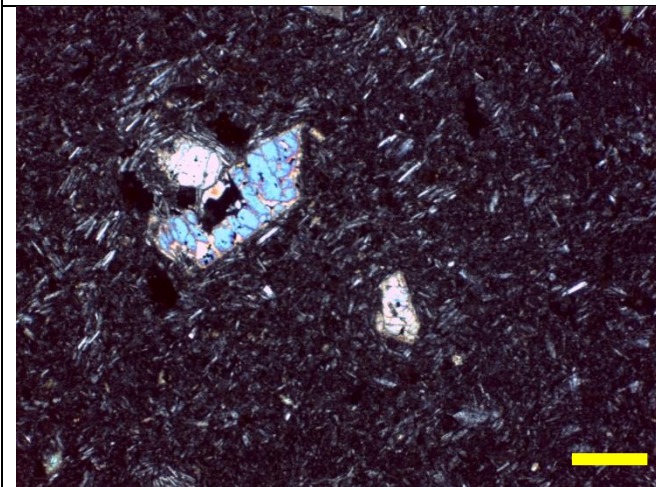
Clave	SSC66
Coordenada	19°18'452"
	98°58'820'
Localidad	Volcán Guadalupe



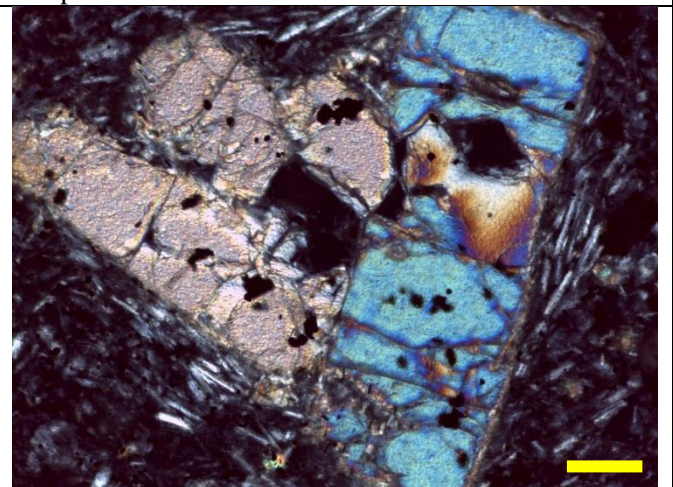
A.45 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de clinopiroxeno subhedrales (0.2-0.3mm) inmersos en una matriz vítrea. Escala de 1cm.



A.46 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno subhedral (~0.4 mm) inmerso en una matriz vítrea con microcristales de ortopiroxeno. Escala de 1cm.



A.47 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno subhedral en contacto con un cristal de clinopiroxeno anedral. Escala de 1cm.

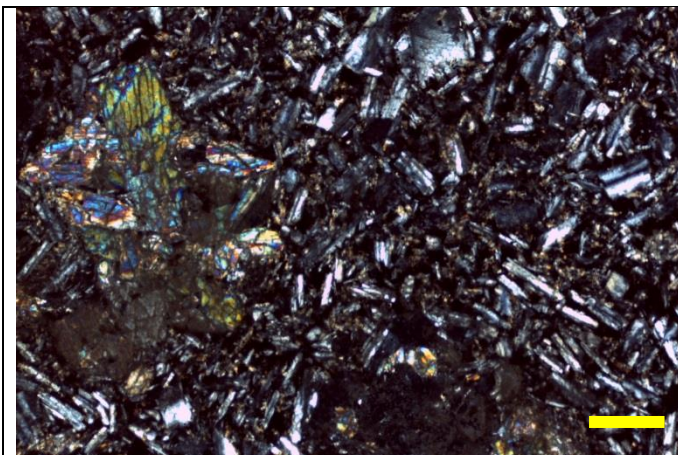


A.48 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales en contacto. Escala de 1 cm.

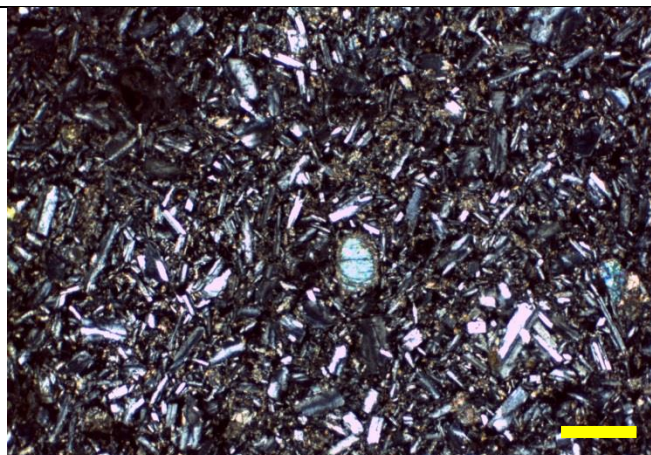
Textura	Porfídica-Vítrea
Mineralogía	Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Vítrea
Clasificación	Basalto-Vesicular

**MICROFOTOGRAFÍAS DEL
ANÁLISIS PETROGRÁFICO DEL
CAMPO MILPA ALTA**

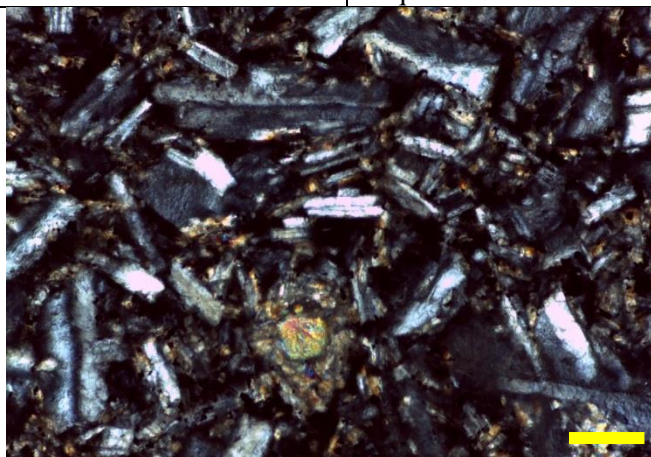
Clave	MA-01
Coordenada	19°14' 613"
	99°03' 225"
Localidad	Cono Teuhtli



A.49 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Intercrecimientos de cristales de clinopiroxeno (~1cm) inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



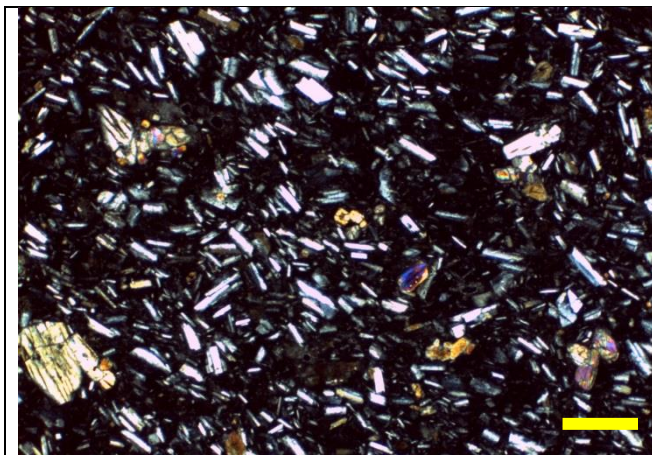
A.50 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristal de olivino (~0.5mm) inmerso en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



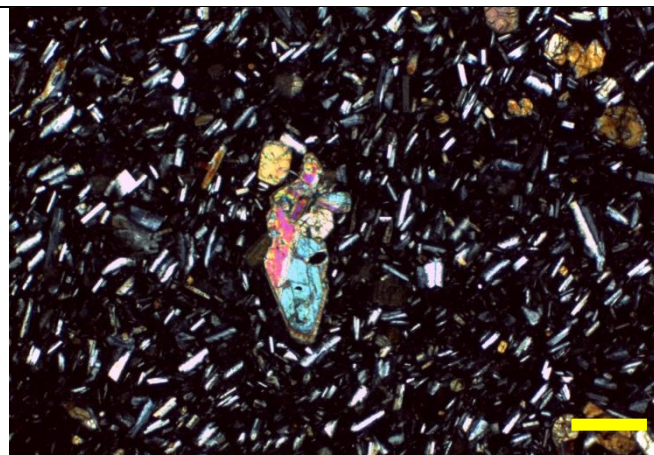
A.51 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Se observa un cristal de olivino anedral con borde de clinopiroxeno inmerso en una matriz vítrea traquítica. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica
Mineralogía	Olivino + Clinopiroxeno + Ortopiroxeno+Plagioclasa
Matriz	Traquítica
Clasificación	Andesita-Basáltica

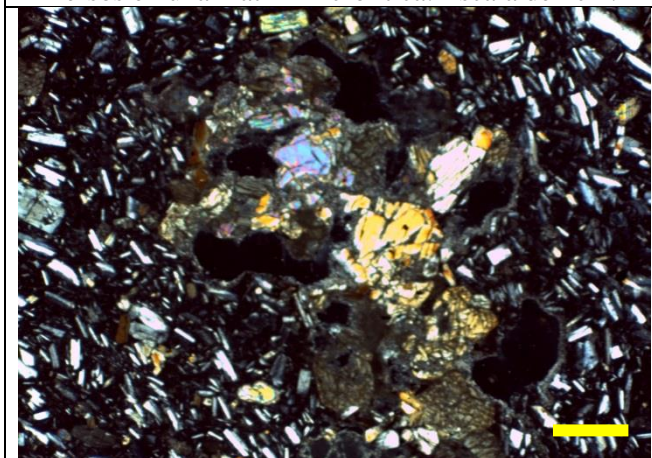
Clave	MA-02
Coordenada	19°13' 642"
	99°03' 124"
Localidad	Cono Teuhtli



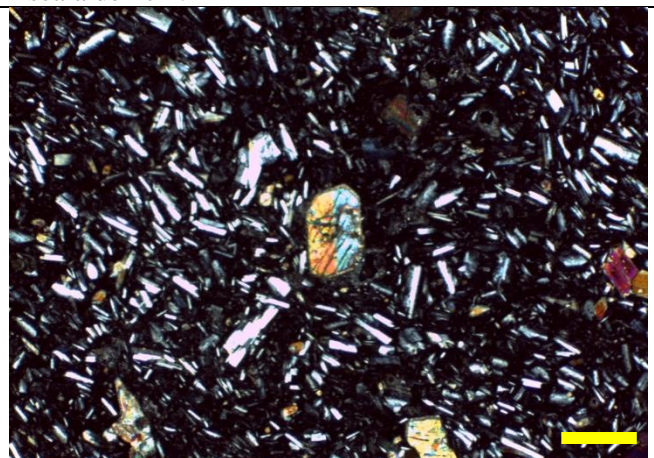
A.52 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Se observan cristales de ortopiroxeno (~ 0.3-0.5 mm) y clinopiroxeno (0.1mm) eudrales y subhedrales inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.53 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno subhedral y microcristales de ortopiroxeno inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



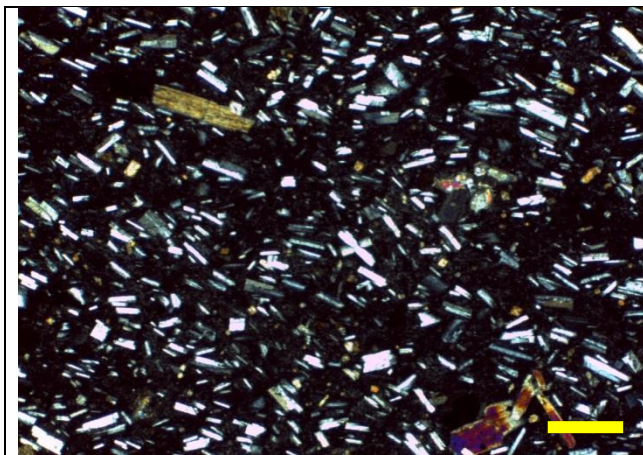
A.54 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Intercrecimiento de cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Escala de 1cm.



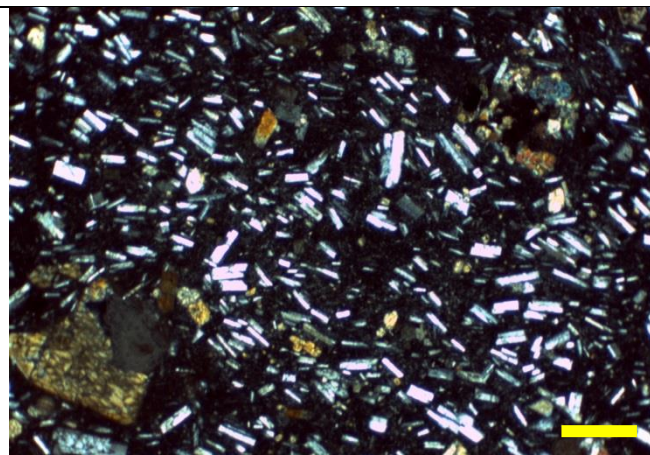
A.55 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno eudral inmerso en una matriz microlítica. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica
Mineralogía	Ortopiroxeno +Clinopiroxeno +Plagioclasa
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita basáltica

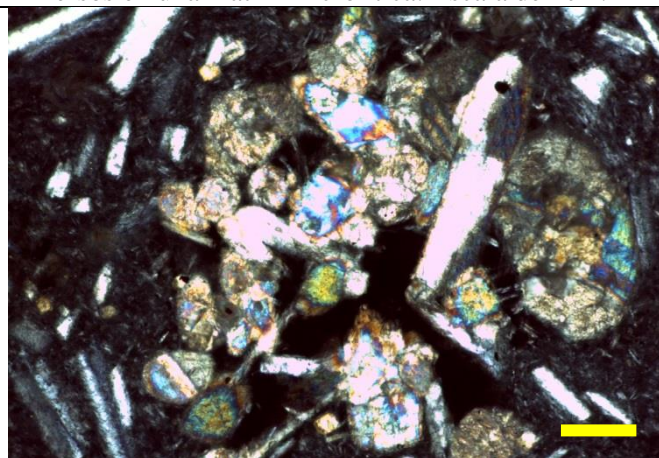
Clave	MA-03
Coordenada	19°11'531'' 99°02'337''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



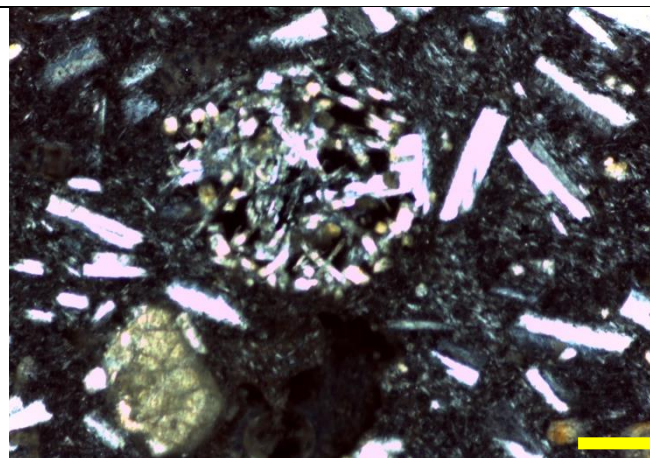
A.56 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de ortopiroxeno eudrales (~0.4 mm) y cristales de clinopiroxeno subhedrales (~0.2 mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.57 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristal de ortopiroxeno (~0.5mm) inmerso en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



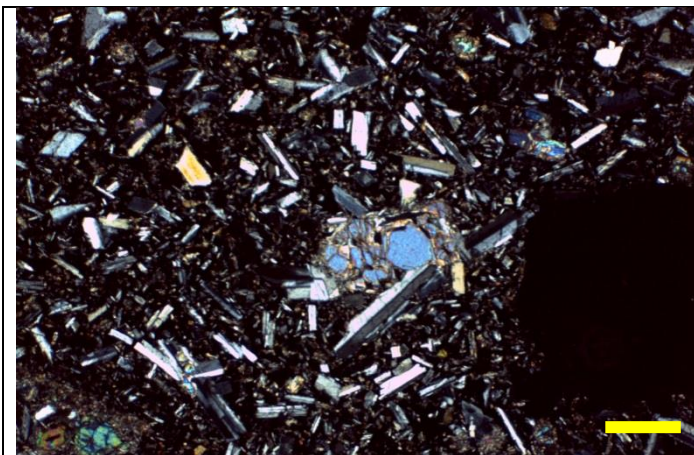
A.58 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales de clinopiroxeno en contacto sin intercrecimiento aparente. Escala de 1 cm.



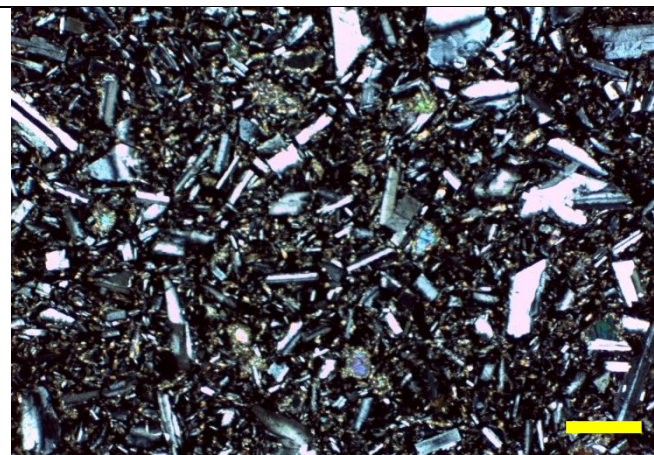
A.59 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cumulo de microcristales de ortopiroxeno interactuando con microcristales de plagioclasa. Escala de 1cm

Textura	Porfidítica Orientada
Mineralogía	Ortopiroxeno + Clinopiroxeno + Plagioclasa
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

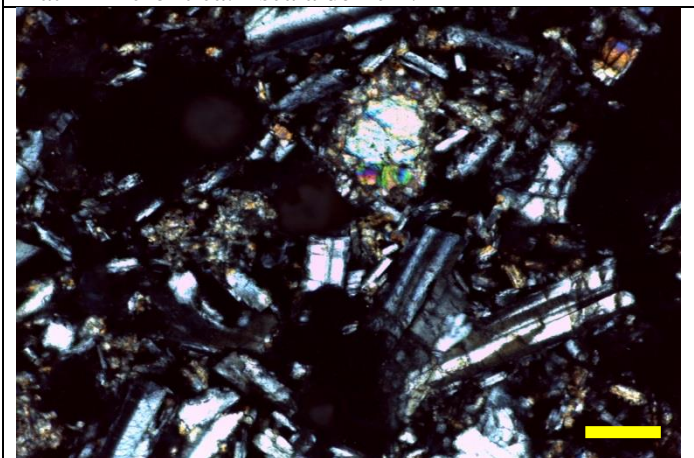
Clave	MA-04
Coordenada	19°14'006'' 99°03'171''
Localidad	Cono Teuhtli



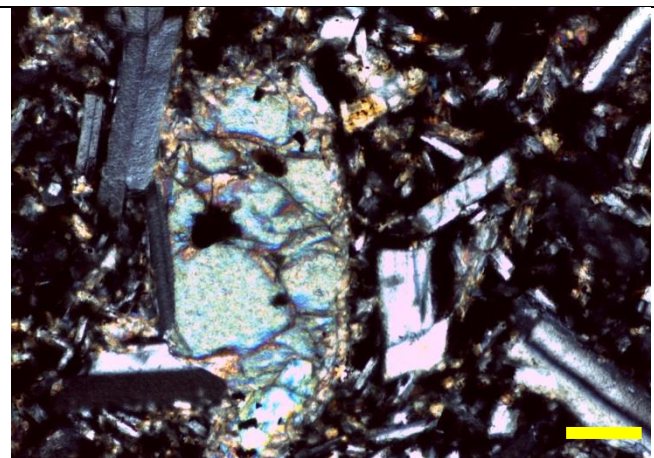
A.60 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales (~0.3mm) y cristales de ortopiroxeno (~0.1-0.2 mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.61 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno (0.1mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



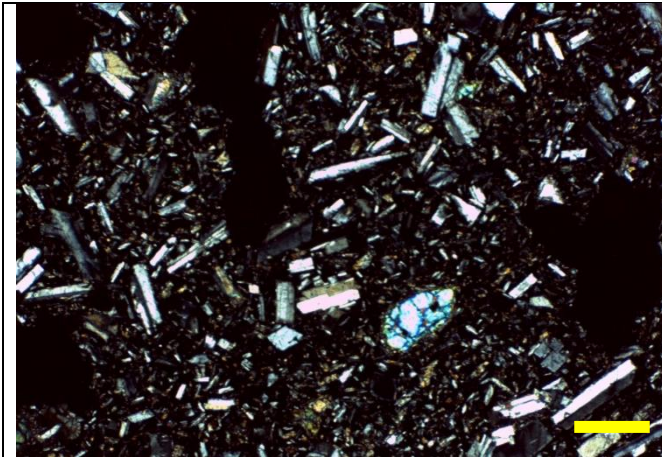
A.62 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal de clinopiroxeno anedral y microcristales de ortopiroxeno inmersos en una matriz microlítica. Cristales de plagioclasa con maclas simples. Escala de 1cm.



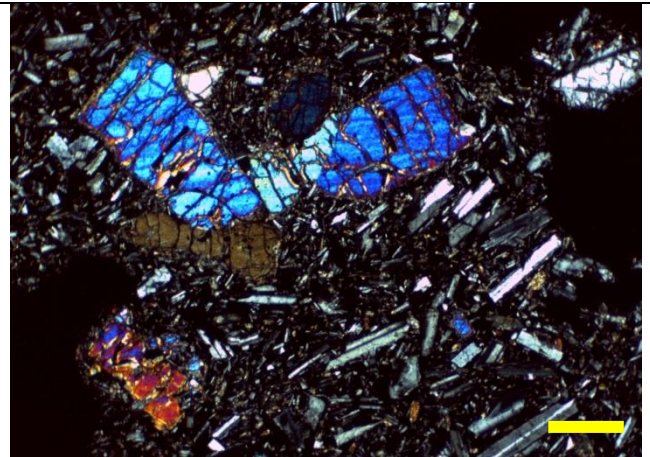
A.63 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal de clinopiroxeno subhedral en contacto con cristales de plagioclasa. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica
Mineralogía	Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Traquítica
Clasificación	Andesita-Basáltica

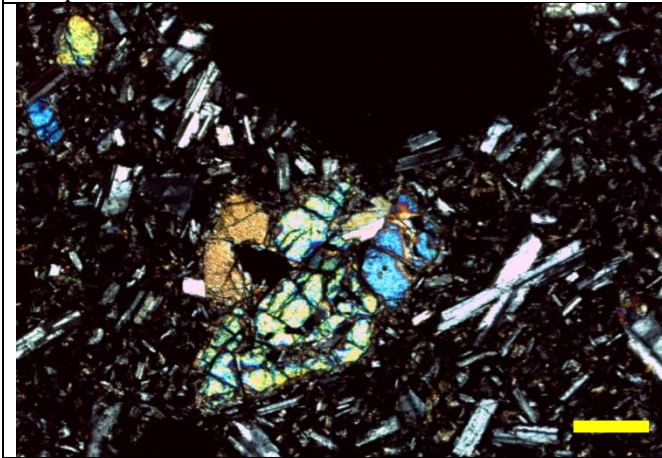
Clave	MA-05
Coordenada	19°13'431'' 99°03'181''
Localidad	Cono Teuhtli



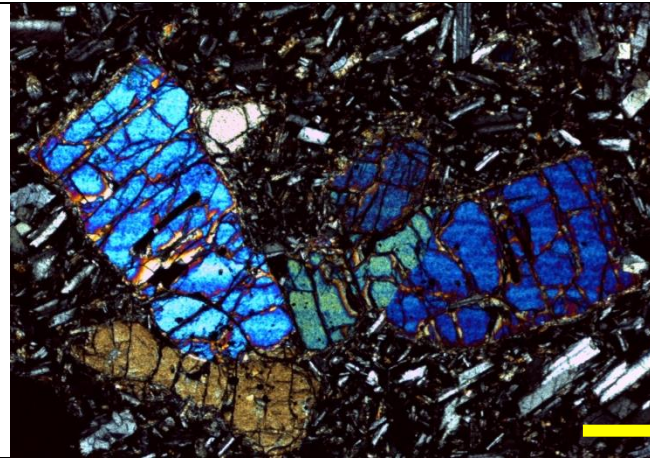
A.64 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxenos subhedrales inmersos en una matriz traquítica con microcristales de ortopiroxeno. Escala de 1cm.



A.65 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno (1.5-2 cm) inmersos en una matriz traquítica con microcristales de ortopiroxeno y olivino. Escala de 1cm.



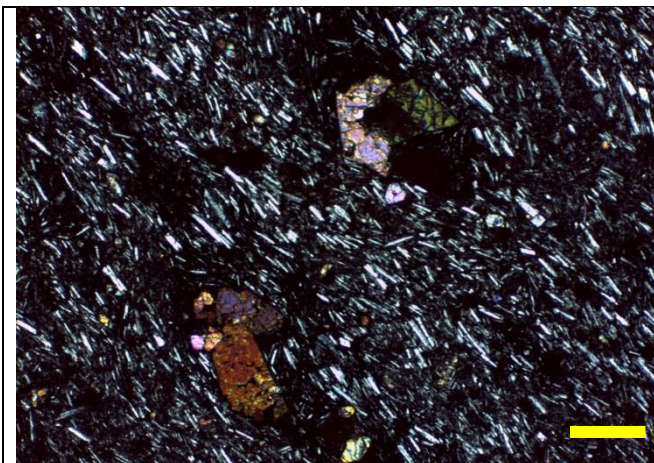
A.66 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristales de clinopiroxeno anedrales en contacto inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



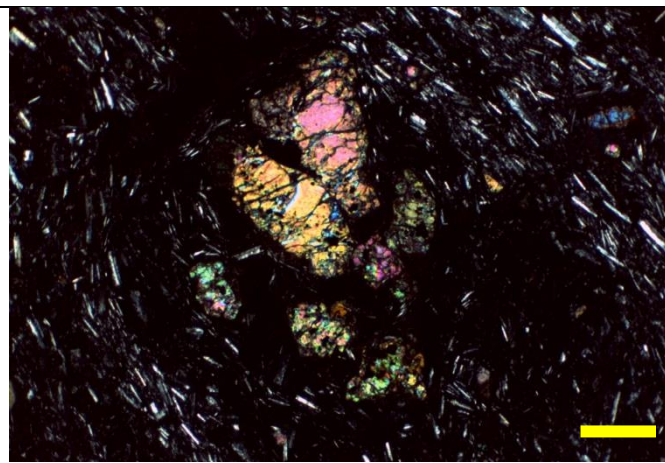
A.67 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales en contacto inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Traquítica
Clasificación	Andesita-Basáltica

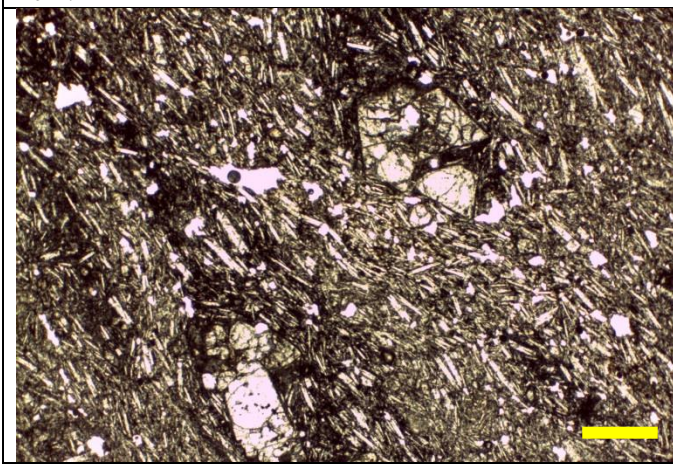
Clave	MA-06
Coordenada	19°11'534''
	99°03'588''
Localidad	Flujo de lava Xicomulco



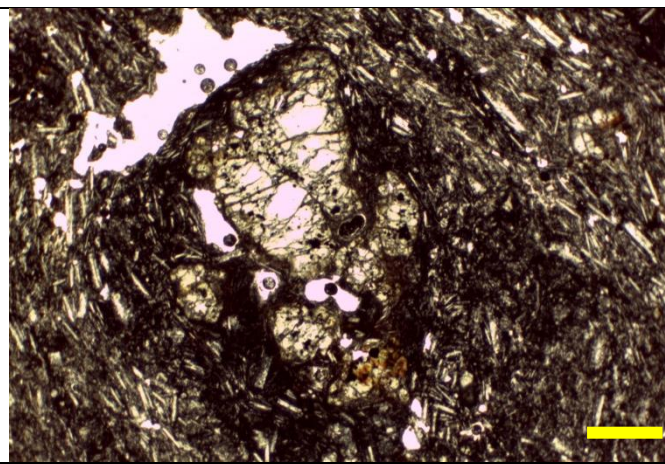
A.68 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales y olivinos subhedrales inmeros en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



A.69 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino subhedrales (~0.5mm) inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



A.70 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno subhedrales y olivinos subhedrales inmeros en una matriz traquítica, observados en Nícoles paralelos (NII). Escala de 1cm.



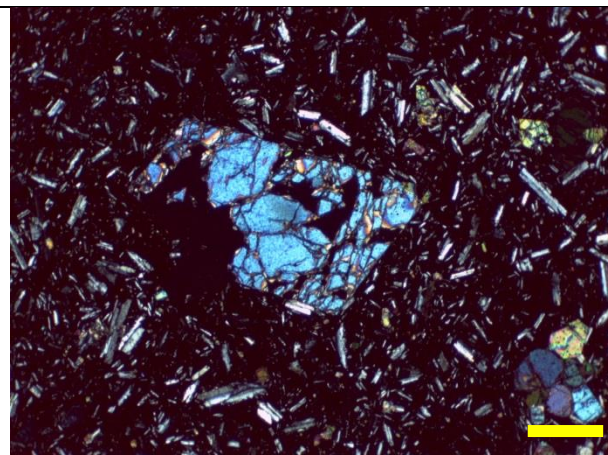
A.71 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino subhedrales (~0.5mm) inmersos en una matriz traquítica observados en Nícoles paralelos (NII). Escala de 1cm.

Textura	Porfídica orientada
Mineralogía	Olivino + Clinopiroxeno
Matriz	Traquítica
Clasificación	Andesita-Basáltica

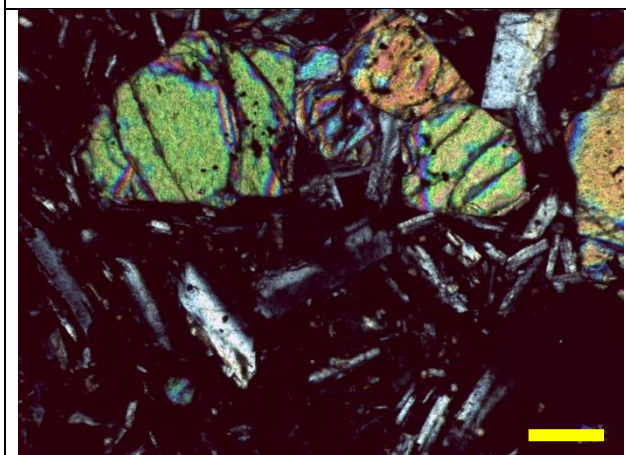
Clave	MA-07
Coordenada	19°11'107''
	99°03'987''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



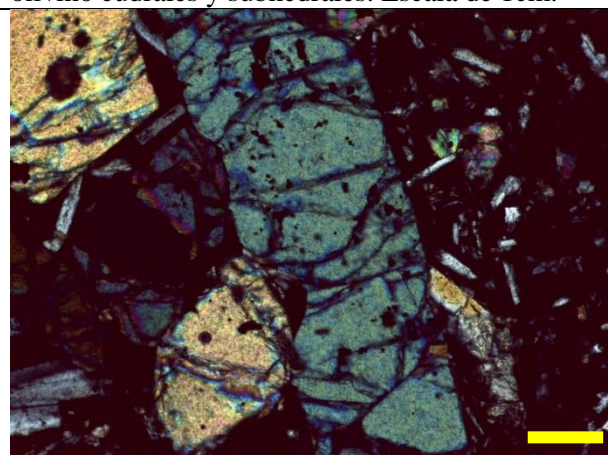
A.72 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino (0.3-0.4mm) subhedrales y cristales de clinopiroxenos (0.2-0.4 mm) eudrales inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.73 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristal de clinopiroxeo subhedral inmerso en una matriz microlítica. En la parte inferior se observa un pequeño conjunto de cristales de olivino eudrales y subhedrales. Escala de 1cm.



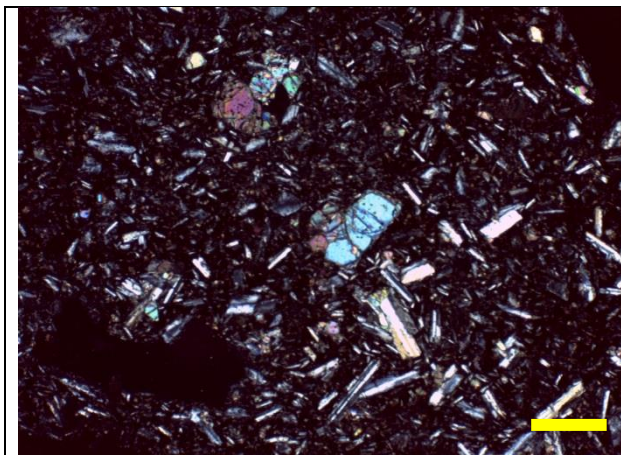
A.74 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal de olivino subhedral en contacto con cristal de clinopiroxeno. Escala de 1cm.



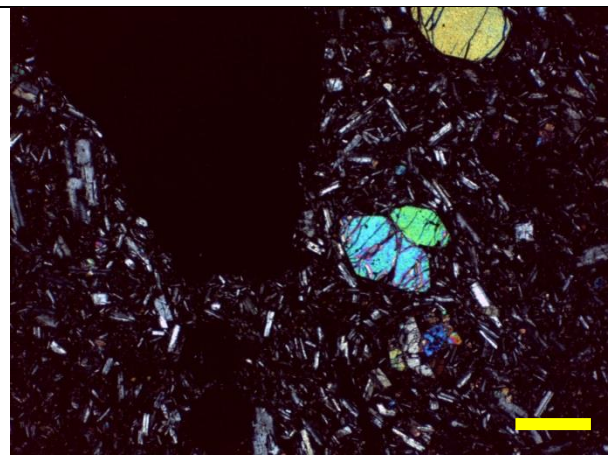
A.75 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal de clinopiroxeno subhedral. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica vítrea
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno+ Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

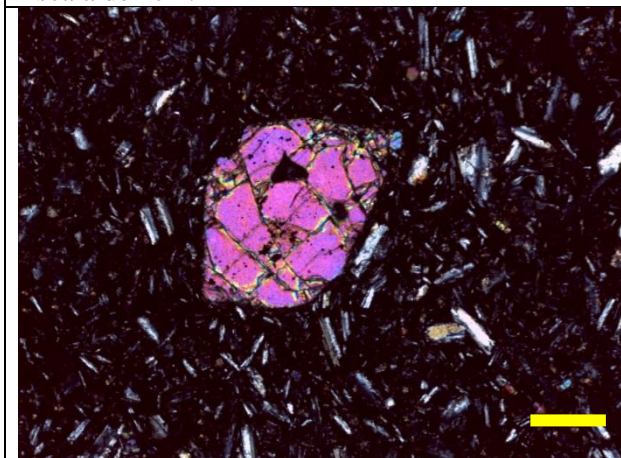
Clave	MA-08
Coordenada	19°11'670''
	99°03'131''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



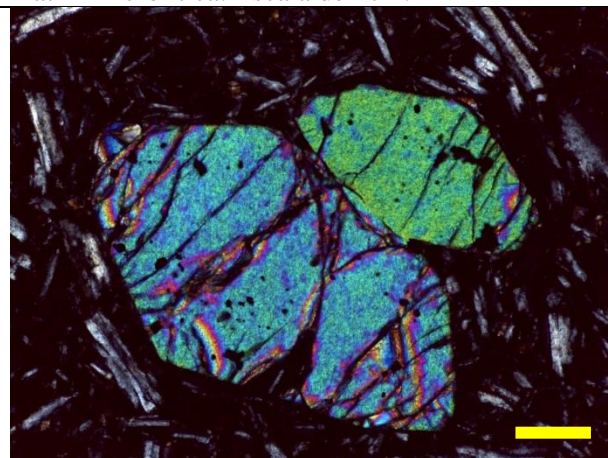
A.76 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino y clinopiroxeno subhedrales (~0.2mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.77 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino subhedrales (~0.2-0.3 mm) y cristales de clinopiroxeno inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



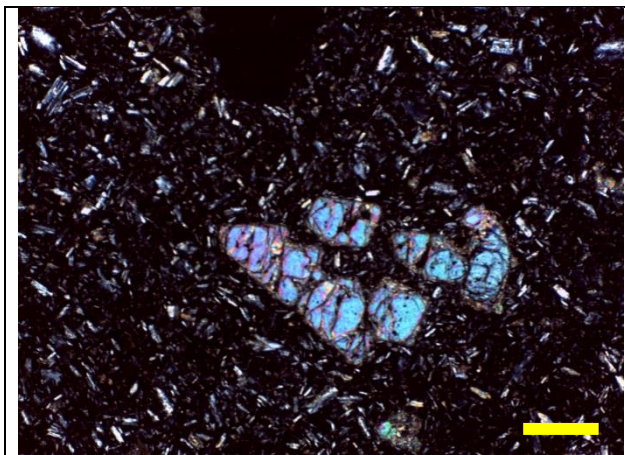
A.78 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal subhedral de olivino inmerso en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



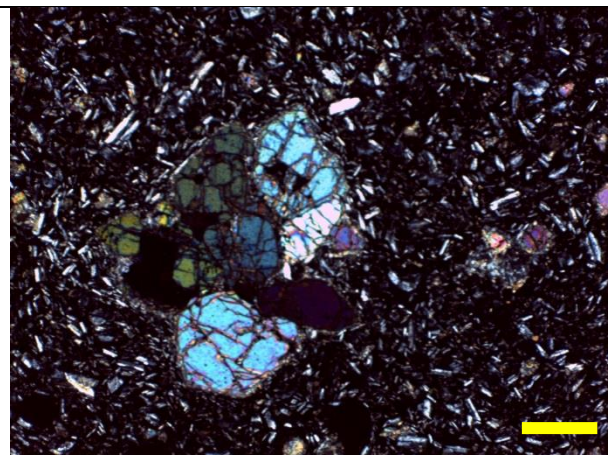
A.79 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristales de olivino subhedrales en contacto. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica Vítreo
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

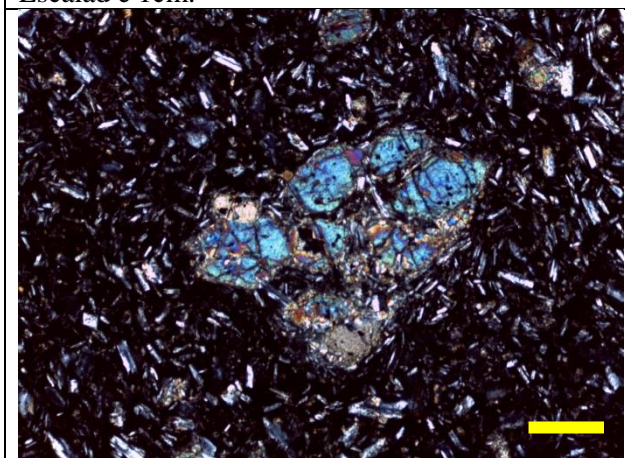
Clave	MA-09
Coordenada	19°11'471''
	99°03'251''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



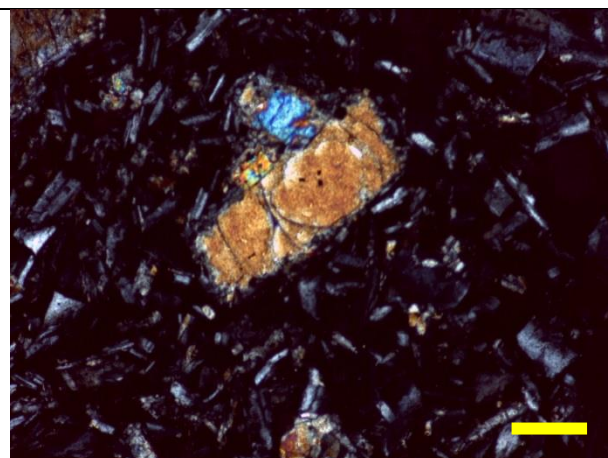
A.80 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales subhedrales de clinopiroxeno (~0.5-0.7mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.81 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Conjunto de cristales de clinopiroxeno subhedrales inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



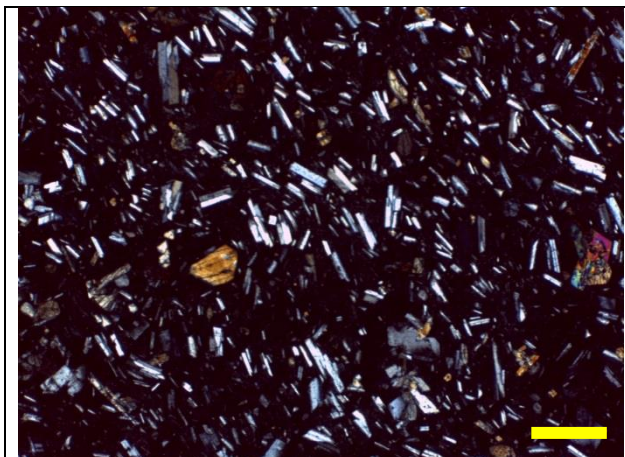
A.82 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Conjunto de cristales de clinopiroxeno subhedrales inmersos en una matriz microlítica con microcristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Escala de 1cm.



A.83 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Cristal de ortopiroxeno subhedral en contacto con un cristal de clinopiroxeno inmerso en una matriz microlítica. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica
Mineralogía	Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

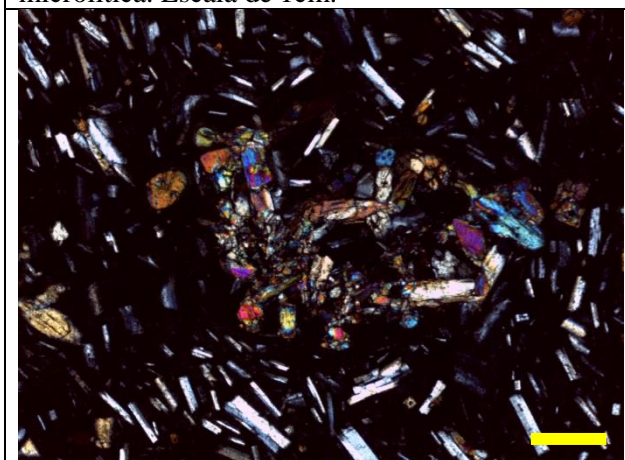
Clave	MA-10
Coordenada	19°11'293''
	99°02'100''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



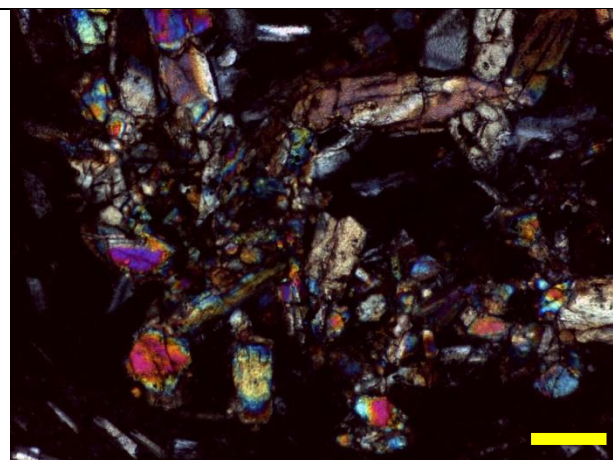
A.84 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de ortopiroxeno (~0.1mm) y clinopiroxeno (~0.1mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.85 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de ortopiroxeno (0.1mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



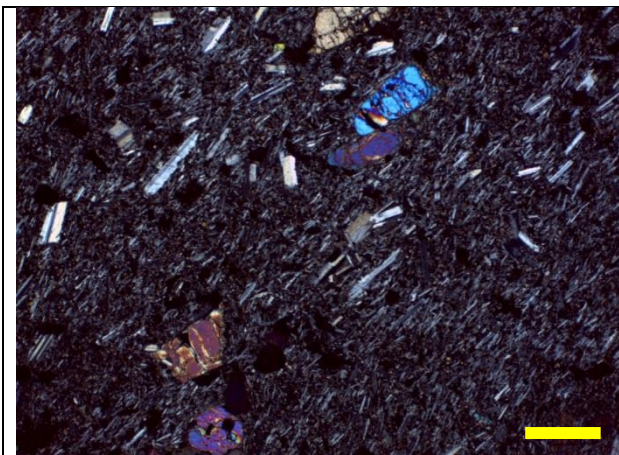
A.86 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Conjunto de cristales de clinopiroxeno subhedrales. Escala de 1cm.



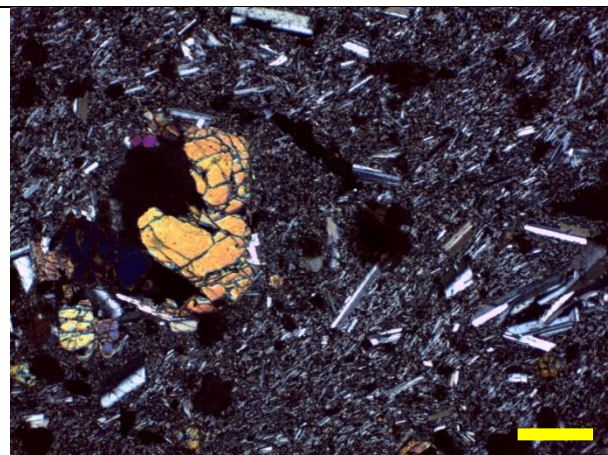
A.87 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Intercrecimiento de cristales de clinopiroxeno subhedrales. Escala de 1cm.

Textura	Porfídica Orientada
Mineralogía	Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

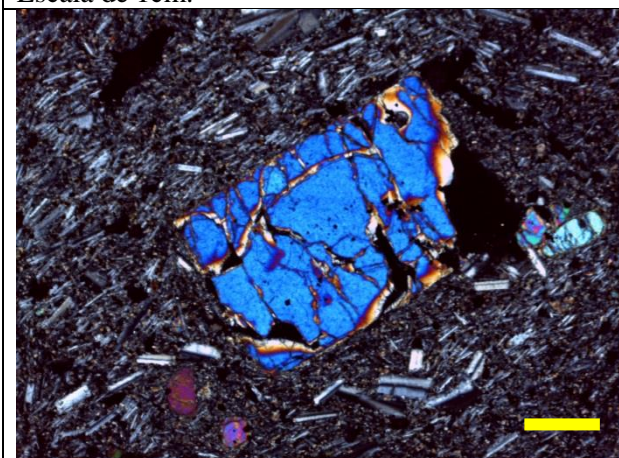
Clave	MA-11
Coordenada	19°10'482'' 99°01'219''
Localidad	Flujo de lava Ocusacayo



A.88 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de clinopiroxeno (~0.3-0.4mm) y olivino (~0.2mm) inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



A.89 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Cristales de olivino subhedrales inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.



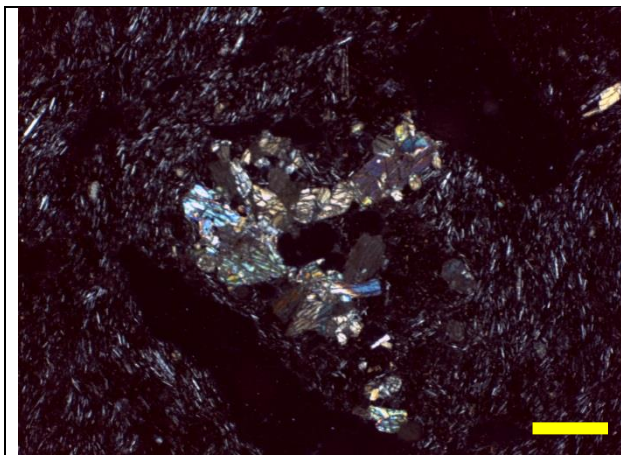
A.90 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristal subhedral de clinopiroxeno inmerso en una matriz microlítica con microcristales de olivino. Escala de 1cm.



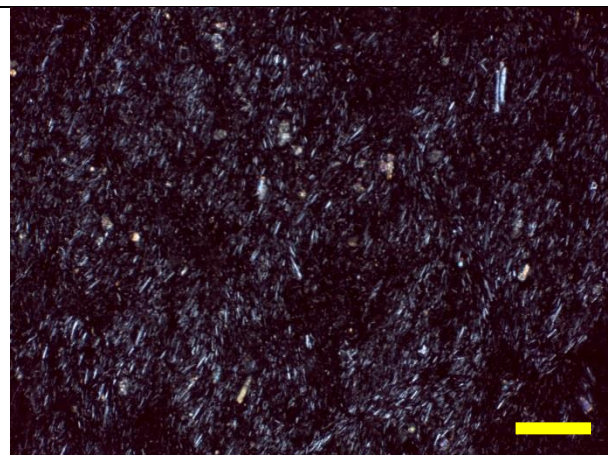
A.91 Microfotografía tomada con un objetivo 10x. Interrecimiento de plagioclasas eudrales con presencia de maclas simples inmersos en una matriz microlítica. Escala de 1cm.

Textura	Traquítica
Mineralogía	Olivino + Clinopiroxeno
Matriz	Microlítica
Clasificación	Andesita Basáltica

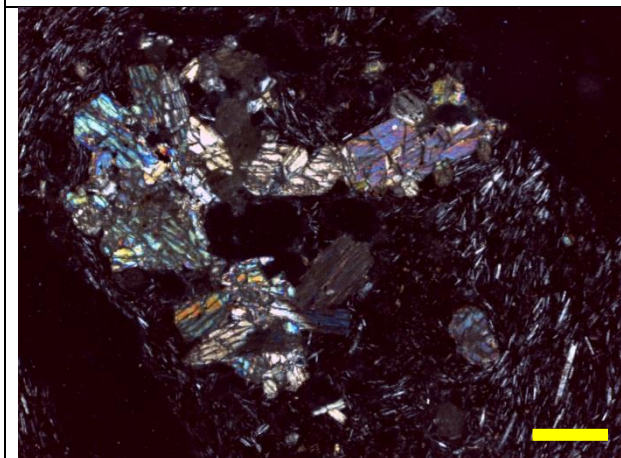
Clave	MA-12
Coordenada	19°12'245''
	99°02'419''
Localidad	Cono Teuhtli



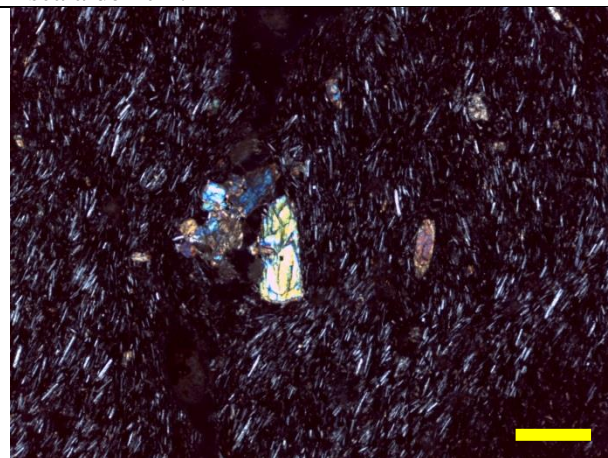
A.92 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Intercrecimientos de cristales de clinopiroxenos (~0.2-0.3mm). Escala de 1cm.



A.93 Microfotografía tomada con un objetivo 2.5x. Microcristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.



A.94 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Acercamiento a cristales de A.92. Se observan intercrecimiento de cristales de clinopiroxeno subhedrales. Escala de 1cm.



A.95 Microfotografía tomada con un objetivo 4x. Cristales de olivino suhedral y de un intercrecimiento de clinopiroxenos inmersos en una matriz traquítica. Escala de 1cm.

Textura	Traquítica
Mineralogía	Olivino + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno
Matriz	Traquítica
Clasificación	Andesita Basáltica

Origen y evolución magmática en la Sierra Santa Catarina y el Campo Milpa Alta, Cinturón Volcánico Mexicano Central

Darío Torres-Sánchez¹, Surendra P. Verma², Fernando Velasco-Tapia³, K.S.V. Subramanyam⁴, Chakravadhanula Manikyamba⁴ y Pedro Rodríguez-Saavedra³

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra - Posgrado, Carretera Linares-Cerro Prieto km. 8, Linares, N.L. 67700, E-mail: dario.torressn@uanl.edu.mx

² Instituto de Energías Renovables, Universidad Nacional Autónoma de México, Privada Xochicalco s/n, Temixco, Mor. 62580.

³ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Carretera Linares-Cerro Prieto km. 8, Linares, N.L. 67700

⁴ Geochemistry Division, CSIR-National Geophysical Research Institute, Uppal Road, Hyderabad-500007, India.

1. Introducción

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es una de las provincias geológicas principales en el país, la cual se conforma de diversas estructuras del Mioceno al Reciente que se distribuyen en un área de 1000 km de longitud y con 50-300 km de ancho. El CVM se compone de ~8000 estructuras volcánicas, que incluyen estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, domos y calderas.

De acuerdo a la Tectónica de Placas, su origen inicialmente se relacionó a la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la de Norteamérica (e.g., [Ferrari et al., 2012](#)). Sin embargo, diversas características geológicas, geofísicas y geoquímicas complican este modelo simple y han motivado un debate en relación a la génesis de los magmas. Esta problemática incluye: (a) los volcanes se encuentran orientados con un ángulo de 15-20° con respecto a la Trinchera Mesoamericana, (b) la falta de una zona Wadati-Benioff bien definida, y (c) la coexistencia en tiempo y espacio de magmas alcalinos y calco-alcalinos a lo largo de la provincia. Como consecuencia, se han propuesto hipótesis alternativas o complementarias, incluyendo modelos que involucran una pluma de manto (e.g., [Márquez et al., 1999](#)) o una condición extensional (e.g., [Verma, 2002](#)). Adicionalmente, algunos autores han demostrado el papel relevante de la corteza continental en la generación de rocas félsicas por la fusión parcial, procesos de asimilación-cristalización fraccionada y/o mezcla de magmas (e.g., [Velasco-Tapia et al., 2013](#)).

Por otro lado, la parte central del CVM (Figura 1) ha sido un área de importancia significativa para estudiar el origen y la evolución del vulcanismo mexicano, ya que incluye: (a) estrato-volcanes andesíticos-dacíticos (Nevado de Toluca, < 2.6 Ma; Iztaccíhuatl, < 2.0 Ma; Popocatepetl, < 0.73 Ma; and Tlaloc-Telapón, ~31 ka), (b) una sierra volcánica del Plioceno-Pleistoceno con orientación NNW-SSE (Sierra de las Cruces, 3.5 – 0.5 Ma), constituida por flujos de lava porfirítica de composición dacítica y (c) un campo volcánico cuaternario de orientación E-W (Sierra de Chichinautzin, SCh, <40 ka) que incluye conos monogenéticos, volcanes escudo y domos. Sin embargo, existen varias localidades en esta región para los que la información petrográfica, química e isotópica es limitada o inexistente. Este es el caso de la denominada Sierra de Santa Catarina (SSC; Figura 2), un alineamiento E-NE de conos volcánicos del Cuaternario y sus flujos de lava asociados, localizada al SE de la cuenca de México (Lugo-Hubp *et al.*, 1994). Por otra parte, hacia el sur, entre la SSC y la SCh, ocurren un gran número de afloramientos volcánicos (flujos de <7.5 m de longitud y ~1-2 m de espesor), los cuales se han designado en este trabajo como Campo Milpa Alta (CMA; Figura 2).

2. Objetivo

A fin de contribuir a una mayor comprensión sobre el vulcanismo en la parte central del CVM, se ha iniciado el desarrollo de una investigación, cuyo objetivo general es el proponer un modelo de origen y evolución magmática para la SSC y el CMA, así como establecer su relación con el vulcanismo de zonas colindantes. De forma particular, en este trabajo, se reporta un análisis preliminar para la SSC y el CMA, basado en información generada y en reportes previos de Wallace y Carmichael (1999), Velasco-Tapia y Verma (2013), Arce *et al.* (2015) y Guilbaud *et al.* (2015).

3. Geología

La SSC está constituida por una serie de conos que se alinean a través de ~10 km en dirección E-W (Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecon, Mazatepec, Tecuatzi, Santa Catarina o Guadalupe, La Caldera; Lugo-Hubp *et al.*, 1994), mostrando alturas relativas que alcanzan entre 60 y 300 m. La mayor parte de las estructuras son conos de escoria con pendientes de 30-40°, formadas de fragmentos angulosos de color negro a café, que pueden alcanzar hasta 20 cm de diámetro (Figura 3a).

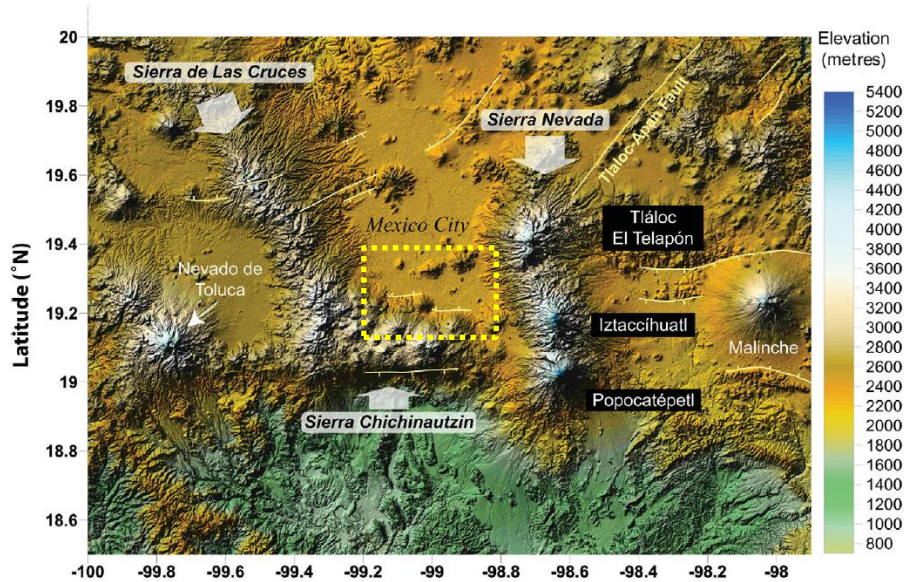


Figura 1. Modelo de elevación para la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (Cadaux *et al.*, 2011). La localización de la Sierra de Santa Catarina y del Campo Milpa Alta se indica por medio de un rectángulo amarillo discontinuo.

Algunos conos presentan flujos de lava, que son cubiertos parcial o totalmente por depósitos piroclásticos (espesor de hasta ~10 m). El cono Santa Catarina es el de mayor altitud (~2750 msnm), mostrando un cráter central de 350 m de diámetro. El Tecuatzi es un domo de lava con laderas empinadas o casi verticales (> 40°), con algunos derrames de lava asociados. La Caldera es una estructura tipo *maar* con doble cráter (altura relativa ~200 m), que es rodeada por los derrames de lava del volcán Santa Catarina y formada principalmente por tobas de pómez (Arce *et al.*, 2015). La geomorfología de las estructuras de la SSC ha variado fuertemente en las últimas décadas, como resultado de la explotación intensiva del material volcánico.

De acuerdo a datos geomorfológicos y litológicos, Lugo-Hubp *et al.* (1994) sugirieron que la SSC se formó durante un periodo breve en el Pleistoceno Tardío (quizás < 20 ka). Su origen probablemente estuvo ligado a los sistemas de fallas que se reportan para la región, los cuales son de tipo normal con orientación preferencial E-W (Campos-Enríquez *et al.*, 2015; Figura 2). Durante el presente trabajo de campo, se levantaron 26 muestras en la SSC (Figura 2).

Por otra parte, el CMA se caracteriza por una serie conos de ceniza dispersos, con extensos flujos de lava asociados (Figura 3b). El volcán Teuhtli (TE; altura relativa ~300 m) muestra un flujo de ~3.5 km de longitud, cuyo frente alcanza ~3 m de altura. El volcán

Ocusacayo (OC; altura relativa ~70 m) presenta flujos de ~7.5 km de longitud. Además, sobre la falla Xochimilco (FXO) se distribuyen una serie de conos que dieron lugar a los denominados flujos de lava dacítica Xicomulco (XI). En este trabajo, se han colectado 12 muestras de afloramientos dentro del CMA (Figura 2).

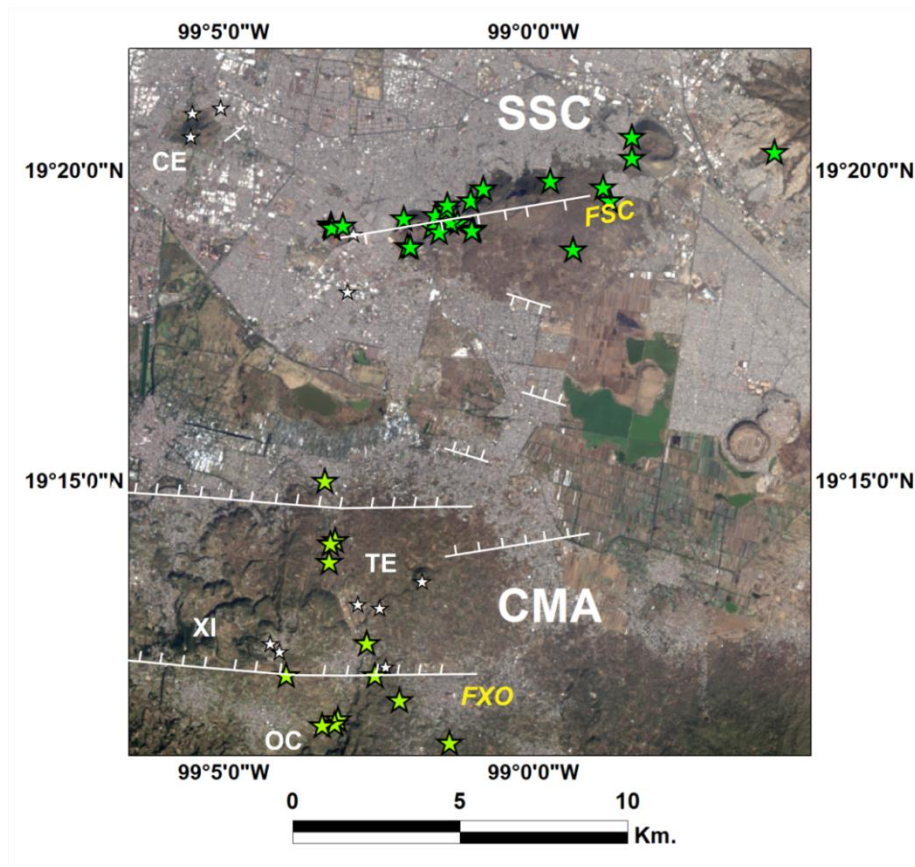


Figura 2. Modelo de elevación para la Sierra de Santa Catarina (SSC) y del Campo Milpa Alta (CMA). Conos: CE = Cerro de la Estrella, TE = volcán Teuhtli, OC = volcán Ocusacayo, XI = sistema Xicomulco. Las líneas blancas indican los principales sistemas de falla normal (Campos-Enríquez *et al.*, 2015): FXO = Falla Xochimilco, FSC = Falla Santa Catarina. Las estrellas verdes corresponden al muestreo efectuado durante este trabajo, mientras que las blancas indican muestras reportadas por Wallace y Carmichael (1999), Velasco-Tapia y Verma (2013), Arce *et al.* (2015) y Guilbaud *et al.* (2015).

4. Petrografía y Geoquímica

De forma general, las rocas de la SSC (Figura 4a) se caracterizan por mostrar una textura porfídica, con presencia de vesículas, que incluye fenocristales subhedrales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino, sin evidencia de desequilibrio o

alteración. Este arreglo se encuentra inmerso en una matriz vítrea, sin alguna orientación preferencial. Aunque las rocas del CMA (Fig. 4b) muestran un arreglo de minerales similar al observado en SSC (aunque con menor cantidad de olivino), sus texturas son de tipo porfídica a traquítica fluidal, no presentan vesículas y la matriz es tipo microlítica de vidrio y plagioclasa.



Figura 3. (a) Afloramiento en el cono Yuhualixqui, Sierra Santa Catarina ($19^{\circ}19'94''N$, $99^{\circ}03'16''W$), consistente de una secuencia de escoria (~20 m) con intercalación de flujos de lava delgados; (b) Afloramiento de flujo de lava andesítica asociado al volcán Teuhtli, Campo Milpa Alta ($19^{\circ}14'61''N$, $99^{\circ}03'22''W$).

La composición en elementos mayores y traza para 14 muestras de la SSC fue determinada, respectivamente, por fluorescencia de rayos-x (XRF) y espectrometría de masas acoplada inductivamente a plasma (ICP-MS), en el Instituto Nacional de Geofísica (Hyderabad, India). La calidad de los datos fue evaluada por medio de tres materiales de referencia geoquímica (basalto BHVO-1, microgabro PM-S y dolerita WS-E), que fueron analizados como muestras desconocidas de forma simultánea a las rocas de este trabajo.

De acuerdo al diagrama TAS (Figura 5a), las muestras de SSC se clasifican como traqui-andesita basáltica (BTA), mientras que las de CMA y el Cerro de la Estrella son andesita basáltica (BA) y andesita (A). Las rocas se caracterizan además por patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Figura 5b), enriquecidos en elementos ligeros (alcanzando 150x en La), con un descenso suave hacia pesados y sin anomalías

evidentes. Los diagramas multi-elemento, normalizados a manto primordial (Figura 5c), se caracterizan por un enriquecimiento en incompatibles (alcanzando como máximo ~100x), así como pequeñas anomalías negativas en Nb-Ta, P y Ti. Sin embargo, estas anomalías no son tan marcadas como las observadas en magmas asociados a arco (por ejemplo, Arco Volcánico Centroamericano, CAVA). Finalmente, la aplicación de un diagrama de discriminación tectónica, basado en funciones estadísticas del logaritmo de relaciones de elementos mayores (Figura 5d; Verma y Verma, 2013), ha revelado una afinidad de las rocas de SSC a un ambiente de rift continental.

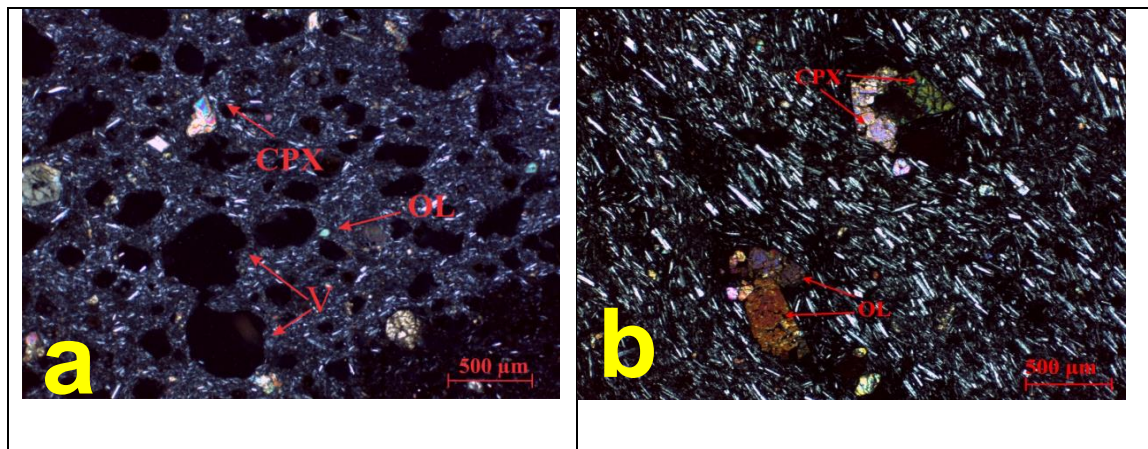


Figura 4. Microfotografías (luz polarizada; objetivo 2.5x) de muestras representativas para la SSC y el CMA (a) Muestra SSC-52, Cono Xaltepec; (b) Muestra MA-06, Flujo de lava dacítica Xicomulco. (CPX: clinopiroxeno; OL: olivino; V: vesículas).

5. Conclusiones

Los resultados generados en el presente estudio indican que: (a) la Sierra Santa Catarina está constituida por una serie de conos de escoria y flujos asociados, en los que domina una composición de traqui-andesita basáltica, con una composición altamente enriquecida en elementos incompatibles y una afinidad a ambiente extensional; y (b) el Campo Milpa Alta está conformado por flujos de lava de composición andesita basáltica a andesita con enriquecimiento en elementos incompatibles.

6. Agradecimientos

El presente trabajo ha contado con financiamiento por parte del proyecto DGAPA-PAPIIT RN104813 - UNAM y del Programa del Fortalecimiento de la Calidad en Instituciones Educativas – UANL.

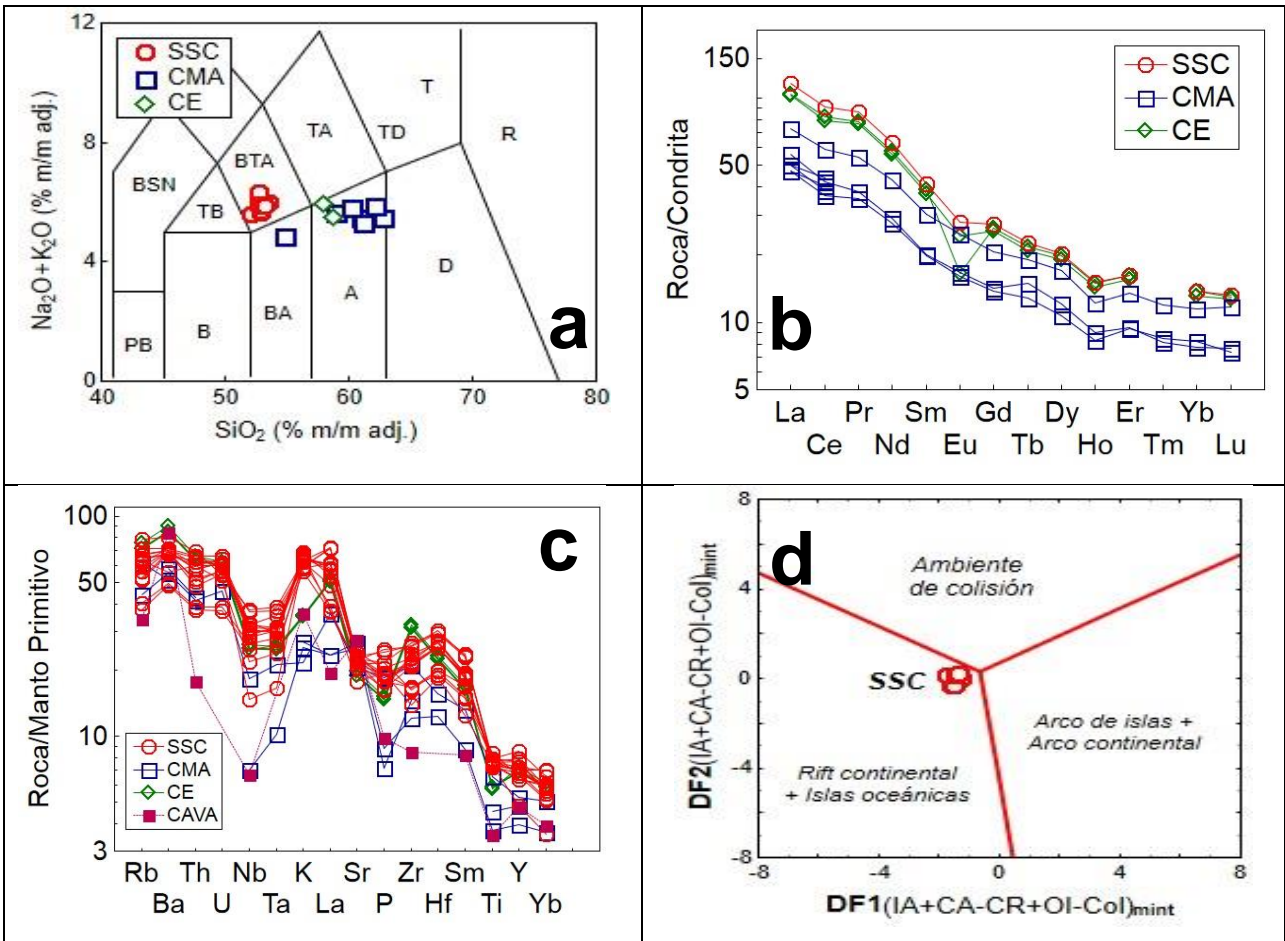


Figura 5. Diagramas para las rocas de SSC, CMA y CE: (a) Álcalis totales-sílice (TAS; [Le Bas et al., 1986](#)); (b) Lantánidos normalizados a condrita ([Rollinson, 1993](#)). (c) Multi-elementos normalizados a manto primordial ([Sun y McDonough, 1989](#)); (d) Discriminación tectónica, basados en el logaritmo de relaciones de elementos mayores ([Verma y Verma, 2013](#)).

Referencias

- Arce, J.L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N. 2015. Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 123-143.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H. 2011. Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geology Magazine* 148, 492-506.
- Campos-Enriquez, J.O., Lermo-Samaniego J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacán, M., Ramón-Márquez, V.M. 2015. The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin

- Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 315-335.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149.
- Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Bárbara-Pingarró, L.A., Ortiz, A. 2015. Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacontenco, Sierra Chichinautzin), Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 77, 1-16.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J. 1994. Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 11, 43-52.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P. 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology* 27, 51–54.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication*, 313-345.
- Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín-Guerra, S.G., Quintanilla-Garza, J., Rangel-Álvarez, O.M. 2013. Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de Las Cruces volcanic range. Mexican Volcanic Belt. *Journal of Iberian Geology* 39, 147–166.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. 2013. Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin Volcanic Field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Science* 22, 32-60.
- Verma, S.P. 2002. Absence of Cocos plate subduction-related mafic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth? *Geology* 30, 1095–1098.
- Verma, S.P., Verma, S.K. 2013. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 931-995.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 291-314.