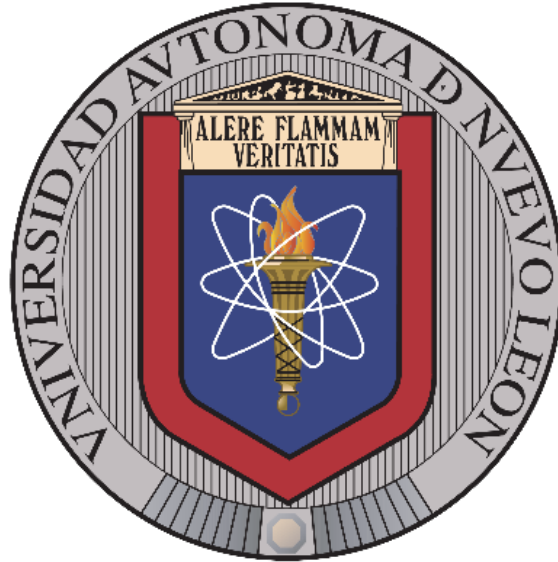


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**GEOQUIMIOMETRÍA: PETROLOGÍA DEL VULCANISMO EN
EL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

TESIS

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

PRESENTA

JOSÉ GUADALUPE AGUIRRE ESPINOSA

LINARES, NUEVO LEÓN

ABRIL 2021



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



la tesis

**GEOQUIMIOMETRÍA: PETROLOGÍA DEL VULCANISMO EN EL
CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

que presenta:

JOSÉ GUADALUPE AGUIRRE ESPINOSA

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, NUEVO LEÓN

ABRIL 2021



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



la tesis

**GEOQUIMIOMETRÍA: PETROLOGÍA DEL VULCANISMO EN EL
CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO CENTRAL**

que presenta:

JOSÉ GUADALUPE AGUIRRE ESPINOSA

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

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Dr. Fernando Velasco Tapia
Presidente

M.C. Pedro Rodríguez Saavedra
Secretario

Dr. Jorge Alán Salinas Jasso
Vocal

LINARES, NUEVO LEÓN

ABRIL 2021

**EN MEMORIA DE MI ABUELA
MARÍA CONCEPCIÓN IBARRA (MAMÁ CONCHA) †
1944-2021**

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE DE FIGURAS	III
ÍNDICE DE TABLAS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XIII
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Geoquimiometría	1
1.2 Geoquímica Analítica	2
1.2.1 <i>Calidad de los datos</i>	2
1.2.2 <i>Materiales de Referencia Geoquímica (MRG)</i>	4
1.2.3 <i>Calibración instrumental, sensibilidad y límites de detección</i>	11
1.3 Aplicaciones en petrología ígnea	13
1.3.1 <i>Clasificación de rocas volcánicas</i>	14
1.3.2 <i>Análisis geoespacial</i>	15
1.3.3 <i>Modelado de variables intensivas (Presión y Temperatura)</i>	19
1.3.4 <i>Modelado de proceso magmáticos</i>	21
1.3.5 <i>Discriminación tectonomagmática</i>	25
1.4 Justificación, objetivo e hipótesis de trabajo	26
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	27
2.1 Introducción	27
2.2 Marco geodinámico	29
2.3 Geología estructural	31
2.4 Evolución espacial y temporal del vulcanismo	31
2.5 Diversidad geoquímica	35
2.6 Hipótesis sobre el origen del vulcanismo	36
2.7 Cinturón Volcánico Mexicano Central	38
2.7.1 <i>Margo geológico - estructural</i>	38
2.7.2 <i>Actividad magmática</i>	43
2.7.3 <i>Geoquímica e isotopía Sr-Nd del vulcanismo</i>	44
CAPÍTULO 3: TRABAJO DE CAMPO Y EXPERIMENTAL	47
3.1 Estructuras volcánicas y muestreo	47
3.2 Tratamiento previo de muestras	52
3.3 Análisis petrográfico	54
3.4 Análisis químico de elementos mayores en minerales	55
3.5 Análisis químico de elementos mayores y traza en roca total	56
3.6 Análisis geoespacial	57

CAPÍTULO 4: RESULTADOS	58
4.1 Análisis Petrográfico	58
4.2 Análisis químico de rocas	58
4.3 Análisis químico de minerales	59
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN	74
5.1 Clasificación y distribución en grupos litológicos	74
5.2 Grupo básico	74
5.3 Grupo intermedio de alto magnesio	85
5.4 Grupo intermedio de bajo magnesio	91
5.5 Grupo ácido	99
5.6 Grupo de lavas en desequilibrio	104
CONCLUSIONES	106
REFERENCIAS	108

ÍNDICE DE FIGURAS

		Página
Figura 1.1	Contraste entre los conceptos estadísticos de precisión y exactitud.	3
Figura 1.2	(a) Materiales de Referencia Geoquímica del <i>United States Geological Survey</i> (USGS) y (b) página de inicio del sitio web <i>GeoReM</i> (Alemania), que reporta información sobre estos materiales.	5
Figura 1.3	(a) Interpolación Distancia Inversa Ponderada basada en la distancia del punto de muestra ponderada. (b) Superficie interpolada de puntos vectoriales de elevación (Mitas y Mitasova, 1999).	17
Figura 2.1	Ubicación del Cinturón Volcánico Mexicano, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas que interactúan en el territorio nacional (Adaptado de Gómez-Tuena et al., 2005).	28
Figura 2.2	Sección transversal a lo largo del arreglo MASE que muestra un esquema propuesto para la geometría de la placa de Cocos (Bernal-López et al., 2016).	30
Figura 2.3	Cinturón Volcánico Mexicano. Los contornos negros representan la profundidad de la placa (km). Edad (Ma) y tasa de convergencia (cm/año) de placas. Estratovolcanes (W a E): Sangangüey (S), Ceboruco (Ce), Tequila (Tq), Colima (C), Tancítaro (T), Palo Huérfano (Ph), La Joya (J), Zamorano (Z), Xinantécatl (X; Nevado de Toluca), Popocatepetl (P), Malinche (M), Cerro Grande (Cg), Citlaltépetl (Ci; Pico de Orizaba) (Gómez-Tuena et al., 2018).	30
Figura 2.4	Arco del Mioceno medio y tardío (~19-10 Ma; Gómez-Tuena et al., 2005).	32
Figura 2.5	Distribución del vulcanismo intermedio y máfico del CVM en el Mioceno tardío. Estratovolcanes del Mioceno en naranja, Cerro Grande (Cg), Palo Huérfano (Ph), La Joya (J), Zamorano (Z). Edad de rocas volcánicas (en Ma). Meseta de Los Altos de Jalisco (LAJ); Macizo de Palma Sola (PS) (Gómez-Tuena et al., 2018).	33
Figura 2.6	Distribución del vulcanismo silíceo a bimodal del CVM a finales del Mioceno y Plioceno temprano (Gómez-Tuena et al., 2018).	34
Figura 2.7	Distribución del vulcanismo a partir del Plioceno tardío en el CVM. Campo volcánico Mascota (MAS), campo volcánico Michoacán-	35

Guanajuato (MGVF), campo volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (VBZ) y campo volcánico Chichinautzin (SCN). Grandes estratovolcanes cuaternarios andesíticos, Sangangüey (S), Ceboruco (Ce), Tequila (Tq), Colima (C), Tancítaro (T), Xinantécatl (X; Nevado de Toluca), Popocatépetl (P), Malinche (M), Citlaltépetl (Ci; Pico de Orizaba) (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

Figura 2.8	Composiciones químicas de rocas del Cinturón Volcánico Mexicano en comparación con un arco de corteza delgada como Izu-Bonin y el arco andino de corteza gruesa. Las composiciones químicas de las rocas volcánicas en el CVM son notablemente similares a las de los Andes, a excepción de las variedades ricas en potasio. (a) Diagrama de clasificación de álcali total frente a sílice. Basalto (B), basalto-andesita (BA), andesita (A), dacita (D) y riolita (R), (b) diagrama de clasificación de potasio versus sílice, (c) diagrama de variación de La/Yb versus La, (d) distribución de sílice de muestras analizadas en CVM en comparación con los arcos andino e Izu-Bonin (Gómez-Tuena <i>et al.</i> , 2018).	36
Figura 2.9	El origen tectónico del magmatismo intraplaca como consecuencia del retroceso de la placa (Gómez-Tuena <i>et al.</i> , 2018).	37
Figura 2.10	Ubicación y ambiente tectónico actual del Cinturón Volcánico Mexicano (Verma <i>et al.</i> , 2016b).	38
Figura 2.11	Cinturón Volcánico Mexicano Central, que incluye el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin, la Sierra Nevada, la Sierra de las Cruces y los estratovolcanes Popocatépetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca. En el mapa se incluye la distribución de las estructuras volcánicas (triángulos naranjas) y los sistemas de falla (líneas blancas) principales de acuerdo con lo reportado por Márquez <i>et al.</i> (1999), Campos-Enríquez <i>et al.</i> (2015), INEGI, 2000.	39
Figura 2.12	(a) Mapa tectónico regional de los sectores occidental, central y oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, que muestra la subducción activa de las placas Rivera y Cocos debajo de la placa de Norteamérica en la Trinchera de América Central; (b) modelo de elevación digital (MDE) para la parte central del CVM que incluye los principales sistemas de falla (líneas en rojo) que existen en la zona (Arce <i>et al.</i> , 2019).	40
Figura 2.13	Columna estratigráfica para la Cuenca de México en el sector central del CVM (Arce <i>et al.</i> , 2019).	42
Figura 2.14	Cronología del vulcanismo monogenético en el Cinturón Volcánico Mexicano Central (Jaimes-Viera <i>et al.</i> , 2018): (a) Peñón (GVMP), activo entre 1294 ± 36 y 765 ± 30 ka, seguido de un periodo de inactividad de ~ 527 ka; (b) Chichinautzin Antiguo (GVCV), con	44

actividad de 238 ± 51 a 95 ± 12 ka y Chichinautzin Joven (GVCJ) con actividad a partir de ~ 40 ka; la actividad de Sierra Santa Catarina (SSC) se ha reportado a partir de 132 ± 70 ka.

Figura 2.15	Diagramas de composición química de las muestras de los Grupos Volcánicos (a) basáltica a dacítica, (b) muestras en el medio de potasio y (c) calcoalcalina (Jaimes-Viera <i>et al.</i> , 2018).	45
Figura 2.16	Diagrama de isótopos Sr-Nd para las muestras de Sierra Chichinautzin (SCN) y Sierra Santa Catarina (SSC). También se trazan como referencia muestras de arcos y rifts de todo el mundo, el arreglo del manto y la composición de la placa descendente (mezcla MORB sedimentada, donde el número 2% - 20% expresa el porcentaje de los sedimentos en la mezcla) (Verma <i>et al.</i> , 2016b).	46
Figura 3.1	Ubicación de la región central del Cinturón Volcánico Mexicano (Adaptado del INEGI, 2000). En el mapa se incluye la distribución de las estructuras volcánicas (triángulos naranjas) y los sistemas de falla (líneas blancas) principales de acuerdo con lo reportado por Márquez <i>et al.</i> (1999) y Campos-Enríquez <i>et al.</i> (2015), así como la ubicación de los puntos de muestreo de este trabajo (círculo relleno verde). El área está delimitada por los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca, así como la Sierra Las Cruces. La ubicación de los centros urbanos más importantes se reporta con leyendas en color amarillo.	47
Figura 3.2	(a) Localidad Tezoyuca conformada por un conjunto de conos cineríticos erosionados; (b) perfil de depósito piroclástico (~ 10 m) constituido por una secuencia de ceniza, lapilli y bloques.	48
Figura 3.3	(a–c) Tezoyuca: depósito de ceniza y bloques con espesores desde centimétricos hasta 1 m; (d) Xaltepec: depósito de ceniza intercalado con lapilli y bloques masivos de lava (espesor ~ 1 m); (e) Ocusacayo: flujo de lava masivo donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca (espesor ~ 2 m).	49
Figura 3.4	(a) Los Ciruelos: flujo de andesita basáltica (espesor ~ 1 m); (b) Burgos: bloque masivo de andesita basáltica de grano fino (espesor ~ 2 m); (c) Tezontlalpan: flujo de andesita basáltica con evidencia de plagioclasa parcialmente alterado (espesor ~ 3 m); (d) y (e) La Pera: flujos de basalto traquiandesítico con evidencia de fenocristales de olivino (espesor ~ 1 m).	50
Figura 3.5	(a) Domo Mesa Tabaquillo, constituido por flujos de < 3 m y, en la base estratos de lapilli, de composición ácida. En muestra de mano se observan fenocristales de plagioclasa y cuarzo; (b) perfil de domo (~ 15 m) constituido por una secuencia de flujos de lava y lapilli.	51

Figura 3.6	(a) Triturador Siebtechnik EB 7/6 y (b) molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A del laboratorio de molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra - UANL.	53
Figura 3.7	Microscopio de luz polarizada Leica DM750P con una cámara Leica ICC50 HD de la Facultad de Ciencias de la Tierra - UANL.	54
Figura 3.8	Microsonda Electrónica WDS JEOL JXA-8900, Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Madrid, España).	55
Figura 3.9	Parámetros utilizados en la interpolación IDW – QGIS 3.10.	57
Figura 5.1	Diagrama de clasificación TAS (álcalis totales vs. sílice) de Le Bas et al. (1986) para las rocas del CVMC incluidas en la base de datos. (Abreviaturas: B = basalto, TB = traquibasalto, BA = andesita basáltica, TBA = andesita traquibasáltica, A = andesita, TA = traquiandesita, D = dacita).	75
Figura 5.2	Distribución espacial de las rocas volcánicas máficas del CVMC (Grupo G1) de acuerdo con: (a) SiO ₂ ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS..	76
Figura 5.3	Microfotografías (NX, 2.5x) del grupo básico: (a) CHI04, (b) CHI13, (c) CHI13A, (d) CHI32, (e) CUI1 y (f) MA11, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfírica y/o fluidal que incluye fenocristales de olivino y plagioclasa (Abreviaturas: ol = olivino; plg = plagioclasa; v = vesícula).	78
Figura 5.4	Modelo de aproximación de propiedades intensivas, presión [kbar] y temperatura [°C], de acuerdo con la aproximación de Albarede (1992) para las rocas básicas del CVMC. Se incluye el modelo de fusión parcial de una lerzolita anhidra (<i>solidus</i> , línea negra continua; 10, 20 y 30% de fusión, líneas negras discontinuas) e hidratada (5 y 10% de H ₂ O, líneas celestes discontinuas) propuestos por Katz et al. (2003) . La imagen incluye la aproximación geofísica de la Moho en la región propuesta por Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) y de Mazzarini et al. (2010) .	80
Figura 5.5	Química mineral del olivino (Ol) para rocas del CVMC: (a) variación de %Fo (centro - borde) con respecto a la composición en %SiO ₂ en la roca; (b) y (c) especímenes incluidos en las rocas básicas SSC56 y SSC61 con inclusiones de espinela (Sp); (d) variación de la temperatura de cristalización de olivino de acuerdo con el geotermómetro cristal-líquido (Putirka, 2008).	81

Figura 5.6	(a) Patrones multi-elementos normalizados a manto primordial y (b) patrones de lantánidos normalizados a condrita para rocas básicas del CVMC; (c) diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas básicas e intermedias de alto magnesio del CVMC.	82
Figura 5.7	Modelos de fusión parcial del manto para las rocas básicas del CVMC: (a) aproximación directa comparando fuente de lertzolita con espinela o granate (Pearson <i>et al.</i> , 2014) en el espacio La/Yb vs. Sm (ppm); (b) aproximación inversa utilizando cocientes de lantánidos a Lantano normalizados con manto primordial (Sun y McDonough, 1989).	83
Figura 5.8	Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas básicas basados en funciones discriminantes (DF) de los logaritmos naturales de relaciones de $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}$, V, Y, Nb y Zr (Verma y Agrawal, 2011). Ambientes tectónicos: IAB: <i>island arc basalt (basalto de arco de isla)</i> ; CRB: <i>continental rift basalt (basalto de rift continental)</i> ; OIB: <i>ocean island basalt (basalto de isla oceánica)</i> ; MORB: <i>mid-ocean ridge basalt (basalto de cresta oceánica)</i> .	84
Figura 5.9	Distribución espacial de las rocas volcánicas intermedias de alto-Mg del CVMC (Grupo G2) de acuerdo con: (a) SiO_2 ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.	86
Figura 5.10	Microfotografía (NX, 2.5×) de grupo intermedio de alto magnesio: (a) y (c) CHI102, (b) CHI101, (d) y (f) CHI103, y (e) CHI106, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfirítica que incluye fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa (labradorita) en una matriz vítrea y de plagioclasa (Abreviaturas: ol = olivino; plg = plagioclasa; cpx = clinopiroxeno; opx = ortopiroxeno; v = vesícula).	87
Figura 5.11	Diagramas multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995): (a) grupo G2, rocas intermedias de alto Mg del presente estudio; (b) comparación de valores de mediana y límites de confianza al 95% entre rocas básicas (G1) e intermedias de alto-Mg (G2).	88
Figura 5.12	Diagramas de (a) lantánidos, normalizado a condrita (Haskin <i>et al.</i> , 1968; Nakamura, 1974) y (b) relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas intermedias de alto-Mg del CVMC. Comparación con rocas básicas (grupo G1) y con la corteza inferior mexicana.	89
Figura 5.13	Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias basados en funciones discriminantes (DF) del logaritmo natural de relaciones de elementos traza (Verma y Verma, 2013).	90

	Ambientes tectónicos: IA: <i>island arc</i> (arco insular); CA: <i>continental arc</i> (arco continental); CR: <i>continental rift</i> (rift continental); Ol: <i>ocean island</i> (isla oceánica); Col: <i>collision</i> (collision).	
Figura 5.14	Distribución espacial de las rocas volcánicas intermedias de bajo-Mg del CVMC (Grupo G3) de acuerdo con: (a) SiO ₂ ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.	92
Figura 5.15	Microfotografía (NX) para rocas intermedias de bajo magnesio: 2.5x – (a) CHI03, (b) CHI31, (c) y (d) CHI24; 4x – (e) SSC61 y (f) CHI33B, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfirítica con vesículas que incluye fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino en una matriz vítrea y de plagioclasa. (Abreviaturas: ol=olivino; plg=plagioclasa; cpx=clinopiroxeno; opx=ortopiroxeno; v=vesícula).	94
Figura 5.16	(a) Composición química de piroxenos en las rocas del CVMC de acuerdo con el triángulo En-Fs-Wo; (b) y (c) pares opx-cpx con desarrollo en contacto; (d) variación de propiedades intensivas (presión – temperatura) para los grupos G2 a G5 de acuerdo los geotermobarómetros opx-cpx (Putirka, 2008).	95
Figura 5.17	Diagramas de (a) multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995) y (b) lantánidos normalizados a condrita (Haskin et al., 1968; Nakamura, 1974) para rocas intermedias de bajo Mg en el CVMC.	96
Figura 5.18	Diagrama de variación Ba/Nb – Nb (ppm) para rocas volcánicas del CVMC. Se incluyen los modelos de Asimilación – Cristalización Fraccionada (AFC) que parten de la composición promedio de los líquidos básicos (B) e intermedios de alto Mg (IAM) que asimilan la corteza inferior (CI; Ortega-Gutiérrez et al., 2014) y cristalización en un arreglo opx + cpx + plg + ol. Además, se representan también modelos de mezcla (MX) entre B y IAM con los magmas ácidos (A).	97
Figura 5.19	Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias basados en funciones discriminantes (DF) del logaritmo de relaciones de elementos traza (Verma y Verma, 2013). Ambientes tectónicos: IA: <i>island arc</i> (arco insular); CA: <i>continental arc</i> (arco continental); CR: <i>continental rift</i> (rift continental); Ol: <i>ocean island</i> (isla oceánica); Col: <i>collision</i> (colisión).	98
Figura 5.20	Distribución espacial de las rocas volcánicas ácidas del CVMC (Grupo G4) de acuerdo con: (a) SiO ₂ ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.	100

Figura 5.21	Microfotografía (NX) para rocas ácidas: 2.5x – (a) MA03, (b) MA10 y (c) CHI28; 4x – (d) MA02 (e) CHI77 y (f) MA02, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfírica que incluye fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea y de plagioclasa. (cpx = clinopiroxeno; opx = ortopiroxeno; plg = plagioclasa; Qz = cuarzo).	101
Figura 5.22	Diagramas de (a) multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995) y (b) lantánidos normalizados a condrita (Haskin <i>et al.</i> , 1968; Nakamura, 1974) para rocas ácidas del CVMC.	102
Figura 5.23	Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas ácidas basados en funciones discriminantes del logaritmo de relaciones de elementos traza (Verma <i>et al.</i> , 2013). Ambientes tectónicos: IA: <i>island arc</i> (arco insular); CA: <i>continental arc</i> (arco continental); CR: <i>continental rift</i> (rift continental); Ol: <i>ocean island</i> (isla oceánica); Col: <i>collision</i> (colisión).	103
Figura 5.24	Ejemplo de variación oscilatoria de composición en % anortita para un cristal de plagioclasa.	104
Figura 5.25	Evidencias de desequilibrio mineralógico en el CVMC: (a) y (b) cristales de plagioclasa con una zonación oscilatoria; (c) y (d) fenocristales de plagioclasa con textura normal y de criba en la misma roca; (e) corona de reacción de una evidente mezcla de magmas y (f) microfotografía que muestra la variación en textura entre la roca dacítica y el enclave, la línea amarilla representa 1 cm en escala. (Abreviaturas: plg=plagioclasa; cpx=clinopiroxeno).	105

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1.1 Pruebas basadas en las características de la población (Verma, 2020a).	7
Tabla 1.2 Pruebas de discordancia basadas en valores atípicos (Verma, 2020a).	8
Tabla 1.3 Pruebas recursivas para detección de valores desviados (Verma, 2020a).	9
Tabla 1.4 Pruebas de parámetros robustos para detección de valores desviados (Verma, 2020a).	10
Tabla 1.5 Programas de cómputo desarrollados para cálculo de norma CIPW, ajuste de composición a base seca y clasificación de rocas ígneas.	16
Tabla 3.1 Puntos de muestreo de roca volcánica en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.	52
Tabla 4.1 Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para rocas volcánicas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.	60
Tabla 4.2 Composición química en elementos traza (ppm) para rocas volcánicas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.	61
Tabla 4.3 Composición química (% peso) y fórmula mineral para olivino en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.	62
Tabla 4.4 Composición química (% peso) y fórmula mineral para inclusiones de espinela cromífera en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.	65
Tabla 4.5 Composición química (% peso) y fórmula mineral para plagioclasa en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.	67
Tabla 4.6 Composición química (% peso) y fórmula mineral para piroxeno en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.	69

RESUMEN

La Geoquimiometría es una rama de la Geoquímica que se ha sistematizado recientemente y cuyo propósito es el utilizar herramientas estadísticas, matemáticas y de computación, junto con los principios de la química, para explicar los procesos asociados a las entidades que conforman a la Tierra (el manto, la corteza, los océanos y la atmósfera). La aplicación de estas herramientas cuantitativas representa un avance en el objetivo de profundizar en la comprensión de sistemas geológicos complejos. El origen y evolución del Cinturón Volcánico Mexicano Central (Mioceno al Reciente) es uno de los temas clásicos de la geología mexicana. La mayor parte de los modelos petrológicos (fuente, procesos de generación, procesos de evolución y ambiente tectónico) propuestos se han sustentado en el análisis convencional de información geoquímica, considerando el marco geológico-geofísico. El uso de técnicas matemáticas y estadísticas ha sido relativamente limitado para la interpretación de la composición geoquímica e isotópica. En el presente trabajo de Tesis se presentan, considerando el marco geológico-tectónico, la aplicación de técnicas geoquimiométricas con el propósito explicar el origen y evolución magmática en el Cinturón Volcánico Mexicano Central. De esta forma se preparó una amplia base de datos de información geoquímica para material volcánico, la cual incluye 571 registros, cubriendo fuentes bibliográficas entre 1965 y 2020, así como datos de petrografía, geoquímica de elementos mayores y traza generados en este trabajo. La base se dividió en: (a) G1: rocas básicas, (b) G2: rocas intermedias de alto magnesio, (c) G3: rocas intermedias de bajo magnesio, (d) G4: rocas ácidas y (e) G5: rocas que muestran evidencia de desequilibrio mineralógico. En el modelo particular desarrollado para cada uno de estos grupos se consideraron los siguientes aspectos: (a) distribución espacial, (b) características mineralógicas y geoquímicas, (c) aproximación de propiedades intensivas (presión y temperatura), (d) inferencia y evaluación de procesos magmáticos. A partir de un análisis geoespacial utilizando un Sistema de Información Geográfica, se ha identificado que las rocas del grupo básico se distribuyen en un arreglo N-S en la región central del área de estudio. Las rocas del grupo Intermedio alto-Mg se distribuyen en un arreglo E-W en la parte norte

de la Sierra de Chichinautzin. Los grupos intermedio bajo-Mg y Ácido tienden a concentrarse en arreglos E-W hacia el norte y los extremos E-W del área de estudio. El grupo básico incluye basalto, traquibasalto y traquiandesita basáltica. Su génesis puede explicarse por menos de 10% de fusión parcial de un manto peridotítico con espinela a 1200-1300 °C y 7-11 kbar. El grupo intermedio alto-Mg incluye andesita basáltica, traquiandesita basáltica y andesita. Su geoquímica de trazas (excepto Nb, Ta, Ti y P) y sus relaciones isotópicas Sr y Nd son comparables con las mostradas por las rocas básicas. Su génesis podría explicarse por una fusión parcial de un manto más refractario e hidratado con espinela, anfíbol, flogopita y/o apatito. El origen de los grupos de rocas más evolucionadas (G3 a G5) podría ser explicado a través de asimilación cristalización fraccionada, fusión parcial de corteza inferior y/o mezcla incompleta de magmas. La aplicación de diagramas de discriminación generados por análisis multivariado del logaritmo de relaciones de elementos traza ha revelado que: (a) los magmas básicos muestran una afinidad a ambientes de extensión y (b) el resto de los magmas presentan composiciones comparables a las de ambientes de extensión y de arco continental. Esta última puede explicarse en términos de una mayor participación de la corteza continental en la génesis de los magmas. Cabe recordar que la corteza mexicana se ha derivado de una serie de arcos continentales activos, al menos, desde el Permo-Triásico.

ABSTRACT

Geochemometry is a branch of Geochemistry that has recently been systematized and whose purpose is to use statistical, mathematical, and computational tools, combined to fundamentals of chemistry, to explain the processes associated with the Earth entities (mantle, crust, ocean, and atmosphere). The application of these quantitative tools represents an advance in the objective of get deep into the understanding of complex geological systems. The origin and evolution of the Central Mexican Volcanic Belt (Miocene to Recent) is one of the classic themes of Mexican geology. Most of the petrological models (magmatic source and evolution processes; tectonic environment) proposed have been sustained, considering the geological-geophysical framework, on the conventional analysis of geochemical information. Application of mathematics and statistics techniques has been relatively limited for the interpretation of geochemical and isotopic data. In this thesis has been documented, according to the geological-tectonic framework, the application of geochemometric techniques to explain the origin and magmatic evolution in the Central Mexican Volcanic Belt (CMVB). A wide database of geochemical information for volcanic material was prepared, which includes 571 records covering bibliographic sources between 1965 and 2020, as well as data of petrography, geochemistry of major elements and trace generated during this work. The CMVB database was divided into: (a) G1: basic rocks, (b) G2: intermediate high magnesium rocks, (c) G3: intermediate low magnesium rocks, (d) G4: acids rocks, and (e) G5: rocks showing evidence of mineralogical disequilibrium. In the model developed for each of these groups, the following aspects were considered: (a) spatial distribution, (b) mineralogical and geochemical features, (c) approximation of intensive properties (pressure and temperature), (d) inference and evaluation of magmatic processes. From a geospatial analysis using a Geographic Information System, it has been identified that the rocks of the basic rock group are distributed in a N-S arrangement in the central region of the study area. Rocks from high-Mg intermediate group are distributed in an E-W arrangement in the northern part of the Sierra de Chichinatuzin. The low-Mg intermediate and acids groups tend to concentrate in E-W arrangements towards the north and the E-W extremes of the study area. The basic group includes basalt, trachybasalt and basaltic

trachyandesite. Its genesis can be explained by less than 10% partial melting of a spinel-bearing peridotitic mantle at 1200-1300 °C and 7-11 kbar. The intermediate high-Mg group includes basalt andesite, basalt trachyandesite and andesite. Its trace-element geochemistry (except Nb, Ta, Ti, and P), as well as the Sr and Nd isotopic ratios, is comparable to those shown by basic rocks. Its genesis could be explained by partial melting from a more refractory and hydrated mantle with spinel, amphibole, phlogopite, and/or apatite. The origin of the most evolved rock groups (G3 and G5) could be explained through fractional crystallization - assimilation, partial melting of the lower crust and/or magma mingling. The application of discrimination diagrams generated by a multivariate analysis of the logarithm of trace element ratios has revealed that: (a) the basic magmas show tectonic affinity for extension environments, and (b) the rest of the magmas display compositions comparable to those from extension and continental arc settings. The detection of latter can be explained in terms of a significative participation of the continental crust in the magma genesis. It must be remembered that the Mexican crust has been derived from a series of active continental arcs, at least since Permian-Triassic.

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Geoquimiometría

El término Quimiometría fue acuñado en 1972 por Svante Wold (Universidad de Umea, Suecia) para expresar el uso de herramientas matemáticas y de cómputo en la solución de problemas de química. El desarrollo de esta ciencia derivó en la formación de la Sociedad Internacional de Quimiometría en el año 1974 por este investigador y por Bruce Kowalski (Universidad de Washington, EE. UU.) ([Wold, 1995](#)). De esta forma, diversas técnicas de análisis multivariado, regresión lineal y no lineal o análisis numérico se han aplicado con éxito en química analítica, bioquímica e ingeniería química ([Verma, 2012](#); [Brereton, 2018](#)).

Por otra parte, la Geoquímica se ha definido de forma tradicional como la ciencia natural cuyos objetivos son ([Faure, 1998](#)): (a) determinar la distribución de los elementos químicos en la Tierra (total y en sus entidades constituyentes) y en el sistema solar, (b) establecer los principios que rigen esta distribución, (c) estudiar las reacciones que ocurren en los sistemas en estudio y (d) la integración de la información de composición y reacciones químicas en ciclos geoquímicos, los cuales expresan la movilidad de los elementos entre diferentes entidades. La construcción de modelos geoquímicos que expliquen los fenómenos geológicos implica: (a) la generación de amplias bases de datos, (b) la validación de su calidad, (c) un procesado de datos adecuado y eficiente y (d) una representación detallada del fenómeno bajo estudio.

Recientemente, el término Geoquimiometría se ha acuñado para englobar la aplicación de herramientas estadísticas, matemáticas y de computación, junto con los principios de la química, con el propósito de explicar los procesos asociados a las entidades que conforman a la Tierra (el manto, la corteza, los océanos y la atmósfera) ([Verma, 2020a](#)). Al igual que en el caso de la química, la aplicación de estas herramientas cuantitativas debería representar un avance en la comprensión de los sistemas terrestres, que se caracterizan por mostrar una composición heterogénea y variable en el tiempo.

En general, las aplicaciones geoquimiométricas incluyen los siguientes campos: (a) geoquímica analítica, (b) petrología y (c) química de fluidos. Algunos ejemplos del uso de herramientas estadísticas, matemáticas y de cómputo en estos campos se describen en los siguientes apartados.

1.2 Geoquímica Analítica

1.2.1 Calidad de los datos

La investigación geoquímica se inicia con el reconocimiento y el muestreo del sistema geológico bajo estudio. En el caso de los estudios convencionales de rocas, no existe un esquema estándar para efectuar esta actividad (Potts, 1993). Sin embargo, se tiene por objetivo: (a) analizar la heterogeneidad litológica que se encuentra expuesta en el área de estudio, (b) en general, será necesario coleccionar 1 - 2 kg para muestras relativamente homogéneas en su mineralogía y textura, mientras que cantidades mayores (> 3kg) se podrían requerir en el caso de litologías más complejas.

Una vez que se ha establecido la textura y el arreglo de minerales que caracterizan a la roca, se procede a establecer su composición en elementos mayores (con concentraciones > 0.1%) y traza (con concentraciones del orden de partes por millón - ppm) (Rollinson, 1993). En el caso de las rocas ígneas, los elementos mayores incluyen: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅. La suma de estos componentes, junto con la pérdida por ignición (LOI, *loss on ignition*; generalmente determinada por calentamiento a 1000°C), debería representar aproximadamente el 100 ± 1%. Por otra parte, en el caso de los elementos traza, se busca contar con información de los diferentes grupos geoquímicos como función de su carga y radio iónico: (a) elementos litófilos o LILE (*large ion lithophile elements*: Rb, Cs, Ba, Sr), (b) elementos lantánidos o REE (*rare earth elements*: La a Lu), (c) elementos de campo electrostático fuerte o HFSE (*high-field strength elements*: Y, Zr, Hf, Th, Nb, Ta) y (d) elementos compatibles en sistemas magmáticos (Cu, Co, Cr, Ni, V).

Potts (1993) recopiló y efectuó una amplia discusión sobre los principios, los procedimientos de preparación de muestra y la instrumentación de los diferentes métodos que son aplicados para establecer la composición en elementos mayores y traza. Entre estas técnicas destacan la fluorescencia de rayos-X (XRF, *x-ray fluorescence*), que es aplicada para determinar elementos mayores y algunos elementos traza, y la espectrometría de masas acoplada inductivamente a plasma (ICP-MS, *inductively coupled plasma-mass spectrometry*), que es la más utilizada para la determinación de elementos traza, especialmente las REE.

La calidad de los datos analíticos es un punto fundamental en Geoquímica, debido a las implicaciones que tiene en la interpretación sobre el origen de las rocas. El concepto considera dos aspectos principales: la precisión y la exactitud (Figura 1.1).

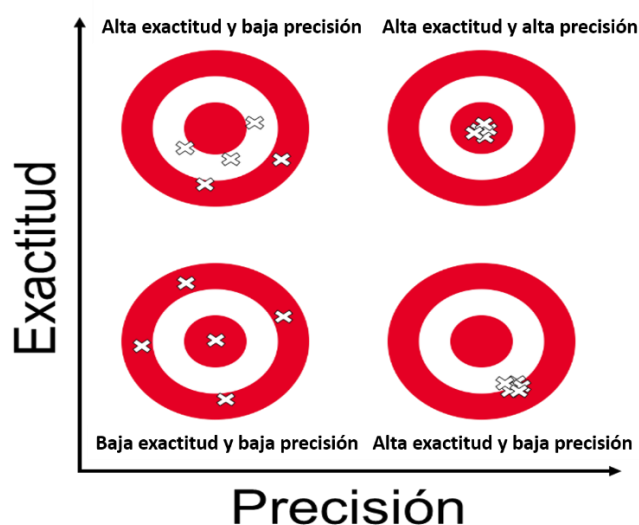


Figura 1.1: Contraste entre los conceptos estadísticos de precisión y exactitud.

El primer parámetro depende de la calidad de la calibración instrumental, para la cual se utilizan diferentes modelos de regresión (generalmente de tipo mínimos cuadrados ordinarios) y de la medición individual de la muestra (Miller y Miller, 2000). Establecer la exactitud requiere de un marco de referencia adecuado para su cuantificación. Esto se logra generalmente por comparación de los resultados de un material de referencia con las concentraciones reportadas en la

literatura para este material (Govindaraju, 1994). Los otros parámetros importantes como la incertidumbre y la trazabilidad están estrechamente relacionados con la precisión y la exactitud. La incertidumbre de un parámetro depende del error analítico expresado en términos de la desviación estándar, el número de mediciones utilizadas para calcularla y el valor *t* de *Student* para los grados de libertad apropiados del experimento. La trazabilidad (Kane y Potts, 2002) se refiere a validaciones continuas de que la medición del producto final se ajusta al estándar de la medición original. Por lo tanto, se requieren materiales de referencia adecuados o estándares sintéticos (Verma, 2012).

1.2.2 Materiales de Referencia Geoquímica (MRG)

Para obtener estimaciones precisas o trazabilidad en el análisis de materiales geológicos, es obligatorio analizar materiales de referencia apropiados, preferiblemente certificados (Govindaraju, 1994; Jochum y Willbold, 2007; Weis *et al.*, 2020). Estos se han definido como muestras geológicas finamente pulverizadas, de una alta homogeneidad y con una composición geoquímica conocida con un alto grado de fiabilidad. Estos materiales son utilizados en la calibración y monitoreo de métodos analíticos para asegurar precisión, exactitud y sensibilidad en el análisis de rutina (Abbey, 1992; Kane y Potts, 2002; Velasco-Tapia *et al.*, 2001; Jochum *et al.*, 2015).

Actualmente, existen disponibles ~1000 MRG que cubren una gran diversidad de matrices geológicas y que han sido preparados por diversos organismos, por ejemplo: *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG), *U.S. Geological Survey* (USGS), *Geological Survey of Japan* (GSJ), *International Working Group* (IWG), *National Institute of Standards and Testing* (NIST) y *Geological Survey of Canada* (GSC). Información general sobre los MRG se puede consultar principalmente en la revista *Geostandards and Geoanalytical Research* y en la página web *GeoReM* (Figura 1.2), <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>).



Figura 1.2: (a) Materiales de Referencia Geoquímica del *United States Geological Survey* (USGS) y (b) página de inicio del sitio web *GeoReM* (Alemania), que reporta información sobre estos materiales.

A pesar de la gran cantidad de MRG disponibles para el análisis geoquímico, ninguno de ellos se encuentra certificado para todos los componentes químicos, ni siquiera para todos los componentes de interés en un estudio geoquímico (Verma, 2012, 2020a). Tres esquemas principales se han utilizado para establecer el valor más probable de concentración de elementos en MRG a partir del análisis de bases de datos: (a) *método de “Laboratorios Selectos”*, que se basa en establecer los valores a utilizar a partir del análisis de datos generados en laboratorios de “alta calidad” (Abbey, 1992); (b) *métodos estadísticos con base en técnicas de acomodación*, que se basa en la eliminación inicial de valores desviados obvios y la estimación de los valores más probables utilizando medidas de tendencia central, por ejemplo: moda de agrupamiento dominante, mediana, mediana Gastwirth, media truncada, etc. (Govindaraju, 1994) y (c) *métodos estadísticos con base en técnicas de detección y eliminación de valores desviados*, que se basa en la aplicación de diversas pruebas estadísticas en muestras de población que tienden a la normalidad: (1) pruebas basadas en las características de la población (Tabla 1.1), (2) pruebas de discordancia basadas en valores atípicos (Tabla 1.2), (3) pruebas recursivas (Tabla 1.3) y (4) pruebas de parámetros robustos (Tabla 1.4).

En las aplicaciones iniciales de esta metodología (por ejemplo, [Velasco-Tapia et al., 2001](#)), las pruebas fueron utilizadas en función de un número restringido de valores críticos para algunas pruebas (por ejemplo: variantes de prueba de Dixon para $n \leq 30$, variantes de prueba de Grubbs para $n \leq 50$). Valores críticos más precisos y exactos fueron simulados por [Verma y Quiroz-Ruiz \(2006\)](#) aumentando la aplicabilidad de todas las pruebas para $n = 100$. Posteriormente, [Verma y Quiroz-Ruiz \(2008\)](#), a través de simulación de Monte Carlo, generaron valores críticos asociados a las pruebas de discordancia para $n = 30,000$. El programa informático DODESSYS (*Discordant Outlier Detection and Elimination SYStem*; [Verma y Díaz-González, 2012](#)) se utilizó para evaluar los valores críticos de [Verma y Quiroz-Ruiz \(2008\)](#) en las pruebas de discordancia de momentos de alto orden. DODESSYS fue mejorado por [Verma et al. \(2013\)](#) como un nuevo programa informático llamado UDASYS (*Univariate Data Analysis SYStem*) con el cual [Verma et al. \(2017\)](#) simularon nuevos valores críticos para las pruebas de discordancia para datos univariados, que junto a las nuevas versiones de UDASys (UDASys2 *Univariate Data Analysis SYStem 2* y UDASys3, *Univariate Data Analysis SYStem 3*) de [Rosales Rivera \(2018\)](#) y [Rosales-Rivera et al. \(2019\)](#), y en las cuales se incorporaron metodologías nuevas que involucran la aplicación de potentes pruebas recursivas generando menores efectos de enmascaramiento.

Tabla 1.1: Pruebas basadas en las características de la población (Verma, 2020a).

Código de prueba	Observación u observaciones evaluadas		Prueba estadística	Prueba de significancia	Aplicabilidad de la prueba $n_{\min} - n_{\max}$
(1) Prueba [k = 1] (i) superior o inferior; (ii) extremo					
N1U	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$TN1_u = (x_{(n)} - \bar{x})/s$	Mayor	3 - 30000
N1L	k = 1 inferior	$x_{(1)}$	$TN1_l = (\bar{x} - x_{(1)})/s$	Mayor	3 - 30000
N1U _{mod}	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$N1U_{\text{mod},u} = (x_{(n)} - \bar{x}_{C(n)})/s_{C(n)}$	Mayor	3 - 30000
N4U1	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$TN4_{1u} = s_{(n)}^2/s^2$	Mayor	3 - 30000
N4L1	k = 1 inferior	$x_{(1)}$	$TN4_{1l} = s_{(1)}^2/s^2$	Menor	3 - 30000
N7U	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$TN7_u = (x_{(n)} - x_{(n-1)})/(x_{(n)} - x_{(1)})$	Mayor	3 - 30000
N9U	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$TN9_u = (x_{(n)} - x_{(n-1)})/(x_{(n)} - x_{(2)})$	Mayor	4 - 30000
N9L	k = 1 inferior	$x_{(1)}$	$TN9_l = (x_{(2)} - x_{(1)})/(x_{(n-1)} - x_{(1)})$	Mayor	4 - 30000
N10U	k = 1 superior	$x_{(n)}$	$TN10_u = (x_{(n)} - x_{(n-1)})/(x_{(n)} - x_{(3)})$	Mayor	5 - 30000
N10L	k = 1 inferior	$x_{(2)}$	$TN10_l = (x_{(2)} - x_{(1)})/(x_{(n-2)} - x_{(1)})$	Mayor	5 - 30000
N15 (un extremo)	k = 1 un extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TN15 = \left[\left\{ n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^2 \right]$	Mayor	5 - 30000
N2 (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TN2 = \text{Max: } \{(x_{(n)} - \bar{x})/s, (\bar{x} - x_{(1)})/s\}$	Mayor	3 - 30000
N8 (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TN8 = \text{Max: } \{(x_{(n)} - x_{(n-1)})/(x_{(n)} - x_{(1)}), (x_{(2)} - x_{(1)})/(x_{(n)} - x_{(1)})\}$	Mayor	4 - 30000
N14 (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TN14 = \left[\left\{ n^{1/2} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^{3/2} \right]$	Mayor	5 - 30000
STR (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TSTR = (x_{(n)} - \bar{x})/s$	Mayor	5 - 30000
FiMo (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TFiMo = \left[\left\{ n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^5 \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^{5/2} \right]$	Mayor	5 - 30000
SiMo (dos extremos)	k = 1 más extremo	$x_{(n)}$ o $x_{(1)}$	$TSiMo = \left[\left\{ n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^6 \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^3 \right]$	Mayor	5 - 30000

Tabla 1.2: Pruebas de discordancia basadas en valores atípicos (Verma, 2020a).

Código de prueba	Observación u observaciones evaluadas	Prueba estadística	Prueba de significancia	Aplicabilidad de la prueba $n_{\min} - n_{\max}$
(2) Prueba [$k = 2, 3$ y 4] (i) superior o inferior; (ii) extremo				
N3U2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN3_{2u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} - 2\bar{x})/s$	Mayor	5 – 30000
N3U3	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TN3_{3u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x})/s$	Mayor	7 – 30000
N3U4	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TN3_{4u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x})/s$	Mayor	9 – 30000
N3L2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN3_{2l} = (2\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)})/s$	Mayor	5 – 30000
N3L3	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TN3_{3l} = (3\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)})/s$	Mayor	7 – 30000
N3L4	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TN3_{4l} = (4\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)} - x_{(4)})/s$	Mayor	9 – 30000
N3U2 _{mod}	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN3_{\text{mod}_2u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} - 2\bar{x}_{C(n,n-1)})/s_{C(n,n-1)}$	Mayor	3 – 1000
N3U3 _{mod}	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TN3_{\text{mod}_3u} = \frac{(x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x}_{C(n,n-1,n-2)})}{s_{C(n,n-1,n-2)}}$	Mayor	3 – 1000
N3U4 _{mod}	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TN3_{\text{mod}_4u} = \frac{(x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x}_{C(n,n-1,n-2,n-3)})}{s_{C(n,n-1,n-2,n-3)}}$	Mayor	3 – 1000
N3L2 _{mod}	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN3_{\text{mod}_2l} = (x_{(1)} + x_{(2)} - 2\bar{x}_{C(1,2)})/s_{C(1,2)}$	Mayor	3 – 1000
N3L3 _{mod}	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TN3_{\text{mod}_3l} = (x_{(1)} + x_{(2)} + x_{(3)} - 3\bar{x}_{C(1,2,3)})/s_{C(1,2,3)}$	Mayor	3 – 1000
N3L4 _{mod}	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TN3_{\text{mod}_4l} = (x_{(1)} + x_{(2)} + x_{(3)} + x_{(4)} - 4\bar{x}_{C(1,2,3,4)})/s_{C(1,2,3,4)}$	Mayor	3 – 1000
N4U2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN4_{2u} = S_{(n),(n-1)}^2/S^2$	Menor	4 – 30000
N4U3	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TN4_{3u} = S_{(n),(n-1),(n-2)}^2/S^2$	Menor	6 – 30000
N4U4	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TN4_{4u} = S_{(n),(n-1),(n-2),(n-3)}^2/S^2$	Menor	8 – 30000
N4L2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN4_{2l} = S_{(1),(2)}^2/S^2$	Menor	4 – 30000
N4L3	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TN4_{3l} = S_{(1),(2),(3)}^2/S^2$	Menor	6 – 30000
N4L4	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TN4_{4l} = S_{(1),(2),(3),(4)}^2/S^2$	Menor	8 – 30000
N5UL	$k = 2$ sup – inf $x_{(n)}, x_{(1)}$	$TN5_{ul} = S_{(n),(1)}^2/S^2$	Mayor	4 – 30000
N6UL	$k = 2$ sup – inf $x_{(n)}, x_{(1)}$	$TN6_{ul} = (x_{(n)} - x_{(1)})/s$	Mayor	3 – 30000
N11U2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN11_{up} = (x_{(n)} - x_{(n-2)})/(x_{(n)} - x_{(1)})$	Mayor	4 – 30000
N11L2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN11_{lp} = (x_{(3)} - x_{(2)})/(x_{(n)} - x_{(1)})$	Mayor	4 – 30000
N12U2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN12_{up} = (x_{(n)} - x_{(n-2)})/(x_{(n)} - x_{(2)})$	Mayor	5 – 30000
N12L2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN12_{lp} = (x_{(3)} - x_{(1)})/(x_{(n-1)} - x_{(1)})$	Mayor	5 – 30000
N13U2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TN13_{up} = (x_{(n)} - x_{(n-2)})/(x_{(n)} - x_{(3)})$	Mayor	6 – 30000
N12L2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TN13_{lp} = (x_{(3)} - x_{(1)})/(x_{(n-2)} - x_{(1)})$	Mayor	6 – 30000

Tabla 1.3: Pruebas recursivas para detección de valores desviados (Verma, 2020a).

Código de prueba	Observación u observaciones evaluadas	Prueba estadística	Prueba de significancia	Aplicabilidad de la prueba $n_{\min} - n_{\max}$
(3) Pruebas recursivas [$k = E - 1$], todos los tipos de extremos				
ESD _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $TESD_{kE} = (x_{(n-E+1)} - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}}) / s_{\text{samp}_{E-1}}$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
STR _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $TSTR_{kE} = (x_{(n_{\text{samp}_{E-1}})} - x_{(1_{\text{samp}_{E-1}})}) / s_{\text{samp}_{E-1}}$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
KUR _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $= \left[\frac{TKUR_{kE}}{\left\{ \sum_{j=1}^{n-E+1} (x_{E-1} + j - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}})^4 \right\}} \right]$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
SKN _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $= \left[\frac{TSKN_{kE}}{\left\{ \sum_{j=1}^{n-E+1} (x_{E-1} + j - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}})^2 \right\}^2} \right]$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
FiMo _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $= \left[\frac{TFiMo_{kE}}{\left\{ \sum_{j=1}^{n-E+1} (x_{E-1} + j - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}})^3 \right\}} \right]$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
SiMo _{kE} (dos extremos)	$k = E;$ $E = l + u$	<i>E dato extremo</i> (l inferior y u superior) $= \left[\frac{TSiMo_{kE}}{\left\{ \sum_{j=1}^{n-E+1} (x_{E-1} + j - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}})^5 \right\}} \right]$	Mayor	$n_{\min} - 30000$
		$= \left[\frac{TSiMo_{kE}}{\left\{ \sum_{j=1}^{n-E+1} (x_{E-1} + j - \bar{x}_{\text{samp}_{E-1}})^6 \right\}} \right]$	Mayor	$n_{\min} - 30000$

Tabla 1.4: Pruebas de parámetros robustos para detección de valores desviados (Verma, 2020a).

Código de prueba	Observación u observaciones evaluadas	Prueba estadística	Prueba de significancia	Aplicabilidad de la prueba $n_{\min} - n_{\max}$
(4) Pruebas robustas [$k = 2, 3, 4$] (i) superior o inferior; (ii) extremo				
MADU	$k = 1$ superior $x_{(n)}$	$TMAD_u = (x_{(n)} - \bar{x})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADL	$k = 1$ inferior $x_{(1)}$	$TMAD_l = (\bar{x} - x_{(1)})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADU2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TMAD_{2u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} - 2\bar{x})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADU3	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TMAD_{3u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADU4	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TMAD_{4u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADL2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TMAD_{2l} = (2\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADL3	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TMAD_{3l} = (3\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)})/MAD$	Mayor	3 – 1000
MADL4	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TMAD_{4l} = (4\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)} - x_{(4)})/MAD$	Mayor	3 – 1000
S_nU	$k = 1$ superior $x_{(n)}$	$TS_{nu} = (x_{(n)} - \bar{x})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nL	$k = 1$ inferior $x_{(1)}$	$TS_{nl} = (\bar{x} - x_{(1)})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nU2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TS_{n2u} = (x_{(n)} - \bar{x})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nU3	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TS_{n3u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nU4	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TS_{n4u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nL2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TS_{n2l} = (2\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nL3	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TS_{n3l} = (3\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)})/S_n$	Mayor	3 – 1000
S_nL4	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TS_{n4l} = (4\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)} - x_{(4)})/S_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nU	$k = 1$ superior $x_{(n)}$	$TQ_{nu} = (x_{(n)} - \bar{x})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nL	$k = 1$ inferior $x_{(1)}$	$TQ_{nl} = (\bar{x} - x_{(1)})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nU2	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$TQ_{n2u} = (x_{(n)} - \bar{x})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nU3	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$TQ_{n3u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nU4	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$TQ_{n4u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nL2	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$TQ_{n2l} = (2\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nL3	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$TQ_{n3l} = (3\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
Q_nL4	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$TQ_{n4l} = (4\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)} - x_{(4)})/Q_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nU$	$k = 1$ superior $x_{(n)}$	$T\hat{\sigma}_{nu} = (x_{(n)} - \bar{x})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nL$	$k = 1$ inferior $x_{(1)}$	$T\hat{\sigma}_{nl} = (\bar{x} - x_{(1)})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nU2$	$k = 2$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}$	$T\hat{\sigma}_{n2u} = (x_{(n)} - \bar{x})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nU3$	$k = 3$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}$	$T\hat{\sigma}_{n3u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} - 3\bar{x})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nU4$	$k = 4$ superior $x_{(n)}, x_{(n-1)}, x_{(n-2)}, x_{(n-3)}$	$T\hat{\sigma}_{n4u} = (x_{(n)} + x_{(n-1)} + x_{(n-2)} + x_{(n-3)} - 4\bar{x})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nL2$	$k = 2$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}$	$T\hat{\sigma}_{n2l} = (2\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nL3$	$k = 3$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}$	$T\hat{\sigma}_{n3l} = (3\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000
$\hat{\sigma}_nL4$	$k = 4$ inferior $x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}$	$T\hat{\sigma}_{n4l} = (4\bar{x} - x_{(1)} - x_{(2)} - x_{(3)} - x_{(4)})/\hat{\sigma}_n$	Mayor	3 – 1000

1.2.3 Calibración instrumental, sensibilidad y límites de detección

En general, en los procesos de calibración de métodos analíticos para rocas y minerales se ha aplicado un modelo ordinario de regresión lineal de mínimos cuadrados, el cual se puede expresar como:

$$Resp = a(\pm u_a) + [b(\pm u_b) \cdot Conc] \quad (\text{Ec. 1.1})$$

donde a es el término de la ordenada al origen, b es la pendiente y u_a y u_b son los errores asociados, respectivamente. El término de concentración (eje x , $Conc$) también tiene un error estándar u_c , y una desviación estándar s_c asociada a su estimación para la calibración individual o del material de referencia, que siempre debe cuantificarse. De manera similar, el término de respuesta (eje y , $Resp$) tendrá un error estándar u_r y una desviación estándar de s_r . El error estándar es un indicador de la diferencia entre los valores medidos y verdaderos que se expresa como un valor único para una medida, y la incertidumbre de un resultado se caracteriza por un intervalo que es válido para un grupo de mediciones. Algebraicamente se representa como:

$$u = \frac{s}{\sqrt{n}} \quad (\text{Ec. 1.2})$$

Cabe señalar que comúnmente en los procesos de rutina no se consideran los errores asociados a la concentración de los MRG, ni se reportan los errores de los valores de concentración generados ([Verma et al., 2018](#)).

Por otra parte, la aplicación del modelo ordinario de mínimos cuadrados implica que: (1) el eje x está libre de error o tiene como máximo un 10% respecto a los observados en el eje y , (2) los errores en ambos ejes se distribuyen normalmente y (3) estas incertidumbres en el eje y tienen un comportamiento homoscedástico. Generalmente, estas condiciones no se cumplen, por lo que esta aproximación se considera inapropiada en la calibración de métodos analíticos.

Para superar las deficiencias del modelo de mínimos cuadrados ordinarios se ha optado por aplicar una aproximación que considera asignar un factor de ponderación a cada dato bivariado. El factor de ponderación w_i basado en la incertidumbre se calcula a partir de las siguientes ecuaciones:

$$u_i = \sqrt{(b \times u_{x_i})^2 + (u_{y_i})^2} \quad (\text{Ec. 1.3})$$

$$w_i = \frac{u_i^{-2}}{\{(\sum_{i=1}^n u_i^{-2})/n\}} \quad (\text{Ec. 1.4})$$

Utilizar este modelo de ponderación para la calibración de un método analítico permite determinar con mayor precisión la sensibilidad b_{UW} , así como su incertidumbre asociada $u_{b_{UW}}$. La ecuación general para este modelo de regresión lineal es:

$$y(\pm u_{y_{UW}}) = a_{UW}(\pm u_{a_{UW}}) + \{b_{UW}(\pm U_{b_{UW}}) \times x\} \quad (\text{Ec. 1.5})$$

El valor de la pendiente se puede calcular involucrando los factores de ponderación w_i :

$$b_{UW} = \frac{\{\sum_{i=1}^n (w_i \times x_i \times y_i)\} - \{n \times \bar{x}_{UW} \times \bar{y}_{UW}\}}{\{\sum_{i=1}^n (w_i \times x_i^2)\} - \{n \times (\bar{x}_{UW})^2\}} \quad (\text{Ec. 1.6})$$

La ordenada al origen se puede establecer como:

$$a_{UW} = \bar{y}_{UW} - (a_{UW} \times \bar{x}_{UW}) \quad (\text{Ec. 1.7})$$

La señal instrumental derivada de una muestra desconocida, que se analiza aplicando la calibración, estará sujeta a errores aleatorios relacionados con su naturaleza y a los errores de ordenada al origen y pendiente:

$$u_{x_0} = \frac{u_{y/x}}{a_{UW}} \sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(y_0 - \bar{y}_{UW})^2}{a_{UW}^2 \sum_i (x_i - \bar{x}_{UW})^2}} \quad (\text{Ec. 1.8})$$

Otro aspecto importante del modelo de regresión ponderada es la predicción de la concentración mínima a ser determinada. El límite de detección se define como la concentración que proporciona una señal en el instrumento significativamente diferente a la del blanco o ruido de fondo (Miller y Miller, 2000). Para determinar el límite de detección es necesario medir k veces un blanco C_0 . Verma y Santoyo (2005) recomendaron que sea al menos 30 veces, a fin de efectuar la estimación del valor más probable con una incertidumbre mínima u_{C_0} , que es la desviación estándar de una matriz de datos libre de valores atípicos.

$$LOD = C_0 + u_{C_0} \quad (\text{Ec. 1.9})$$

1.3 Aplicaciones en petrología ígnea

La petrología ígnea tiene como propósito el explicar el origen y la evolución de los sistemas magmáticos a través de modelos que involucran (Sen, 2014): (a) distribución espacial de los diferentes tipos estructuras y litologías, (b) identificación de procesos de generación inicial de magmas (fusión parcial del manto y/o la corteza), (c) identificación y evaluación de procesos de evolución del magmatismo (cristalización fraccionada, asimilación, asimilación – cristalización fraccionada y mezcla de magmas) y (d) ubicación temporal del evento magmático en el contexto de la tectónica de placas.

De esta forma, diversas herramientas convencionales mineralógicas, geoquímicas e isotópicas, utilizando un número limitado de variables (por ejemplo, diagramas bivariados, trilineales, multielementos y semilogarítmicos), han sido usualmente aplicadas para clasificar e inferir de forma cualitativa o semicuantitativa procesos magmáticos (Rollinson, 1993). Sin embargo, aunque existen aplicaciones matemáticas para el estudio de estos fenómenos (por ejemplo, Zou, 2007; Verma, 2020a,b) estas son aún limitadas (Velasco-Tapia,

2014). A continuación, se describen algunos aspectos importantes de la geoquimiometría aplicada a la petrología del vulcanismo.

1.3.1 Clasificación de rocas volcánicas

De acuerdo con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, *International Union of Geological Sciences*), el esquema recomendado de clasificación para rocas volcánicas es el diagrama bivariado $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - \text{SiO}_2$ (Le Bas *et al.*, 1986; TAS, *total alkalis - silica*). La composición de los óxidos se expresa en unidades de %p/p en base seca, para rocas no alteradas (LOI < 3%). Este diagrama, con base en el contenido de sílice ajustado (%SiO_{2aj}) divide a las rocas en ultrabásicas (< 45.0), básicas (45.0 – 52.0), intermedias (52.0 – 63.0) y ácidas (> 63.0). Esta nomenclatura se basa en un sistema de nombres que en conjunto con otros índices pueden generar una clasificación más específica. Por ejemplo, un basalto puede ser clasificado como alcalino o subalcalino. El uso de este esquema implica además el cálculo previo de la composición normativa de la roca, siendo el procedimiento propuesto Cross *et al.* (1902) el de uso más extendido.

La composición normativa de una roca representa el contenido mineralógico, a partir de la composición química, bajo una condición idealizada de cristalización que considera: (a) un líquido magmático libre de volátiles, (b) la formación de minerales con fórmula de miembro final y (c) una secuencia de cristalización basada en puntos de fusión de compuestos puros. El cálculo de la norma incluye los siguientes pasos: (a) la composición porcentual de los elementos mayores se convierte a proporciones moleculares, (b) estos datos, a través de una serie de pasos y reglas, se utilizan para estimar las proporciones moleculares de minerales normativos, (c) estas proporciones se transforman en porcentaje en peso de minerales normativos multiplicándolos por el peso molecular (Rollinson, 1993).

Desde 1950 han sido propuestas varias modificaciones a la norma CIPW, por ejemplo [Verma et al. \(2003\)](#) que introdujeron una serie de cambios al esquema del cálculo de la norma CIPW, entre los que destacan: (a) el uso opcional de elementos menores y traza, (b) un ajuste previo de los análisis químicos al 100% sobre una base anhidra, después de la asignación de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ con base al SiO_2 , (c) el uso de pesos atómicos más precisos para óxidos y (d) correcciones a las fórmulas de minerales normativos. A partir de estas modificaciones varios códigos y programas se han reportado para realizar la clasificación de rocas ígneas ([Tabla 1.5](#)).

1.3.2 Análisis geoespacial

La geoinformática es la ciencia que se encarga de la adquisición, almacenamiento, procesamiento, producción, presentación y la difusión de la geoinformación ([Ehlers, 1993](#)). La generación de mapas y las aplicaciones de la geoquímica implican el uso de diversas técnicas de computación para analizar datos espaciales utilizando sistemas de información geográfica ([Zuo et al., 2016](#)).

La introducción de los mapas geoquímicos al estudio petrológico permite distinguir, a partir de un análisis de interpolación, la variación espacial de la composición de las litologías expuestas en una región y relacionarla con elementos topográficos y estructurales ([Lima et al., 2008](#)). Las técnicas utilizadas siguen algoritmos que permiten el procesado de una gran cantidad de información (*big data*) obtenidos resultados reproducibles ([Bartier y Keller, 1996](#)).

Tabla 1.5: Programas de cómputo desarrollados para cálculo de norma CIPW, ajuste de composición a base seca y clasificación de rocas ígneas.

Nombre	Descripción	Referencia
IBM FULL FORTRAN	Calcula la composición normativa de rocas ígneas a partir de análisis químicos que contienen hasta 23 elementos.	Deines (1965)
HARDROCK	Utiliza hasta 28 elementos como porcentajes de óxido o elemento, en cualquier orden, para realizar el cálculo.	Till (1977)
CIPW NORM MVB	Compila y calcula la norma CIPW a más de 1800 tipos de roca de diferentes tipos y ambientes.	Verma <i>et al.</i> (1986)
WINROCK	Permite construir diagramas de clasificación ígnea IUGS, incluidos diagramas QAPF, además de diagramas XY, logarítmicos y ternarios (http://www.geologynet.com).	Kanen (1997)
IUGSTAS	Implementaron la clasificación TAS para rocas volcánicas. Incluye una corrección de errores comunes y de redondeo que prevalecían en los esquemas previos de cálculo de la norma CIPW.	Le Maitre <i>et al.</i> (2002)
SINCLAS	Clasifican las rocas volcánicas y calculan la norma CIPW generando resultados precisos y consistentes con un error menor al 0.002% m/m. Los datos se integran mediante los softwares STATISTICA y EXCEL.	Verma <i>et al.</i> (2002)
GCD Kit	Código en R que realiza cálculos petroquímicos, genera gráficos y permitir realizar cálculos estadísticos, evitando cualquier problema de licencia.	Erban <i>et al.</i> (2003)
PetroGraph	Utiliza grandes conjuntos de datos geoquímicos en un solo programa sin la necesidad de pasar de un software a otro, además del modelado de balance de masa, de fusión parcial y evolución de magma basados en elementos traza y en relaciones isotópicas.	Petrelli <i>et al.</i> (2005)
IgRoCs	En esta aproximación siguen estrictamente el esquema de clasificación y nomenclatura recomendado por la IUGS para rocas ígneas.	Verma y Rivera-Gómez (2013)
CIPWFULL	Calcula composiciones normativas CIPW integrales de rocas ígneas y se adhiere estrictamente a la formulación original del protocolo CIPW, corrigiendo las inexactitudes en las normas generadas por los programas actuales.	Al-Mishwat (2015)
NORRRM	Paquete en R cuyo propósito principal es calcular la Norma CIPW generando resultados muy consistentes que logran una correspondencia absoluta entre la suma de los pesos de entrada de los óxidos y la suma de los pesos de los minerales normativos.	González-Guzmán (2016)
IgPet	Proporciona más de 200 diagramas para definir el tipo de roca y sugerir asociaciones tectónicas. Incluyen el desarrollo y prueba de hipótesis sobre la fuente del conjunto ígneo, el proceso de fusión y los procesos evolutivos subsiguientes que incluyen la asimilación, la mezcla y la cristalización fraccionada.	Carr y Gazel (2017)
GeoPyTool	Desarrollan un código abierto para cálculos y gráficos geológicos para clasificación geoquímica, cálculo de parámetros, análisis estadístico básico y diagramas para geología estructural.	Yu <i>et al.</i> (2019)
PetroGram	Modelan los procesos magmáticos como la fusión, la cristalización, la asimilación y la mezcla de magma y es capaz de realizar discriminación tectónica, diagramas de correlación de múltiples elementos e isótopos.	Gündüz y Asan (2021)

Una de las técnicas de mayor aplicación para el análisis de datos geoquímicos es la de interpolación ponderada por distancia inversa (IDW, *Inverse Distance Weighted*; Lima *et al.*, 2003). En este método, los puntos contienen información específica (atributos) que se ponderan en una secuencia de interpolación, de tal manera que la influencia de un punto en relación con otros disminuye con la distancia desde el punto desconocido que se desea crear (Figura 1.3). La ecuación base para el análisis de interpolación IDW es:

$$z_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^n z_i w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (\text{Ec. 1.10})$$

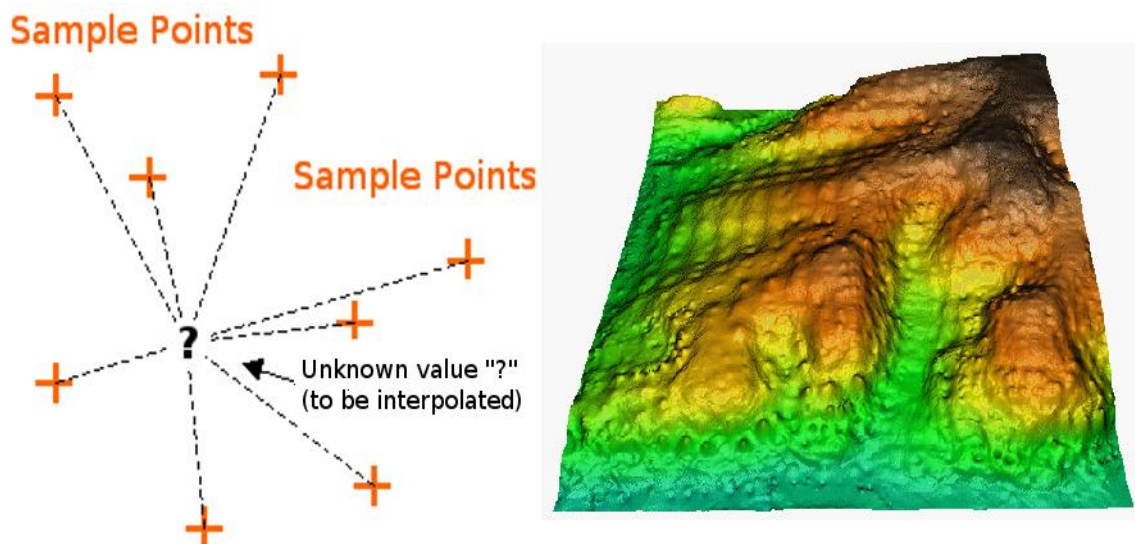


Figura 1.3: (a) Interpolación Distancia Inversa Ponderada basada en la distancia del punto de muestra ponderada. (b) Superficie interpolada de puntos vectoriales de elevación (Mitas y Mitasova, 1999).

En esta ecuación $z_{x,y}$ es el punto a estimar, z_i representa el valor del parámetro a interpolar en un punto específico, y w_i es el factor de ponderación en el procedimiento de interpolación y que es un peso que se le asigna al punto z_i . Esta ponderación w_i , que tiene una mayor magnitud entre puntos cercanos en comparación a puntos más distantes entre sí, se representa a través de la siguiente ecuación:

$$w_i = d_{x,y,i}^{-\beta} \quad (\text{Ec. 1.11})$$

La distancia entre $z_{x,y}$ y z_i está dada por $d_{x,y,i}$, y β es un número real positivo arbitrario llamado parámetro de potencia (normalmente $p = 2$; [Azpurua y Ramos, 2010](#)).

Recientemente, una aproximación de tipo *kriging* se ha aplicado al vulcanismo de la parte central del CVM a partir de marcadores geoquímicos que incluyen SiO_2 , elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y las relaciones Sr/Y y Ba/Nb ([Robidoux et al., 2020](#)). La información fue capturada en una base de datos ArcGIS y la interpolación se efectuó de acuerdo con el esquema de [Cuador Gil et al. \(2000\)](#). El método tiene por objetivo generar un estimador Z^* a partir de la combinación lineal de pesos asociados a cada localización donde fue muestreado un valor Z del fenómeno estudiado. Esta búsqueda tiene que cumplir las siguientes condiciones: (a) que el estimador sea insesgado ($\sum [Z^* - Z] = 0$) y (b) que la varianza $[Z^* - Z]$ sea mínima. Estas condiciones se cumplen a través de la relación:

$$Z_{SC}(x) = Z_K^*(x) + [Z_S(x) - Z_{SK}^*(x)] \quad (\text{Ec. 1.12})$$

donde $Z_{SC}(x)$ representa el valor simulado en el punto x por la simulación condicional; $Z_K^*(x)$ es el valor estimado en el punto x por el procedimiento de *kriging* a partir de los datos experimentales; $Z_S(x)$ es el valor simulado del punto x por la simulación no condicional; y $Z_{SK}^*(x)$ es el valor estimado en el punto x por el procedimiento de *kriging*, a partir de los valores simulados no condicionalmente en las ubicaciones correspondientes a los datos experimentales. Es importante señalar que el procedimiento de simulación obtiene una representación de datos con una variabilidad similar y correlación respecto de los datos reales.

1.3.3 Modelado de variables intensivas (Presión y Temperatura)

En la literatura se han documentado varios esquemas para estimar las condiciones presión y temperatura de formación de magmas a partir de su composición química. Por ejemplo, [Albarede \(1992\)](#) desarrolló un modelo en que efectúa la parametrización empírica de las variables intensivas para basaltos generados en diversos ambientes tectónicos, en función de la composición en SiO₂ y MgO:

$$t(^{\circ}C) = 2000 \frac{MgO}{SiO_2 + MgO} + 969 \quad (\text{Ec. 1.13})$$

$$\ln P \text{ (kbar)} = 0.00252t(^{\circ}C) - 0.12SiO_2 + 5.027 \quad (\text{Ec. 1.14})$$

En esta aproximación los valores de temperatura tienen un error cuadrado promedio de 40°C, mientras que la estimación de presión tendría una incertidumbre de 2.7 kbar.

Posteriormente, [Lee et al. \(2009\)](#) profundizaron en el proceso de parametrización por regresión lineal ponderada de los termobarómetros en la generación de magmas basálticos terrestres, considerando una serie de parámetros índices:

$$P(GPa) = \frac{\ln(Si_4O_8) - 4.019 + 0.0165(Fe_4Si_2O_8) + 0.0005(Ca_4Si_2O_8)^2}{-770T^{-1} + 0.0058T^{\frac{1}{2}} - 0.003(H_{16}O_8)} \quad (\text{Ec. 1.15})$$

$$T(^{\circ}C) = 916.45 + 13.68(Mg_4Si_2O_8) + \frac{4580}{Si_4O_8} - 0.509(H_{16}O_8)(Mg_4Si_2O_8) \quad (\text{Ec. 1.16})$$

con un error de 0.20 GPa para presión y de 40°C para la temperatura. Los parámetros índices Si_4O_8 , $Fe_4Si_2O_8$, $Ca_4Si_2O_8$, $Mg_4Si_2O_8$ y $H_{16}O_8$ se encuentran definidos de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$Si_4O_8 = 0.25 \times (SiO_2 - 0.5(FeO + MgO + CaO) - Na_2O - K_2O) \quad (\text{Ec. 1.17})$$

$$Fe_4Si_2O_8 = 0.25 \times FeO \quad (\text{Ec. 1.18})$$

$$Ca_4Si_2O_8 = 0.25 \times CaO \quad (\text{Ec. 1.19})$$

$$Mg_4Si_2O_8 = 0.25 \times MgO \quad (\text{Ec. 1.20})$$

$$H_{16}O_8 = 0.125 \times H_2O \quad (\text{Ec. 1.21})$$

En estas ecuaciones los componentes óxidos se encuentran en unidades de %mol re-normalizados al 100%.

Por otro lado, gran parte de las rocas volcánicas intermedias se caracterizan por incluir fenocristales de ortopiroxeno (opx; fórmula ideal: $MgSiO_3$) y clinopiroxeno (cpx; fórmula ideal: $MgCaSi_2O_6$) en su arreglo de minerales. La composición de estas especies, cuando se cumplen los requisitos de contacto íntimo entre el par opx-cpx y una condición de equilibrio, reflejada por un coeficiente de partición del intercambio Fe – Mg:

$$K_D(Fe - Mg)^{cpx-opx} = \frac{\left(\frac{X_{Fe}^{cpx}}{X_{Mg}^{cpx}}\right)}{\left(\frac{X_{Fe}^{opx}}{X_{Mg}^{opx}}\right)} = 1.09 \pm 0.14 \quad (\text{Ec. 1.22})$$

se ha utilizado para modelar la temperatura y presión de cristalización ([Putirka, 2008](#)). En esta ecuación x_{Fe}^{cpx} , x_{Mg}^{cpx} , x_{Fe}^{opx} y x_{Mg}^{opx} representan las fracciones catiónicas de Fe^{+2} y Mg^{+2} en estos minerales. Las ecuaciones para efectuar esta aproximación son:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C \pm 70)} = 13.4 - 3.4 \ln \left(\frac{X_{EnFs}^{cpx}}{X_{opx}^{cpx}} \right) + 5.59 \ln(X_{Mg}^{cpx}) - 8.8(Mg\#^{cpx}) + 23.85(X_{Mn}^{opx}) + 6.48(X_{FmAl_2SiO_6}^{opx}) - 2.38(X_{Di}^{cpx}) - 0.044P(kbar) \quad (\text{Ec. 1.23})$$

$$P(kbar \pm 2.8) = -279.8 + 293(X_{Al(VI)}^{opx}) + 455(X_{Na}^{opx}) + 229(X_{Cr}^{opx}) + 519(X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}) - 563(X_{En}^{opx}) + 371(X_{Di}^{opx}) + 327(a_{En}^{opx}) + \frac{1.19}{K_f} \quad (\text{Ec. 1.24})$$

Para estas ecuaciones $EnFs = FeO + MgO + MnO$, mientras que X_{EnFs}^{cpx} , X_{EnFs}^{opx} , X_{Di}^{cpx} y X_{En}^{opx} representan las fracciones moleculares en cpx y opx, X_{Mn}^{opx} , $X_{Al(VI)}^{opx}$, X_{Na}^{opx} y X_{Cr}^{opx} son las fracciones cationicas de Mn^{+2} , Al^{+6} , Na^+ y Cr^{+3} en estos minerales y $Mg\#^{cpx}$ es el valor de magnesio para el cpx. Adicionalmente, a_{En}^{opx} es la actividad de la enstatita en el opx y el término $K_f = X_{Ca}^{opx} / 1 - X_{Ca}^{opx}$.

Una revisión de otros sistemas de geotermómetros y geobarómetros aplicables al estudio de rocas volcánicas puede ser consultada en [Putirka \(2008\)](#).

1.3.4 Modelado de procesos magmáticos

La composición geoquímica, especialmente en elementos traza, y las relaciones isotópicas (principalmente en los sistemas Sr-Nd-Pb) se han utilizado ampliamente para inferir y evaluar los procesos magmáticos involucrados en la generación y evolución de las rocas volcánicas ([López Ruiz y Cebriá Gómez, 1990](#); [Rollinson, 1993](#); [Zou, 2007](#)). Estos procesos incluyen: (a) fusión parcial del manto; (b) cristalización fraccionada; (c) asimilación-cristalización fraccionada; (d) fusión parcial de corteza y (e) mezcla de magmas.

En el caso de la *fusión parcial del manto*, el primer punto es identificar las rocas que pudieran representar líquidos parentales de características cuasi-primarias (con una derivación directa desde un manto peridotítico [olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno] + fase-Al \pm minerales hidratados; fase-Al = plagioclasa-Ca, espinela o granate en función de la presión; minerales hidratados son, generalmente, anfíbol o flogopita). Para el caso de los basaltos oceánicos se han propuesto como criterios ([Wilson, 1989](#); [Velasco-Tapia y Verma, 2001](#)): $Mg\# [100 * Mg / (Mg + Fe^{+2})] > 63$, $FeO^t / MgO < 1$, $Ni > 400-500$ ppm, $Cr > 1000$ ppm. En el caso de basaltos continentales, [Luhr \(1997\)](#) propuso como criterios de identificación $Mg\# > 62$ y $MgO > 6.0\%$.

La ecuación básica para describir el proceso de fusión parcial en equilibrio utilizando elementos traza de carácter incompatible (tipo LILE o HFSE) es:

$$C^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + F(1 - P^i)} \quad (\text{Ec. 1.25})$$

donde C^i y C_0^i representan respectivamente las concentraciones del elemento traza i en el líquido primario y en la fuente peridotítica, D_0^i es el coeficiente de partición global en la fuente previo al proceso para el elemento i y F es el grado de fusión parcial. El término P^i representa el coeficiente de partición de la norma de líquido, es decir la proporción en la que se funde cada uno de los minerales de la fuente. Sin embargo, en el caso de elementos altamente incompatibles ($D_0^i < 1$) se tiene que $D_0^i \sim P^i$. De esta forma, la aproximación depende en gran medida de utilizar valores adecuados de coeficientes de partición. Una amplia base de datos puede ser consultada en la página web de *Geochemical Earth Reference Model* (<https://earthref.org/KDD/>).

Por otra parte, existen dos tipos de aproximación de fusión parcial (Zou, 2007): (a) el modelado directo, en donde a partir de una composición mineralógica y geoquímica conocida para la fuente se intenta reproducir la composición de los líquidos producto y (b) el modelado inverso, en donde a partir de un grupo de rocas para las que se asume una condición cogenética (todas derivadas de una fuente homogénea a diferentes grados de fusión) se modela la composición de la fuente y el grado de fusión parcial.

El proceso más simple de evolución magmática es la *crystalización fraccionada* de un arreglo de minerales. De forma tradicional, se ha inferido su operación a partir de variaciones lineales en diagramas de Harker con base en SiO_2 o MgO (Rollinson, 1993). Sin embargo, es necesario justificar el dominio de este proceso considerando los siguientes criterios: (a) el grupo de rocas involucradas deberán mostrar valores de relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares en el intervalo de SiO_2 o MgO , o (b) patrones normalizados

de lantánidos o multi-elementos con la misma morfología y con un incremento en el contenido de elementos incompatibles con el aumento de SiO₂.

La ecuación básica para modelar el proceso de cristalización fraccionada utilizando la composición de elementos traza es (Zou, 2007):

$$C_L = C_0 F^{(D^i-1)} \quad (1.26)$$

donde C_L y C_0 representan respectivamente la composición del elemento traza i en el líquido resultante de la cristalización fraccionada y en líquido original, F es la proporción de líquido remanente y D^i es el coeficiente de partición global del arreglo de minerales que precipita a partir del líquido original.

Sin embargo, el proceso de evolución magmática más común en zonas con un espesor cortical > 25 km y condiciones de *underplating* es la *asimilación acoplada a la cristalización fraccionada (AFC)*. Los líquidos básicos generados en el manto superior generalmente presentan temperaturas > 1000°C, la cual es en muchos casos superior al punto de fusión de la corteza inferior y/o superior. Esto provoca para la incorporación de material al líquido original, el cual además fraccionaría un arreglo de minerales en su camino hacia la superficie.

Zou (2007) reportó la ecuación básica para modelar la composición de elementos traza incompatibles durante un proceso AFC:

$$C_L = C_0 \left[f' + \frac{r}{r-1+D^i} * \frac{C_A}{C_0} (1 - f') \right] \quad (\text{Ec. 1.27})$$

donde C_L y C_0 representan respectivamente la composición del elemento traza i en el líquido resultante de la asimilación-cristalización fraccionada y en el líquido original, r es la relación de la tasa de asimilación a cristalización fraccionada, C_A es la composición del elemento traza i en el asimilante, D^i es el coeficiente de partición del arreglo de minerales que está cristalizando, y finalmente, f' está definido por la ecuación:

$$f' = F^{-(r-1+D^i)/(r-1)} \quad (\text{Ec. 1.28})$$

donde F es la fracción de magma remanente después del proceso AFC.

En algunos casos, la transferencia de calor de los líquidos derivados por fusión parcial del manto en su trayectoria hacia la superficie puede provocar la *anatexis cortical*. [Clemens \(2006\)](#) señaló que el término “granito” representa un magma que cubre composiciones entre los sienogranito a tonalita. Estos líquidos se generan a partir de protolitos corticales bajo condiciones específicas de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno. Este autor mencionó que las temperaturas requeridas para la generación de granitos por *anatexis cortical* son comparables a las necesarias para un metamorfismo en facies de anfibolita a granulita.

Sin embargo, la fusión parcial ocurrirá en general bajo condiciones de un incremento en el espesor cortical y durante el colapso orogénico de la corteza, con una importante incorporación de fluidos y en condiciones de alto flujo de calor ($> 65 \text{ mW/m}^2$). Un escenario favorable para que se den tales condiciones es durante procesos de *underplating/intraplating* de magmas básicos.

[Verma \(1999\)](#) reportó que parte del vulcanismo ácido de la parte central del CVM ha sido generado por la fusión parcial de corteza inferior granulítica y heterogénea en condiciones extensivas. En esta aproximación se aplicó la ecuación básica de fusión parcial en equilibrio de acuerdo a un modelo directo.

Finalmente, el último proceso de evolución es la denominada mezcla incompleta de magmas (*magma mingling*), la cual es más eficiente a medida que exista un mayor contraste entre los polos magmáticos. En estos casos, las rocas con evidencia de *mingling* se caracterizan por mostrar ([Gençalioglu Kuşcu y Floyd, 2001](#)): (a) arreglos minerales en desequilibrio (por ejemplo, presencia de olivino y cuarzo en la misma roca), (b) minerales que presentan bordes de reacción (por ejemplo, fenocristales de cuarzo con coronas de reacción de piroxeno), (c) cristales de plagioclasa y/o piroxeno con texturas normales y anubarradas o con zonados simples e inversos en la misma muestra y (d) la presencia de enclaves magmáticos.

La inferencia de este proceso se efectúa a través de arreglos lineales en diagramas de Harker de elementos mayores o traza de tipo compatible (Ni, Cr, V) o de modelos no lineales de relaciones de elementos. La composición de las rocas mezcladas se explica a través de balance de masas con proporciones variables entre los dos polos magmáticos (Velasco-Tapia, 2014).

A través del tiempo se han realizado esfuerzos para desarrollar programas y hojas de cálculo para desarrollar el modelado geoquímico de procesos magmáticos (por ejemplo, Gündüz y Asan, 2021).

1.3.5 Discriminación tectonomagmática

De forma tradicional, la afinidad tectónica del vulcanismo se ha inferido de forma cualitativa utilizando la concentración y relaciones de elementos traza representados en diagramas binarios y/o ternarios. Un extenso resumen de estas herramientas se puede revisar en Rollinson (1993). Sin embargo, la potencialidad y precisión de estos diagramas ha sido cuestionada debido a que (Agrawal y Verma, 2007; Li *et al.*, 2015): (a) se han construido a partir de bases de datos relativamente limitadas; (b) se establece una delimitación arbitraria (“a ojo de pájaro”) de campos asociados a ambientes específicos; (c) un manejo estadístico inadecuado de datos composicionales; (d) la inmovilidad geoquímica parcial de los elementos utilizados y (e) solapamiento de datos procedentes de ambientes diferentes.

A fin de superar estas limitaciones, se han desarrollado varias propuestas alternativas. Por ejemplo, Vermeesch (2006) desarrolló un esquema basado en la técnica multivariada de “árboles de clasificación” mediante una función constante escalonada para discriminar basaltos. Saccani (2015) reportó la discriminación de basaltos ofiolíticos a partir del análisis de autocorrelación de concentraciones de elementos inmóviles normalizados a MORB. Por su parte, Zhang *et al.* (2019) propusieron la discriminación de basaltos oceánicos con base en un análisis de tipo Big Data. El proceso considera cuatro etapas: (a) construcción de elipses de confianza en varios espacios, (b) cálculo de tasas de solapamiento, (c) elección de

la combinación de variables a graficar y (d) evaluación de la discriminación por medio de la herramienta SVM (*support vector machine*) de análisis de regresión lineal.

Finalmente, [Verma \(2020b\)](#) ha propuesto, en este trabajo y en algunos citados en este mismo documento, una serie de diagramas para inferir ambiente tectónico a través del análisis de discriminación lineal y canónico de relaciones logarítmicas transformadas de elementos mayores y traza para rocas ígneas.

1.4 Justificación, objetivo e hipótesis de trabajo

El origen y evolución del vulcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano Central que presenta edades del Mioceno – Presente ([Gómez Tuena et al., 2018](#)) es un tema de debate. Sin embargo, la mayor parte de los modelos petrológicos (fuente, condiciones de fusión parcial, procesos de evolución y ambiente tectónico) propuestos se sustentan en el análisis convencional de información geoquímica. El uso de técnicas matemáticas y estadísticas ha sido relativamente limitado en la interpretación de datos de elementos mayores y traza ([Velasco-Tapia, 2014](#)).

En este trabajo se plantea contribuir a la interpretación sobre el origen y evolución del vulcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano Central a través de: (a) reconocer y coleccionar muestras de estructuras volcánicas (conos cineríticos, depósitos piroclásticos, flujos de lava y domos), (b) determinar textura y arreglo de minerales, así como composición geoquímica de muestras coleccionadas, (c) desarrollar el análisis convencional de la información geoquímica y (d) aplicar técnicas geoquimiométricas para clasificación y distribución espacial de litologías, evaluar variables intensivas (presión-temperatura), inferir ambiente tectónico y evaluar los procesos magmáticos dominantes asociados al vulcanismo.

La aplicación de herramientas estadísticas y geoquimiométricas, que incluyen el balance de masa con incertidumbre, análisis multivariado de clúster y de discriminación y técnicas de regresión lineal, permitirá contribuir a un mayor conocimiento sobre la petrología del vulcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

CAPÍTULO 2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Introducción

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; [Figura 2.1](#)) es una provincia geológica constituida por aproximadamente 8000 estructuras que incluyen conos cineríticos, volcanes escudo, estratovolcanes, domos y calderas ([Ferrari *et al.*, 2012](#); [Verma, 2015a](#); [Gómez-Tuena *et al.*, 2018](#)). Presenta una orientación general E-W con una extensión de aproximadamente 1000 km y un ancho variable entre 50 y 300 km. Su estudio es una de los temas centrales de la geología mexicana, ya que ([Velasco-Tapia y Verma, 2013](#)): (a) existe un debate en relación al marco tectónico y los procesos ígneos involucrados en su origen; (b) la mayor parte de la población del país vive dentro de sus límites incluyendo grandes centros urbanos, tal como la Ciudad de México, Guadalajara, Querétaro, Puebla, Cuernavaca o Jalapa, siendo expuestos a peligro sísmico y volcánico; y (c) se ubican las principales plantas de generación de electricidad por vía geotérmica (La Primavera, Los Humeros, Los Azufres, etc.), así como sitios potenciales para su explotación.

El CVM, con base en sus características geológicas y tectónicas, se ha dividido en tres sectores ([Demant, 1978](#); [Pasquaré *et al.*, 1987](#)): (a) zona occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; (b) zona central comprendida entre la zona occidental y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y (c) zona oriental que se encuentra entre este sistema de fallas y la costa del Golfo de México. Sin embargo, se ha generado una gran cantidad de información geológica, geoquímica, geofísica y geocronológica en centros volcánicos específicos con el fin de entender el origen y evolución de la provincia. Estos se han combinado para construir aproximaciones para una zona o generales aplicables a toda la provincia ([Ferrari *et al.*, 2000](#); [Gómez-Tuena *et al.*, 2007](#); [Verma, 2015a,b](#); [Verma *et al.*, 2016a](#)).

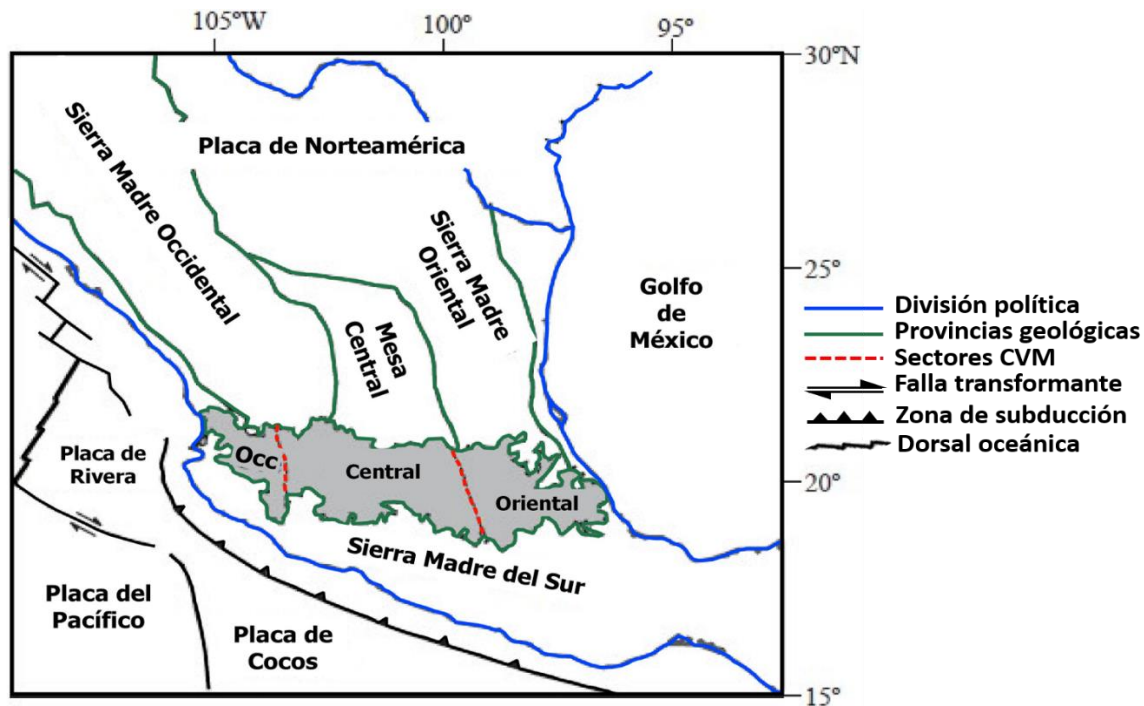


Figura 2.1. Ubicación del Cinturón Volcánico Mexicano, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas que interactúan en el territorio nacional (Adaptado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

De forma particular, la región central de la provincia se considera un área clave para explicar el origen del vulcanismo (Velasco-Tapia y Verma, 2013). Esta incluye sistemas de conos monogenéticos, flujos, domos y estratovolcanes (Nevado de Toluca, Tláloc, Popocatepetl e Iztaccíhuatl). Aunque existe una gran cantidad de información mineralógica y geoquímica publicada para esta zona, al momento no está disponible un trabajo que integre una base de datos que considere (a) información espacial y geocronológica de las estructuras volcánicas, (b) textura, arreglo y composición de minerales, (c) composición química e isotópica de las rocas y (d) un modelo integrado y consistente con el marco geológico-tectónico que tenga un consenso general. Como ya se ha señalado, para alcanzar este objetivo es necesario considerar la información geodinámica, geológica y vulcanológica disponible para la región.

En el presente capítulo se presenta un resumen que incluye: (a) el marco geodinámico, (b) geología estructural, (c) la diversidad geoquímica en la provincia, (d) un esquema sobre la evolución espacial y temporal de la actividad, (e) los

modelos que se han propuesto para explicar el origen del vulcanismo y, debido a los objetivos planteados en la tesis, (f) una descripción de la parte central del CVM.

2.2 Marco geodinámico

La placa de Cocos, que se generó como producto de la fragmentación de la placa Farallón (~23 Ma), subduce bajo la placa Norteamericana en la zona de la Trinchera Mesoamericana con una velocidad de convergencia entre 5 a 9 cm/año (Figura 2.2; Manea *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2015). En su región noroeste, en los límites con la placa de Rivera, la placa de Cocos subduce con un ángulo de ~50°. Sin embargo, la subducción de la placa cambia a sub-horizontal y oblicua hacia el sureste de forma paulatina hasta alcanzar el estado de Guerrero. En dirección al Istmo de Tehuantepec, el ángulo de subducción se incrementa nuevamente hasta ~30°. Estudios de anisotropía sísmica en un perfil de Acapulco hacia la Ciudad de México confirman una subducción subhorizontal. Sin embargo, en el límite sur del CVM, la placa se hunde de forma abrupta hacia el manto y tiene lugar un desacoplamiento entre la placa oceánica y la continental (Bernal-López *et al.*, 2016).

Por su parte, la placa Rivera es un fragmento separado de la de Cocos, que empezó a interactuar como una microplaca independiente desde hace aproximadamente 10 Ma (Figura 2.3; Manea *et al.*, 2013; Gómez-Tuena *et al.*, 2018). Esta placa, delimitada por la zona de fractura Rivera, la placa de Cocos, la zona de fractura Tamayo y la Trinchera Mesoamericana, subduce bajo Norteamérica a una tasa promedio de 2.3 cm/año con edades entre 8 Ma en el norte a 3 Ma en el sector sur. Estudios sísmicos indican que la frontera de Cocos y Rivera representa una zona de transtensión, que se proyecta dentro del continente hacia el complejo volcánico de Colima (Álvarez y Yutsis, 2015).

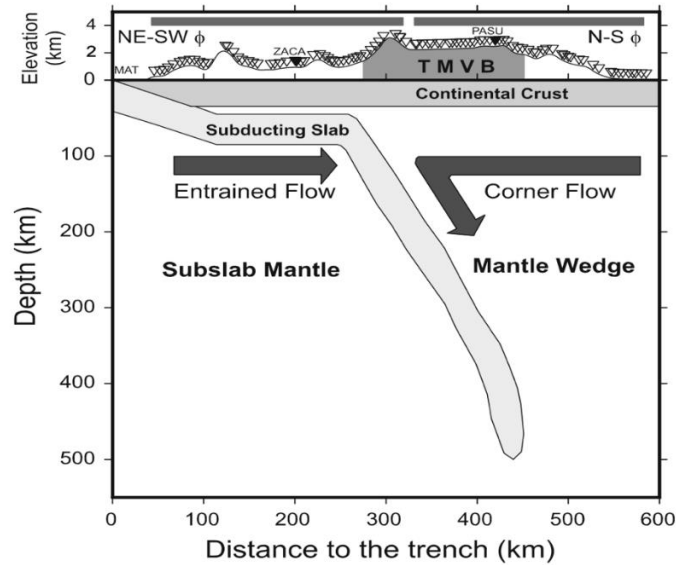


Figura 2.2. Sección transversal a lo largo del arreglo MASE que muestra un esquema propuesto para la geometría de la placa de Cocos (Bernal-López et al., 2016).

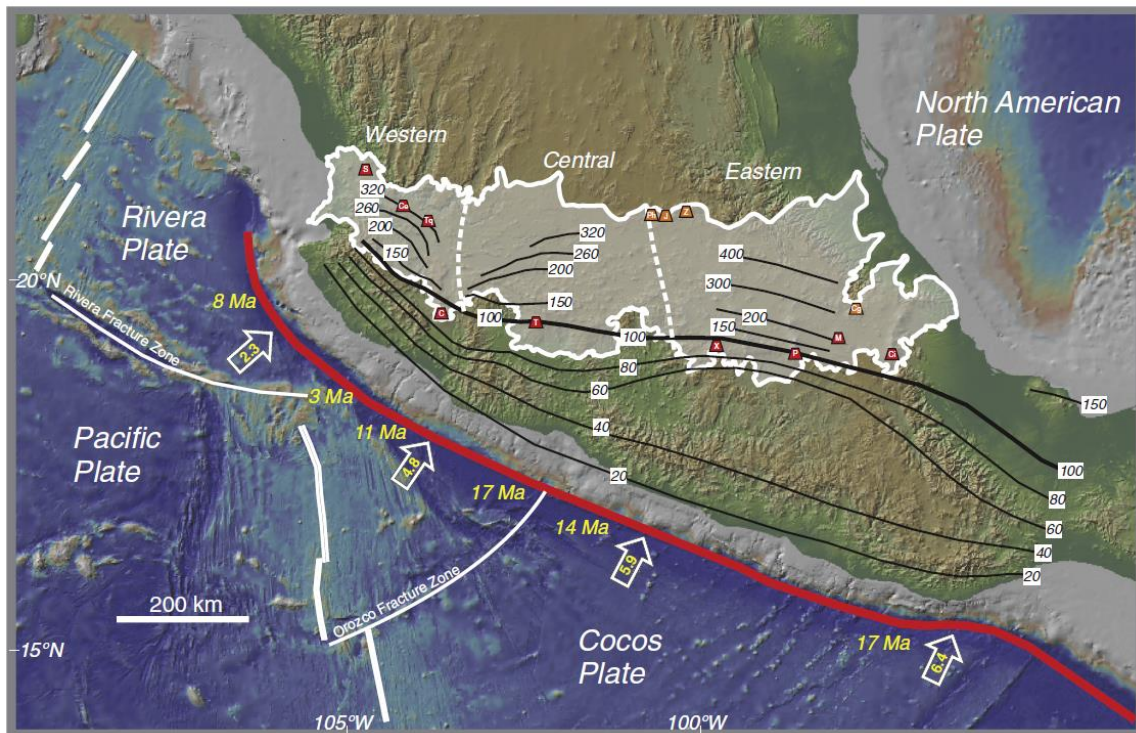


Figura 2.3. Cinturón Volcánico Mexicano. Los contornos negros representan la profundidad de la placa (km). Edad (Ma) y tasa de convergencia (cm/año) de placas. Estratovolcanes (W a E): Sangangüey (S), Ceboruco (Ce), Tequila (Tq), Colima (C), Tancítaro (T), Palo Huérfano (Ph), La Joya (J), Zamorano (Z), Xinantécatl (X), Nevado de Toluca, Popocatepetl (P), Malinche (M), Cerro Grande (Cg), Citlaltépetl (Ci; Pico de Orizaba) (Gómez-Tuena et al., 2018).

2.3 Geología estructural

Considerando aspectos morfoestructurales y a partir de imágenes *Landsat MSS*, Márquez González (1998) dividió el CVM en cuatro sectores estructurales y vulcanológicos, las cuales aproximadamente corresponden a la unidades morfoestructurales de Pasquaré *et al.* (1987): (1) la *zona occidental*, desde la costa del Pacífico hasta el lago de Chapala, que se caracteriza por sistemas de fracturas NW-SE; (2) la *zona centro-occidental*, desde el lago de Chapala hasta la zona de la falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende, que incluye: (a) la Meseta Tarasca, limitada por sistemas de fallas SE-NW y ENE-WSW, cubierta por conos piroclásticos, conos de lava y domos de edad Cuaternaria, (b) la mayor parte de la Meseta León-Guanajuato, en la cual dominan los sistemas de fallas N-S y NNE-SSW con algunos centros volcánicos recientes y (c) la Depresión Central, ubicada desde el lago de Chapala hasta Querétaro y que se encuentra limitada al norte y al sur principalmente por sistemas de fallas ENE-WSW y SE-NW; (3) la *zona centro-oriental*, desde la falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende hasta los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, que incluye: (a) la parte occidental de la Meseta de León-Guanajuato y (b) la Zona de Fractura Querétaro, constituida por un sistema complejo de grabenes, formados por la interacción de bloques fallados ENE-WSW con al falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende; (4) la *zona oriental*, desde los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl hasta la costa del Golfo de México, la cual cubre la parte oriental de la Meseta Oriental, donde se ubica la cadena volcánica norte-sur del Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Este sector se caracteriza por un fallamiento limitado en comparación con el resto del CVM.

2.4 Evolución espacial y temporal del vulcanismo

De acuerdo con Gómez-Tuena *et al.* (2005), partiendo de un modelo de arco, la historia geológica del CVM se puede dividir en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío; (2) un episodio máfico del Mioceno tardío; (3) un episodio

silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano; y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío.

Se ha propuesto que la actividad del CVM se inició durante el Mioceno temprano y medio (23-13 Ma), como resultado de una rotación gradual en sentido anti-horario del arco magmático que formó la Sierra Madre Occidental. Estas primeras manifestaciones se encuentran en el estado de Michoacán y al sur de la Ciudad de México (Figura 2.4). Por otra parte, se han reportado exposiciones de rocas volcánicas y plutónicas del Mioceno temprano y medio en el Istmo de Tehuantepec (Oaxaca), así como en Nayarit y Baja California (Grupo Comondú) Gómez-Tuena *et al.*, 2005. Sin embargo, éstas se han considerado, respectivamente, como las manifestaciones más jóvenes de la Sierra Madre del Sur y de la Sierra Madre Occidental, aunque forman parte del entorno geodinámico de transición hacia las etapas iniciales del CVM.

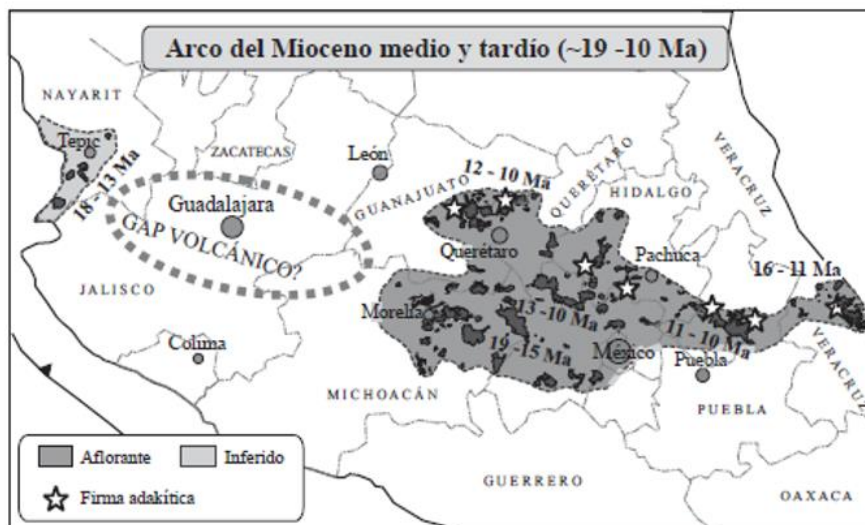


Figura 2.4. Arco del Mioceno medio y tardío (~19-10 Ma; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Después de esta etapa inicial, y durante todo el Mioceno, el magmatismo migró gradualmente hacia el norte en los sectores oriental y central del CVM, formando los complejos de estratovolcanes de Palo Huérfano - La Joya - Zamorano (Ph-LJ-Z) en Querétaro a 12-10 Ma (Figura 2.5), el volcán Cerro

Grande en Puebla a 11-10 Ma, y las unidades plutónicas a subvolcánicas de Palma Sola en Veracruz a 16-11 Ma. Posteriormente, el vulcanismo se reanudó en el Mioceno tardío como una provincia ígnea máfica generalizada. Las edades publicadas del episodio máfico varían de 11.5-8 Ma. Un episodio máfico composicionalmente similar, pero ligeramente más joven 11-7 Ma y menos voluminoso se extendió hacia el este hasta el área de Querétaro, mientras que un vulcanismo máfico esporádico de carácter mayormente intraplaca se vuelve gradualmente más joven hacia el este, llegando al Golfo de México en el área de Palma Sola entre 7 y 4.3 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

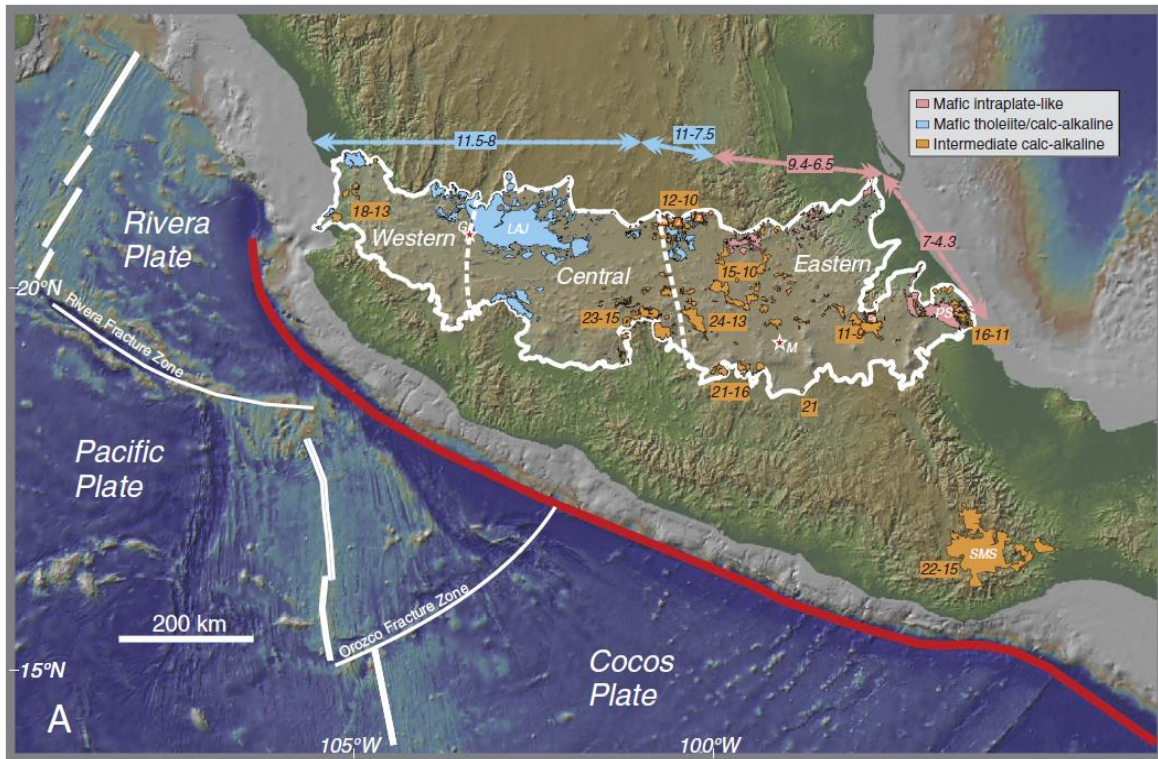


Figura 2.5. Distribución del vulcanismo intermedio y máfico del CVM en el Mioceno tardío. Estratovolcanes del Mioceno en naranja, Cerro Grande (Cg), Palo Huérano (Ph), La Joya (J), Zamorano (Z). Edad de rocas volcánicas (en Ma). Meseta de Los Altos de Jalisco (LAJ); Macizo de Palma Sola (PS) (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

Al final del Mioceno y dentro del Plioceno (Figura 2.6), el magmatismo comenzó a migrar hacia la trinchera, mostrando una mayor evolución química y voluminosas erupciones, asociadas a calderas, se generaron ignimbritas riolíticas

generalizadas en los sectores oriental y central del arco, mientras que el vulcanismo silíceo y bimodal (silicio y máfico) fue efusivo en el sector occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2018). Cabe destacar que esta migración hacia el Sur no debería esperarse considerando un modelo clásico de arco. Por el contrario, la migración debería ocurrir en dirección contraria a la trinchera y con una composición más alcalina (Tatsumi y Eggins, 1995).

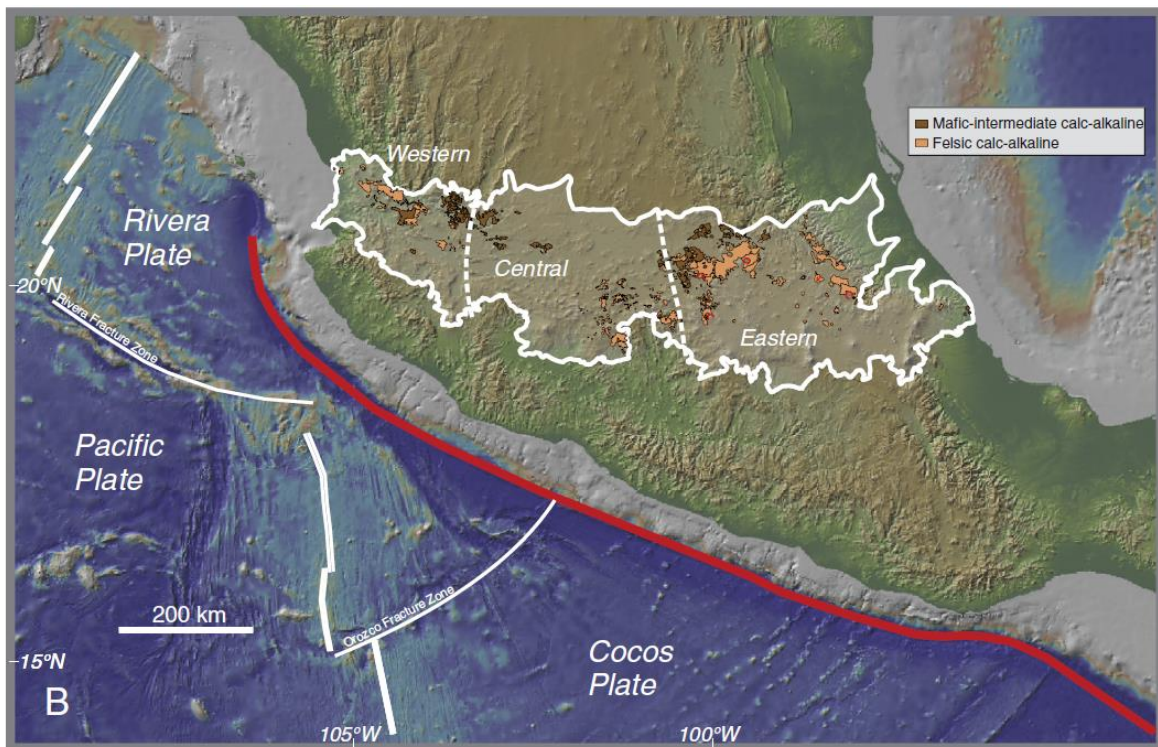


Figura 2.6. Distribución del vulcanismo silíceo a bimodal del CVM a finales del Mioceno y Plioceno temprano (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

Se ha reportado que el episodio más reciente del CVM se inició en el Plioceno y se extiende hasta la actualidad, caracterizado por una extraordinaria diversidad vulcanológica y composicional. Durante este episodio se formaron los campos monogenéticos Michoacán-Guanajuato (MGVF) y Chichinautzin (SCN), así como los estratovolcanes mexicanos más emblemáticos (Figura 2.7). Sin embargo, el vulcanismo monogenético está muy extendido a lo largo del CVM y se puede encontrar en casi cualquier región del arco desde el Plioceno tardío, con

conos de ceniza que a menudo están alineados con las estructuras tectónicas regionales. Al este, todos los estratovolcanes activos se encuentran en el frente volcánico o cerca de él, formando una alineación oblicua de $\sim 16^\circ$ con respecto a la trinchera (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

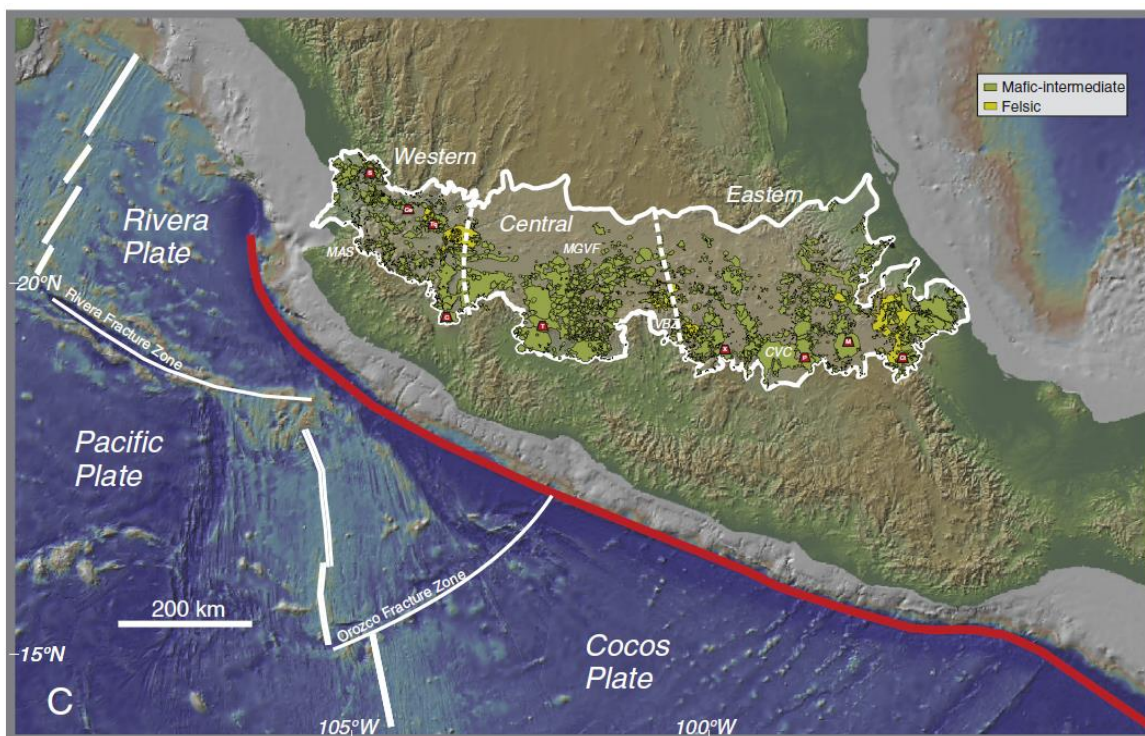


Figura 2.7. Distribución del vulcanismo a partir del Plioceno tardío en el CVM. Campo volcánico Mascota (MAS), campo volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF), campo volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (VBZ) y campo volcánico Chichinautzin (SCN). Grandes estratovolcanes cuaternarios andesíticos, Sangangüey (S), Ceboruco (Ce), Tequila (Tq), Colima (C), Tancitaro (T), Xinantécatl (X; Nevado de Toluca), Popocatepetl (P), Malinche (M), Citlaltépetl (Ci; Pico de Orizaba) (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

2.5 Diversidad geoquímica

Las rocas que conforman al CVM se encuentran relativamente enriquecidas en Na_2O y K_2O y en elementos traza incompatibles. El conjunto magmático más común es el sub-alcalino, en el que las andesitas intermedias de potasio medio constituyen la litología dominante (Figura 2.8; Gómez-Tuena *et al.*, 2018). Sin embargo, es de destacar la presencia de un vulcanismo básico (<15% en volumen) con características extensivas a través de toda la provincia.

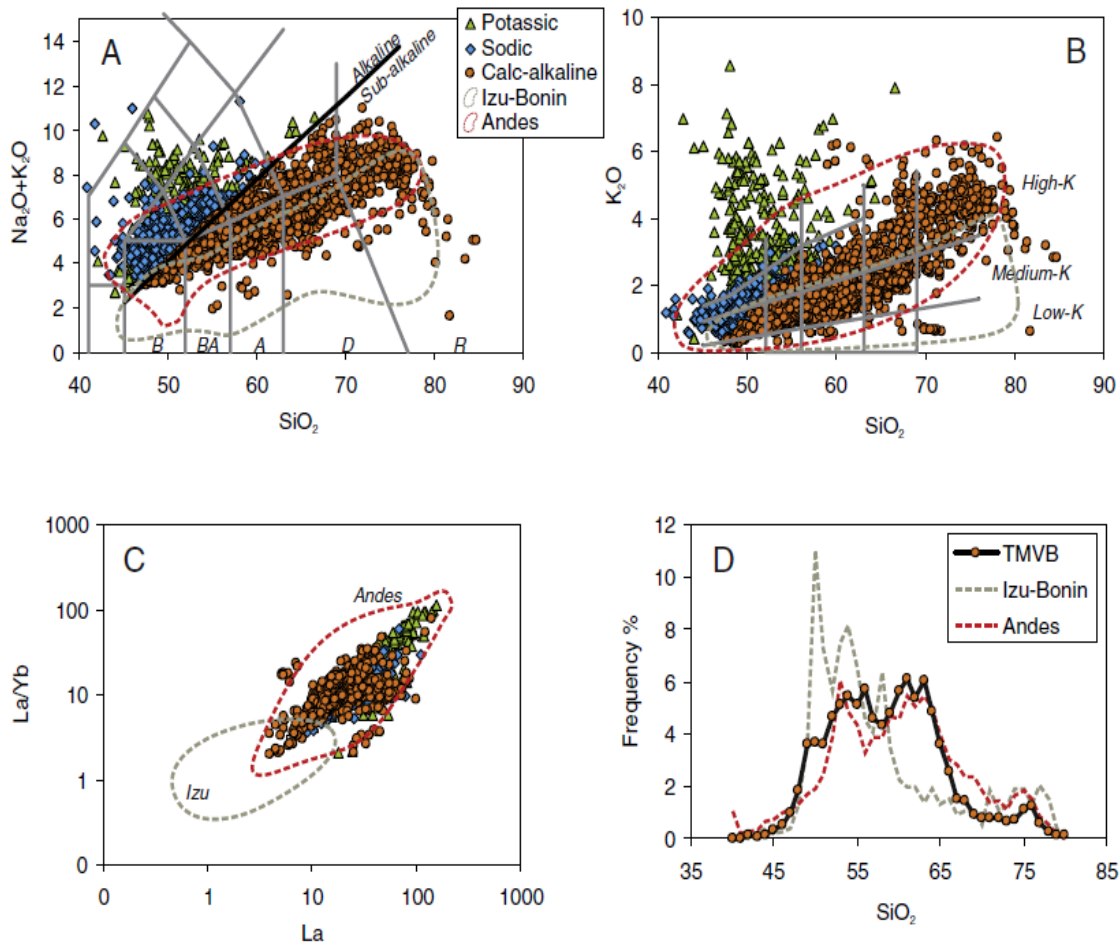


Figura 2.8. Composiciones químicas de rocas del Cinturón Volcánico Mexicano en comparación con un arco de corteza delgada como Izu-Bonin y el arco andino de corteza gruesa. Las composiciones químicas de las rocas volcánicas en el CVM son notablemente similares a las de los Andes, a excepción de las variedades ricas en potasio. (a) Diagrama de clasificación de álcali total frente a sílice. Basalto (B), basalto-andesita (BA), andesita (A), dacita (D) y riolita (R), (b) diagrama de clasificación de potasio versus sílice, (c) diagrama de variación de La/Yb versus La, (d) distribución de sílice de muestras analizadas en CVM en comparación con los arcos andino e Izu-Bonin (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

2.6 Hipótesis sobre el origen del vulcanismo

Como se ha expuesto en el apartado anterior, el CVM se ha originado a través de procesos complejos. No existe una hipótesis totalmente aceptada para explicar su origen. Con el desarrollo de la tectónica de placas, se propuso relacionar con un modelo de subducción. Sin embargo, observaciones geológicas (por ejemplo, no existe paralelismo entre la trinchera y la alineación de los aparatos volcánicos), geofísicas (por ejemplo, un alto régimen de calor) y

geoquímicas (por ejemplo, coexistencia en tiempo y espacio de magmas alcalinos y sub-alcalinos) dificultan esta aproximación (Márquez *et al.*, 1999b).

Como una solución, se han propuesto diferentes aproximaciones para poder dar una explicación sobre el origen del CVM (Velasco-Tapia *et al.*, 2013): (a) modelos híbridos que involucran fuentes de manto (Figura 2.9; Ferrari *et al.*, 2005; Gómez-Tuena *et al.*, 2018), (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.*, 1999a) y (c) el proceso de extensión en curso a lo largo del CVM (Figura 2.10; Verma *et al.*, 2016b).

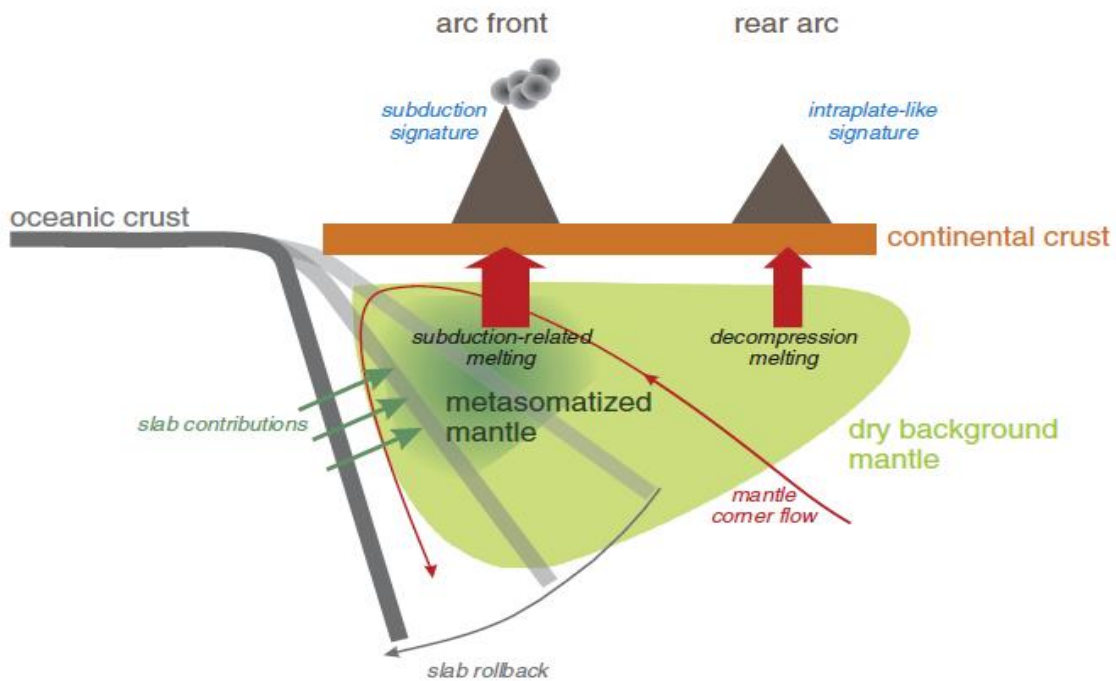


Figura 2.9. El origen tectónico del magmatismo intraplaca como consecuencia del retroceso de la placa (Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

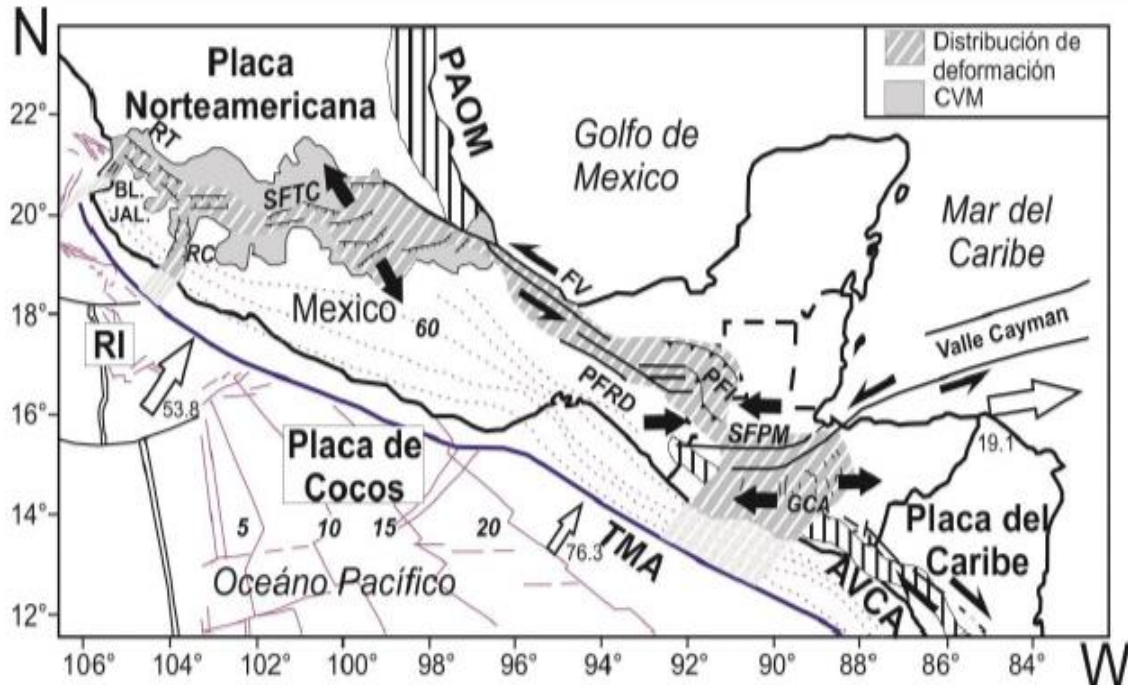


Figura 2.10. Ubicación y ambiente tectónico actual del Cinturón Volcánico Mexicano (Verma *et al.*, 2016b).

2.7 Cinturón Volcánico Mexicano Central

2.7.1 Marco geológico - estructural

Esta zona tiene un área aproximada de 5945 km² y se sitúa aproximadamente a 280 km hacia el NE de la trinchera Mesoamericana. Se conforma por un importante campo monogenético, la Sierra de Chichinautzin (SCN), separado por grandes estratovolcanes (al este por el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl y la Sierra Nevada y al oeste por el Nevado de Toluca; Figura 2.11). La SCN incluye aproximadamente 227 estructuras volcánicas que reflejan actividad efusiva y explosiva (conos cineríticos, volcanes escudo, domos y depósitos piroclásticos; Arce *et al.*, 2019).

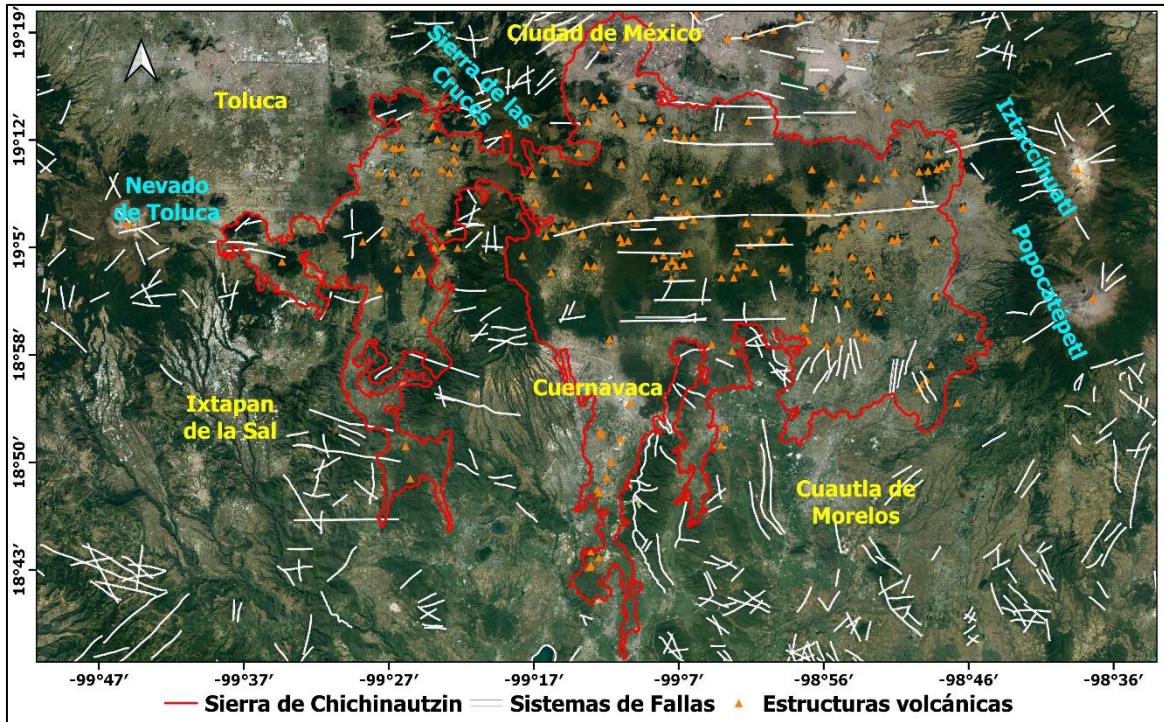


Figura 2.11. Cinturón Volcánico Mexicano Central, que incluye el campo monogénico de la Sierra de Chichinautzin, la Sierra Nevada, la Sierra de las Cruces y los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca. En el mapa se incluye la distribución de las estructuras volcánicas (triángulos naranjas) y los sistemas de falla (líneas blancas) principales de acuerdo con lo reportado por [Márquez et al. \(1999\)](#), [Campos-Enríquez et al. \(2015\)](#), INEGI, 2000.

En la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano se han reportado diferentes sistemas de fallas, la mayoría de tipo normal de orientación E-W y con componente lateral izquierda, algunas de ellas sísmicamente activas ([Johnson y Harrison, 1990](#); [Suter et al., 1992, 1995](#); [Ego y Ansan 2002](#); [Arce et al., 2019](#); [Figura 2.12](#)). Estos elementos delimitan estructuras de graben, que se encuentran rellenas de material volcánico. De acuerdo con [Marquez et al. \(2001\)](#), la geometría de estas estructuras sugiere que la tasa extensional se incrementa hacia el W. Este escenario tectónico se complementa con fallas normales activas N-S a NNW, relacionadas a la prolongación hacia el S de la provincia del *Basin & Range* mexicano ([Henry y Aranda-Gómez, 1992](#)).

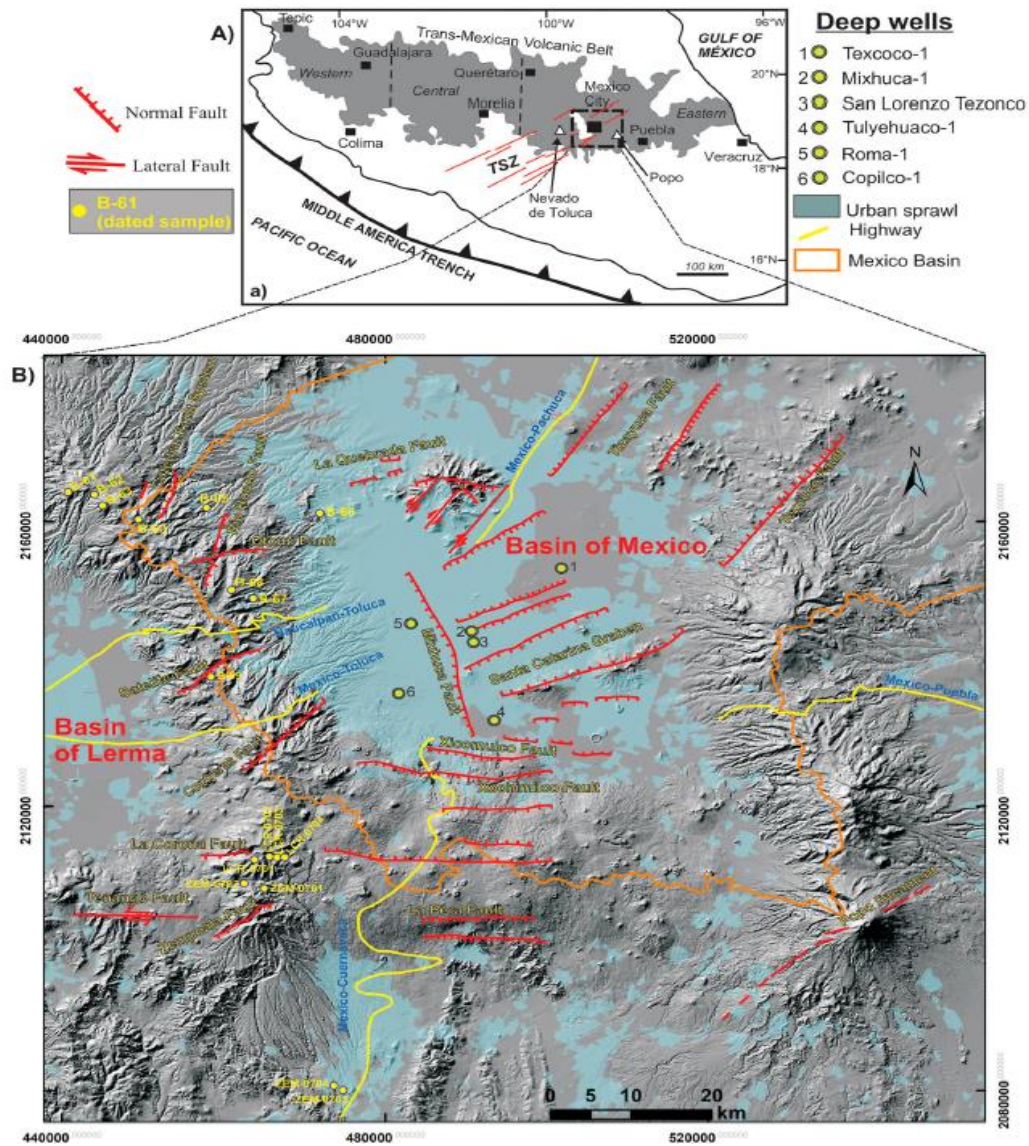


Figura 2.12. (a) Mapa tectónico regional de los sectores occidental, central y oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, que muestra la subducción activa de las placas Rivera y Cocos debajo de la placa de Norteamérica en la Trinchera de América Central; (b) modelo de elevación digital (MDE) para la parte central del CVM que incluye los principales sistemas de falla (líneas en rojo) que existen en la zona (Arce *et al.*, 2019).

Las condiciones de estrés extensional en la parte central del CVM podrían haber provocado que la corteza se debilitara mecánicamente y facilitar el ascenso de magma. Observaciones geofísicas corroboran esta hipótesis, ya que la región de manto superior en contacto con la corteza (a ~40 km de profundidad) se caracteriza por mostrar una densidad (3.29 g/cm^3) y una velocidad de ondas sísmicas P (7.6 km/s) relativamente bajas, acompañadas de una anomalía de

Bouguer < -200 mGal (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). De esta forma, se ha propuesto que esta zona de manto superior en los límites con la Moho se encuentra parcialmente fundida (Gomberg y Masters, 1988; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993), siendo esta una condición atípica en arcos continentales (Tatsumi y Eggins, 1995).

Por otra parte, la estratigrafía más reciente reportada para la región central del CVM incluye 9 unidades (Figura 2.13; Arce *et al.*, 2019): (a) Formación Morelos (Albiano – Cenomaniano), estratos gruesos de caliza y dolomita con abundantes microfósiles; (b) Formación Mexcala (Coniaciano – Maestrichtiano), estratos de caliza en la base, a los que les sobreyacen depósitos clásticos rítmicos de ambiente marino; (c) Grupo Balsas (Eoceno), presenta conglomerados, arcosa, depósitos de limolita intercalados con rocas volcánicas; (d) Unidades del Oligoceno, constituidos por una serie de flujos de lava e ignimbritas, predominantemente de composición riolítica, con edades entre 31 y 12.8 Ma; (e) Formación Tepoztlán (Mioceno), constituido por una secuencia de depósitos volcanoclásticos y epiclásticos intercalados con flujos de lava con edades de 13 a 22.8 Ma; (f) Sierra de las Cruces (Plioceno – Pleistoceno), constituido por estratovolcanes y domos asociados a depósitos piroclásticos y epiclásticos, su composición química va desde andesita a dacita y con edades de 3.7 a 0.4 Ma; (g) Depósitos lacustres (Holoceno), hasta 300 m de espesor de depósitos lacustres intercalados con tefra con edades de 220 ka al presente; (h) Campo Volcánico Chichinautzin (Holoceno), constituido por más de 220 volcanes monogenéticos de composición heterogénea (basalto a dacita) con edades de 1.2 Ma a 1.6 ka; (i) Sierra Nevada (Holoceno), constituida por los estratovolcanes de Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatépetl, con composiciones andesíticas, dacíticas y en menor proporción riolíticas, sus edades abarcan desde 1.2 Ma a recientes.

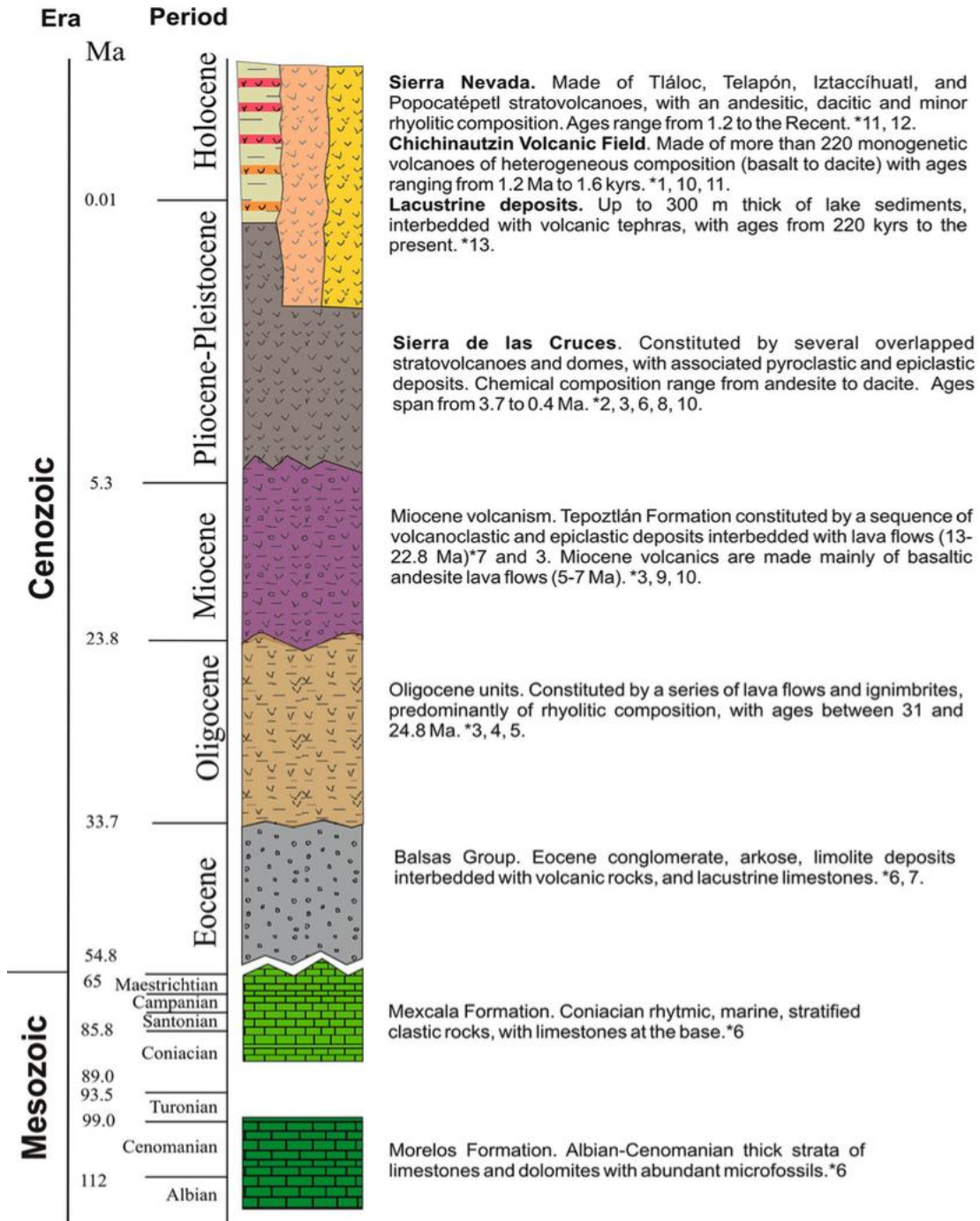


Figura 2.13. Columna estratigráfica para la Cuenca de México en el sector central del CVM (Arce et al., 2019).

2.7.2 Actividad magmática

De acuerdo con uno de los estudios recientes de geocronología, en combinación con información documentada anteriormente, es posible dividir la actividad volcánica del CVM central en tres periodos, los cuales se intercalan con dos largos periodos de inactividad magmática ([Jaimes-Viera et al., 2018](#)):

(1) Grupo Volcánico Monogenético de Peñón (GVMP), que cubre el periodo de 1300 a 750 ka. Los afloramientos de este evento se encuentran distribuidos en los bordes norte y sur de la SCN. Después de la última erupción asociada a este evento se presentó una brecha de inactividad que duró ~527 ka;

(2) La actividad monogenética se reinició hace 238 ± 51 ka y culminó hace 95 ± 12 ka, para constituir el Grupo Volcánico Monogenético de Chichinautzin Antiguo (GVCA). La mayor parte de los conos de este evento se encuentran en los bordes Este, Oeste y Sur de la SCN. El siguiente hiatus cubrió un periodo de ~60 ka.

(3) La reactivación más reciente en la zona se ha estimado que inició hace 35 ± 4 ka, conformando el Grupo Volcánico Monogénico Chichinautzin Joven (GVCJ) que concluyó aproximadamente entre 1975 ± 60 y 1675 ± 40 a. Esta actividad se concentra en la parte central del área, en algunos casos cubriendo el vulcanismo más antiguo en la región ([Figura 2.14](#)).

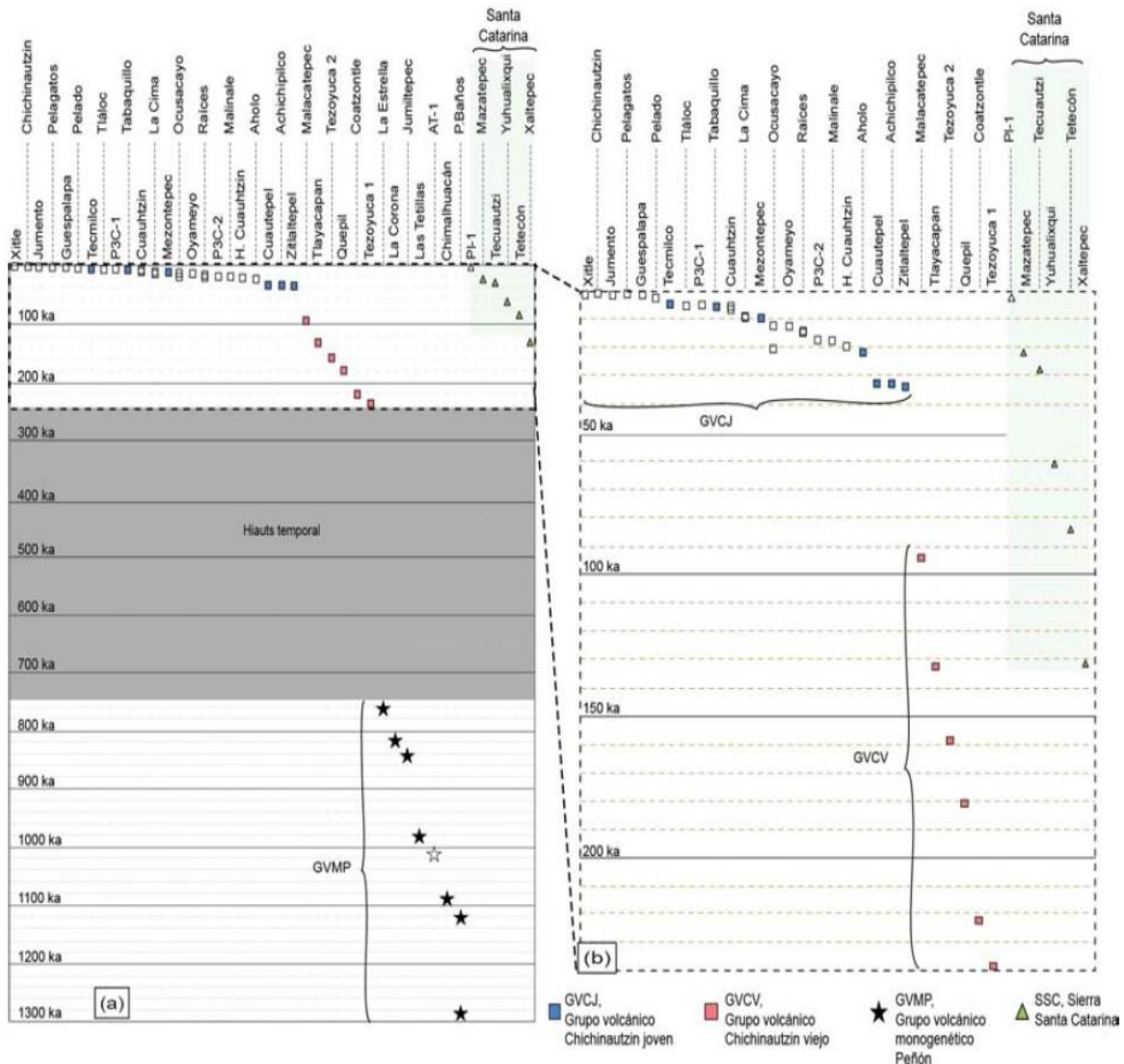


Figura 2.14. Cronología del vulcanismo monogenético en el Cinturón Volcánico Mexicano Central (Jaimes-Viera *et al.*, 2018): (a) Peñón (GVMP), activo entre 1294 ± 36 y 765 ± 30 ka, seguido de un periodo de inactividad de ~ 527 ka; (b) Chichinautzin Antiquo (GVCV), con actividad de 238 ± 51 a 95 ± 12 ka y Chichinautzin Joven (GVCJ) con actividad a partir de ~ 40 ka; la actividad de Sierra Santa Catarina (SSC) se ha reportado a partir de 132 ± 70 ka.

2.7.3 Geoquímica e isotopía Sr-Nd del vulcanismo

De forma general, la geoquímica reportada para el vulcanismo de la parte central del CVM varía desde basalto hasta dacita. Sin embargo, se han reportado diferencias entre los tres eventos reportados por Jaimes-Viera *et al.*, 2018). El Grupo Volcánico Monogenético Peñón está constituido principalmente por

andesita basáltica, mientras que los Grupos Volcánicos Chichinautzin Antiguo y Joven cubren una composición de basalto a dacita sub-alcalinos. La Sierra de Santa Catarina (SSC) está constituida principalmente por rocas de composición intermedia sub-alcalinas, aunque en ocasiones ocurren rocas con alto K (Figura 2.15).

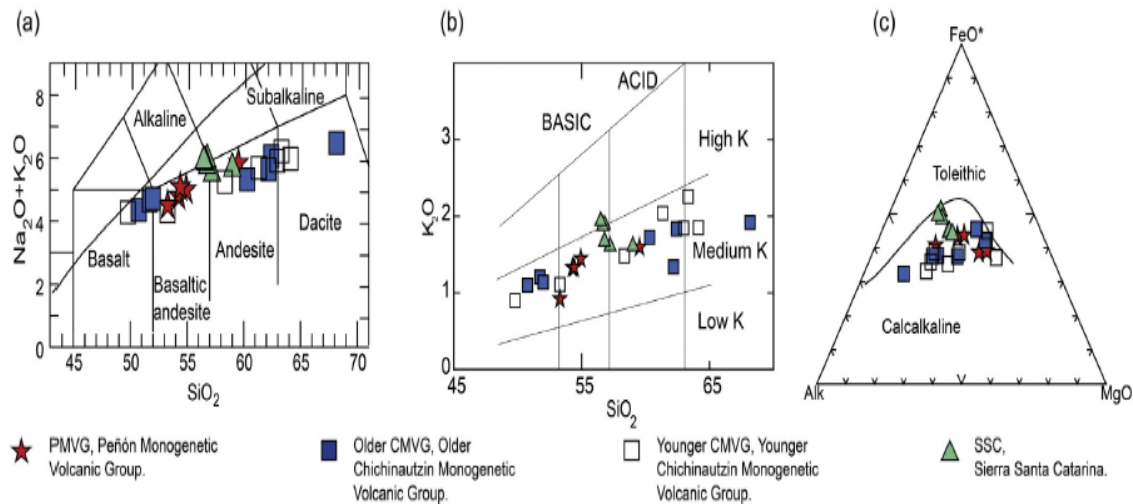


Figura 2.15. Diagramas de composición química de las muestras de los Grupos Volcánicos (a) basáltica a dacítica, (b) muestras en el medio de potasio y (c) calcoalcalina (Jaimes-Viera *et al.*, 2018).

Por otra parte, Verma *et al.* (2016b) reportó una base de datos sobre relaciones isotópicas Sr – Nd para el vulcanismo de la parte central del CVM (Figura 2.16). Las rocas básicas e intermedias sub-alcalinas se distribuyen dentro del denominado “arreglo del manto”, mientras que las intermedias alcalinas tienden a distribuirse en dirección a las composiciones que distinguen a la corteza. Estas características isotópicas son comparables a las observadas en vulcanismo extensional y contrastan con la composición del vulcanismo de zonas de subducción. Este tiende a mostrar relaciones Sr-Nd cercanas a los sistemas de mezcla MORB alterado – sedimentos, que conformarían la placa que subduce.

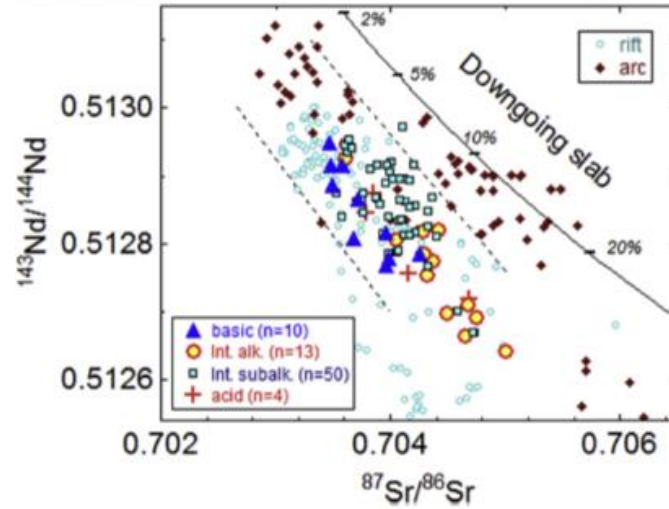


Figura 2.16. Diagrama de isótopos Sr-Nd para las muestras de Sierra Chichinautzin (SCN) y Sierra Santa Catarina (SSC). También se trazan como referencia muestras de arcos y rifts de todo el mundo, el arreglo del manto y la composición de la placa descendente (mezcla MORB sedimentada, donde el numero 2% - 20% expresa el porcentaje de los sedimentos en la mezcla) (Verma *et al.*, 2016b).

CAPÍTULO 3 TRABAJO DE CAMPO Y EXPERIMENTAL

3.1 Estructuras volcánicas y muestreo

Las actividades de campo se efectuaron en la región central del Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 3.1), delimitada al E por los estratovolcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, al W por el Nevado de Toluca y al N por el área urbana de la Ciudad de México y la Sierra de las Cruces. El límite S se consideró a la altura de la latitud donde se ubica Xochitepec, Morelos. El propósito de estas actividades fue: (a) reconocer los diferentes tipos estructuras volcánicas y (b) efectuar el muestreo de material volcánico. La distribución espacial de las estructuras volcánicas y de los sistemas de fallas principales (Márquez *et al.*, 1999b; Campos-Enriquez *et al.*, 2015) se incluyen también en la Figura 3.1.

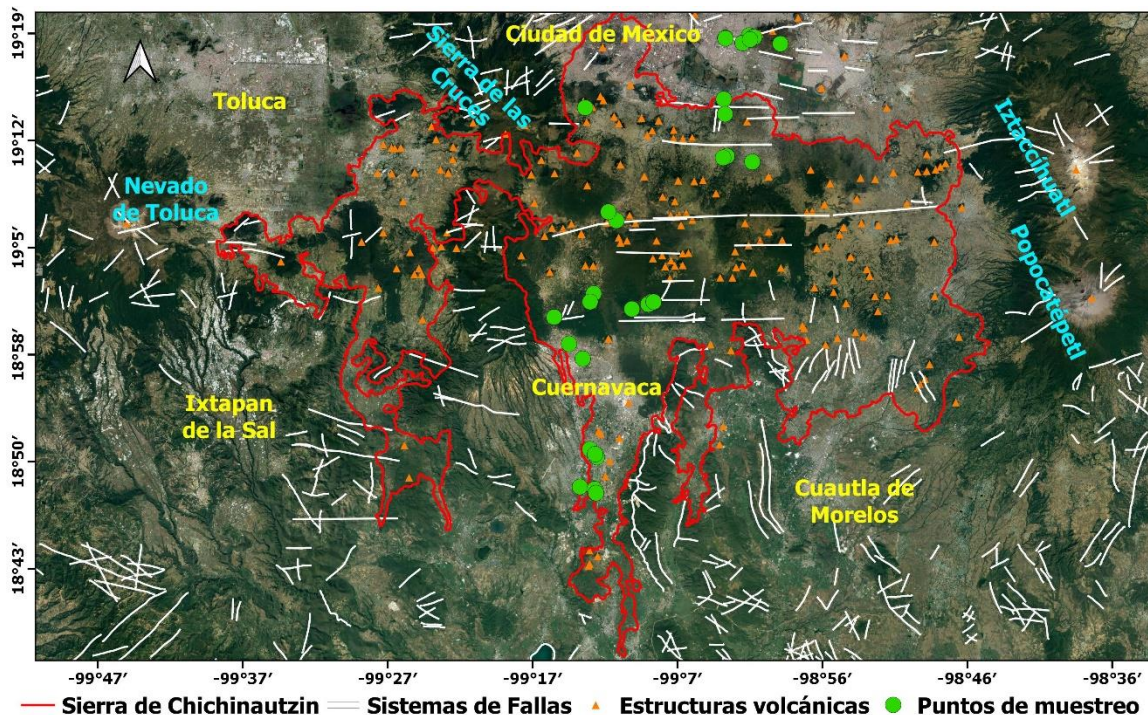


Figura 3.1: Ubicación de la región central del Cinturón Volcánico Mexicano (Adaptado del INEGI, 2000). En el mapa se incluye la distribución de las estructuras volcánicas (triángulos naranjas) y los sistemas de falla (líneas blancas) principales de acuerdo con lo reportado por Márquez *et al.* (1999) y Campos-Enriquez *et al.* (2015), así como la ubicación de los puntos de muestreo de este trabajo (círculo relleno verde). El área está delimitada por los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccihuatl y Nevado de Toluca, así como la Sierra Las Cruces. La ubicación de los centros urbanos más importantes se reporta con leyendas en color amarillo.

La mayor parte de las estructuras volcánicas en el área corresponde a conos cineríticos como, por ejemplo, en la localidad Tezoyuca (Figura 3.2). Estas estructuras se presentan en forma de montículos cónicos constituidos de fragmentos, generalmente ceniza y lapilli, aunque también pueden incluir bloques, que se acumulan alrededor de la chimenea. El material muestra una textura vítrea y con gran cantidad de vesículas, que reflejan burbujas de gas que explotan cuando el magma interacciona con el aire. La altura de estas estructuras es de decenas a cientos de metros. En la localidad Tezoyuca se encuentra expuesto un conjunto de conos cineríticos erosionados con una altura máxima de ~ 65 m. En las laderas de estos conos también se observan secuencias de lapilli, ceniza y bloques (espesor ~1 m) que han sido explotados (tezontle) (Figura 3.3a-c).

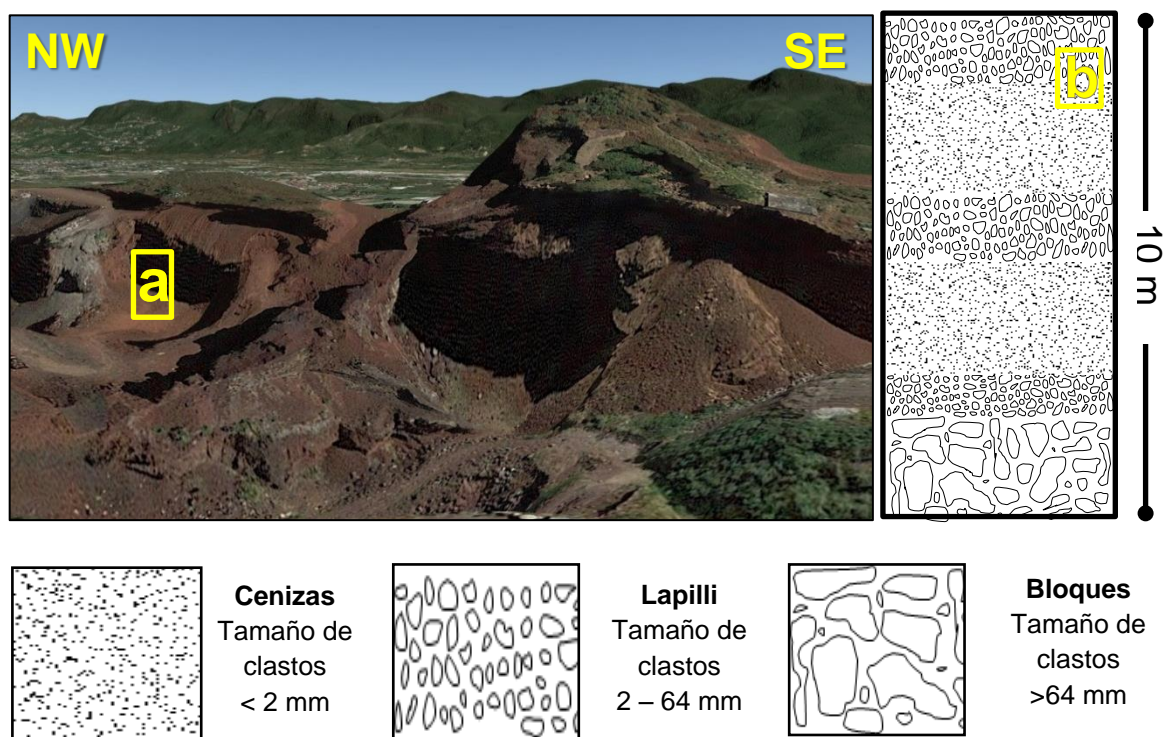


Figura 3.2: (a) Localidad Tezoyuca conformada por un conjunto de conos cineríticos erosionados; (b) perfil de depósito piroclástico (~10 m) constituido por una secuencia de ceniza, lapilli y bloques.

En la Figura 3.3d se presenta otro ejemplo de depósitos piroclásticos asociado al cono Xaltepec, que pertenece a la Sierra Santa Catarina. Este se

encuentra conformado por estratos de ceniza intercalados con lapilli y bloques masivos de lava (espesor ~1 m).



Figura 3.3: (a–c) Tezoyuca: depósito de ceniza y bloques con espesores desde centimétricos hasta 1 m; (d) Xaltepec: depósito de ceniza intercalado con lapilli y bloques masivos de lava (espesor ~1 m); (e) Ocusacayo: flujo de lava masivo donde se observa un lineamiento en las vesículas de la roca (espesor ~ 2 m).

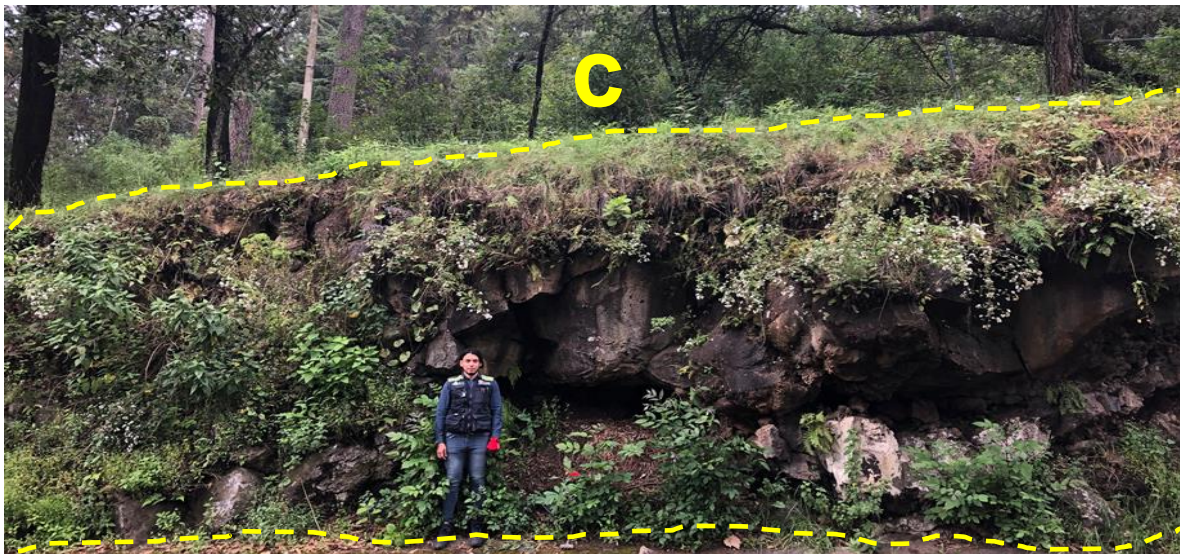


Figura 3.4: (a) Los Ciruelos: flujo de andesita basáltica (espesor ~ 1 m); (b) Burgos: bloque masivo de andesita basáltica de grano fino (espesor ~ 2 m); (c) Tezontlalpan: flujo de andesita basáltica con evidencia de plagioclasa parcialmente alterado (espesor ~ 3 m); (d) y (e) La Pera: flujos de basalto traquiandesítico con evidencia de fenocristales de olivino (espesor ~ 1 m).

Otras estructuras importantes son los flujos de lava, que representan magma expulsado a la superficie durante una erupción efusiva no explosiva. En las Figuras 3.3e y 3.4a-e se muestran ejemplos de flujos masivos de lava con espesores < 3 m y de composiciones básicas a intermedias.

La emisión de flujos de lava de composición ácida a dado lugar a la formación de domos, como el denominado Mesa Tabaquillo (Figura 3.5). Este se encuentra constituido por material lávico dacítico de textura vítrea, que incluye algunos fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, y cuarzo con espesores < 3 m. En la base se observan algunos estratos de lapilli de una composición comparable al de los flujos. Este tipo de estructuras predomina en la parte N y hacia los extremos E-W del área de estudio.

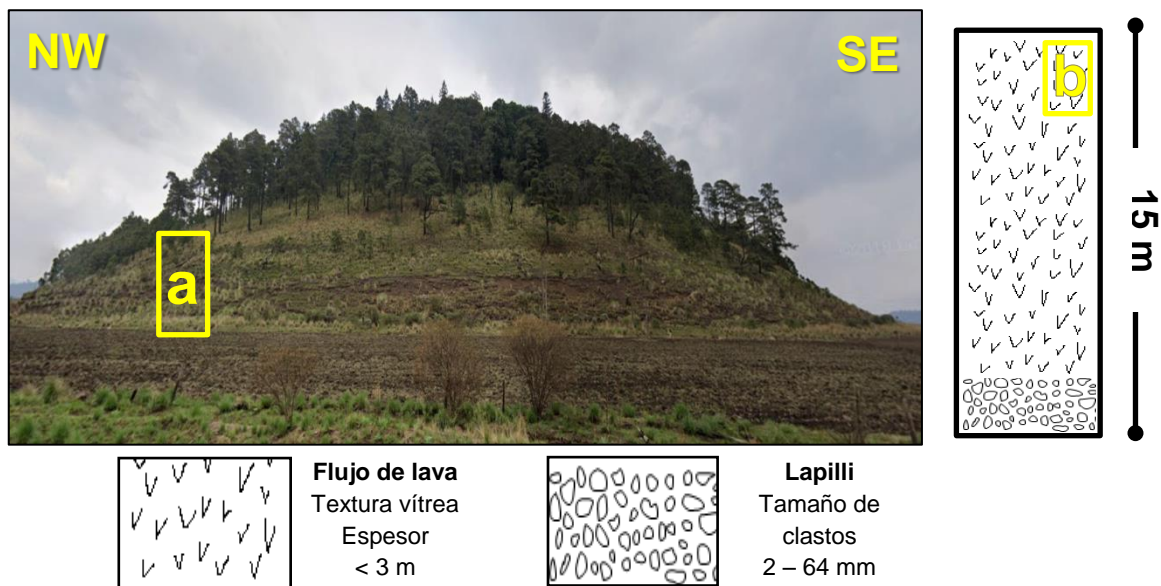


Figura 3.5: (a) Domo Mesa Tabaquillo, constituido por flujos de < 3 m y, en la base estratos de lapilli, de composición ácida. En muestra de mano se observan fenocristales de plagioclasa y cuarzo: (b) perfil de domo (~15 m) constituido por una secuencia de flujos de lava y lapilli.

Por otra parte, durante el reconocimiento de las estructuras volcánicas se efectuó el muestro de material volcánico (~3 kg), considerando que este presentara la menor alteración posible. En cada punto de colecta (Figura 3.1; Tabla 3.1) se recopiló la siguiente información: (a) coordenadas geográficas, (b)

características generales del afloramiento, (c) fotografía del afloramiento y (d) descripción de muestra de mano.

3.2 Tratamiento previo de muestras

A las muestras colectadas en el CVMC se les aplicó un tratamiento previo en los laboratorios de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL como preparación para el análisis mineralógico y geoquímico. Primeramente, se retiró la capa superficial de cada roca hasta obtener una superficie libre de alteración. Posteriormente, el material fue fragmentado en tamaños pequeños de orden centimétrico. Una parte de la muestra (~1 kg) se destinó para la preparación de láminas delgadas y una segunda porción (~0.5 kg) para un procedimiento de molienda.

Tabla 3.1: Puntos de muestreo de roca volcánica en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

Clave	Localidad	Latitud N	Longitud W	Clave	Localidad	Latitud N	Longitud W
CHI-101	Tecomulco	18°57'26"	99°13'18"	CHI-33A	Burgos Bugambilias	18°51'01"	99°12'25"
CHI-102	Los Ciruelos	18°58'26"	99°14'16"	CHI-33B	Burgos Bugambilias	18°51'01"	99°12'25"
CHI-103	La Pera	19°01'17"	99°08'25"	CHI-56	Tlalpan	19°07'19"	99°11'30"
CHI-104	La Pera	19°01'06"	99°08'41"	CHI-57	San Miguel Ajusco	19°14'10"	99°13'09"
CHI-105	La Pera	19°00'47"	99°09'50"	MA-01	Teuhtli	19°14'54"	99°03'21"
CHI-106A	Tezontlalpan	19°00'14"	99°15'19"	MA-04	Teuhtli	19°13'54"	99°03'16"
CHI-106B	Tezontlalpan	19°00'14"	99°15'19"	MA-07	Ocusacayo	19°11'04"	99°03'08"
CHI-107	Cuajomulco	19°01'49"	99°12'32"	MA-09	Ocusacayo	19°10'58"	99°03'24"
CHI-108	San José Montaña	19°01'16"	99°12'47"	MA-11	Ocusacayo	19°10'41"	99°01'20"
CHI-109	Burgos	18°51'21"	99°12'47"	SSC-52	Xaltepec	19°19'00"	99°01'37"
CHI-110	Bugambilias	18°50'49"	99°12'17"	SSC-53	Xaltepec	19°19'11"	99°01'34"
CHI-111	Acatlipa	18°48'49"	99°13'29"	SSC-54	Yuhuauxqui	19°19'02"	99°03'15"
CHI-112	Tezoyuca	18°48'40"	99°12'27"	SSC-57	Yuhuauxqui	19°18'59"	99°03'14"
CHI-01	La Pera	19°01'16"	99°08'18"	SSC-58	Yuhuauxqui	19°18'41"	99°02'01"
CHI-1a	La Pera	19°01'16"	99°08'18"	SSC-59	Yuhuauxqui	19°18'41"	99°02'01"
CHI-04	Tlalpan	19°06'44"	99°10'56"	SSC-60	Yuhuauxqui	19°18'41"	99°02'01"
CHI-13	Tezoyuca	18°48'24"	99°12'21"	SSC-62	Tetecón	19°19'05"	99°01'19"
CHI-15	Xalatlaco	19°10'08"	99°22'48"	SSC-63	Tetecón	19°19'04"	99°01'12"
CHI-25	Tlayacapan	18°58'22"	98°59'49"	SSC-64	Xaltepec	19°18'55"	99°01'30"
CHI-32	La Pera	19°01'16"	99°08'18"	SSC-66	Guadalupe	19°18'38"	98°59'21"

Los fragmentos destinados a la preparación de láminas delgadas fueron cortados con una sierra de disco diamantado para obtener cubos de 4 cm x 2 cm x 3 cm. Posteriormente, una de las caras de los cubos fue seleccionada para su desbaste en una pulidora de disco metálico giratorio, incorporando agua y polvos abrasivos de SiC (Carburo de Silicio) de diferente granulometría (#240, #400 y #800). Posteriormente, se aplicó una resina epóxica y se colocó en un portaobjetos de vidrio. Los bloques adheridos a los portaobjetos se cortaron con un disco de diamante fino, hasta obtener un espesor de ~1 mm. Las láminas se pulieron nuevamente con polvos abrasivos de SiC y agua en una placa de vidrio hasta obtener un espesor final de ~30 μm .

La porción de cada muestra destinada para molienda se llevó a un triturador Siebtechnik EB 7/6 a fin de reducir su tamaño hasta ~0.5 mm (Figura 3.6a). A continuación, los fragmentos se colocaron en un molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A para obtener ~0.25 kg de polvo fino de malla 400 (< 38 μm) (Figura 3.6b).



Figura 3.6: (a) Triturador Siebtechnik EB 7/6 y (b) molino de ágata Siebtechnik Ts 100 A del laboratorio de molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra - UANL.

3.3 Análisis petrográfico

El procedimiento, efectuado en la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, tuvo como propósito establecer la textura y el arreglo de minerales que caracterizan a cada una de las muestras colectadas en el área de estudio.

La información petrográfica se obtuvo por medio de un microscopio de luz polarizada Leica DM750P, que cuenta con una cámara Leica ICC50 HD (Figura 3.7). La identificación de las características mineralógicas, con base en sus propiedades ópticas, se efectuó por comparación con la literatura especializada (MacKenzie et al., 1996).

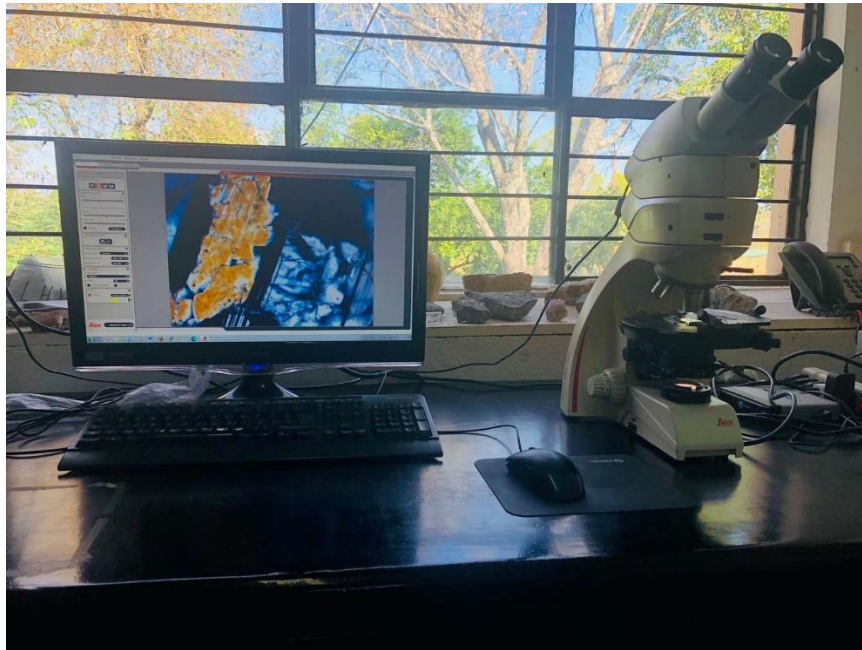


Figura 3.7: Microscopio de luz polarizada Leica DM750P con una cámara Leica ICC50 HD de la Facultad de Ciencias de la Tierra - UANL.

3.4 Análisis químico de elementos mayores en minerales

La composición química de los fenocristales presentes en las rocas bajo estudio se estableció por medio de un sistema de Microsonda Electrónica (*EMPA*, *Electron Microprobe Analysis*; [Reed, 2005](#)) instalado en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica, Universidad Complutense (Madrid, España). El análisis se efectuó en láminas delgadas con un pulido espejo y con una cubierta electrodepositada de grafito, utilizando una microsonda electrónica WDS JEOL, modelo JXA-8900 M ([Figura 3.8](#)), que cuenta con un haz de diámetro entre $< 5 \mu\text{m}$ y calibrada con minerales estándar de la *Smithsonian Institution* ([Verma et al., 2009](#)). En este método, un haz de electrones de alta energía es dirigido hacia una superficie mineral dando lugar a radiaciones de tipo rayos-X que son características para cada elemento. El haz policromático resultante es separado por medio de cristales analizadores de acuerdo con los principios de la ley de Bragg ($n\lambda = 2d_{hkl}\text{Sen}\theta$; n = número de repeticiones del proceso, λ = longitud de onda, d = distancia interplanar para el plano hkl y θ = ángulo de la difracción; [Reed, 2005](#)). Cada señal es cuantificada por medio de detectores de estado sólido y la concentración se determina por comparación con la que presentan minerales estándar de composición conocida ([Melgarejo et al., 2010](#)).



Figura 3.8: Microsonda Electrónica WDS JEOL JXA-8900, Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Madrid, España).

3.5 Análisis químico de elementos mayores y traza en roca total

El análisis de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) fue llevado a cabo en los laboratorios *Bureau Veritas Commodities Ltd.* (Vancouver, Canadá), aplicando la metodología LF200. Aproximadamente 0.5 g de muestra fue fundida utilizando borato de litio y el líquido producto fue disuelto con agua regia caliente.

Los elementos mayores fueron analizados en la solución resultante por espectrometría de emisión óptica acoplada a plasma (ICP-OES, *Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*; límite de detección: elementos mayores ~ 0.01%, elementos traza = 0.1 – 5.0 ppm). El método se basa en la cuantificación de las líneas de emisión características de cada elemento y generadas por la excitación de la muestra en estado de plasma por calentamiento a miles de grados centígrados utilizando un electrodo de descarga. Una rejilla de difracción (el sistema óptico) se utiliza para separar la mezcla de radiaciones y un detector mide la intensidad de la señal específica de cada elemento (Potts, 1993). La calibración del método ICP-OES se efectuó utilizando el material de referencia geoquímica SO-19. La composición de mayores fue complementada con el análisis gravimétrico de la pérdida por ignición a 800°C por 90 minutos.

La composición en elementos traza, incluyendo el grupo de lantánidos, fue determinada por espectrometría de masas acoplada a plasma (ICP-MS, *Inductively Coupled – Mass Spectrometry*; límites de detección: 0.05 – 0.5 ppm). La técnica se basa en la generación de un plasma de iones que por una diferencia de potencial son acelerados y movilizados. El haz de iones se separa en función de las relaciones carga/masa de las especies. Un detector multi-canal recibe las señales asociadas a cada elemento. Se le ha considerado la técnica por excelencia para determinar los elementos traza en rocas y minerales (Potts, 1993). El método ICP-MS fue calibrado utilizando el material de referencia geoquímica SO-19.

3.6 Análisis geoespacial

Los mapas se generaron utilizando un *software* de acceso libre *QuantumGIS* (QGIS) en su versión 3.10. Diferentes herramientas y aplicaciones de este *software* fueron utilizadas para la edición de los metadatos y generar resultados de mejor calidad.

Una de las aplicaciones utilizadas fue la interpolación IDW, la cual se evaluó modificando los valores del coeficiente de distancia P desde 0.5 hasta 1.5 y el tamaño del píxel con valores desde 0.1 hasta 0.0001. Se realizaron diferentes combinaciones de estos valores para poder extraer los mejores resultados de los atributos que se interpolaron con la finalidad de poder genera una mejor resolución del mapa. Los valores que mostraron los mejores resultados fueron un coeficiente de distancia $P = 1$ y un tamaño de píxel de 0.0001 ([Figura 3.9](#)).

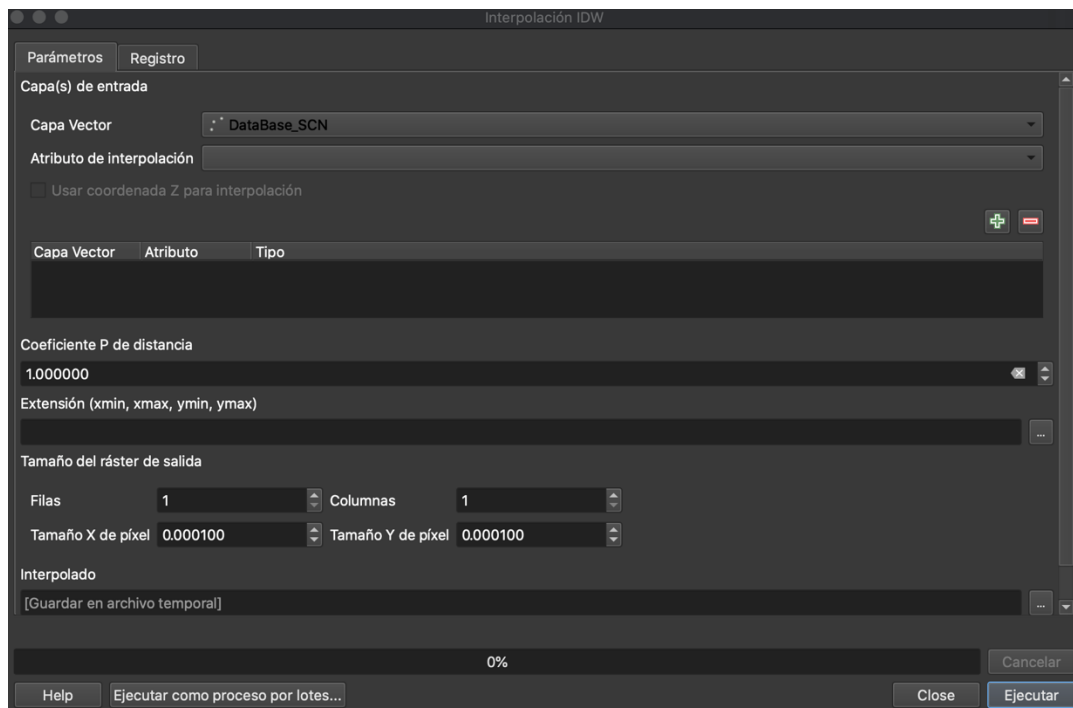


Figura 3.9: Parámetros utilizados en la interpolación IDW – QGIS 3.10.

CAPÍTULO 4 RESULTADOS

4.1 Análisis Petrográfico

Las rocas volcánicas del área de estudio se caracterizan por mostrar texturas porfíricas (principalmente observado en material piroclástico) y fluidales (asociado a flujos y domos) con arreglos de minerales en función del contenido de SiO₂ y MgO. El grupo básico (%SiO₂ < 52.0) incluye olivino, plagioclasa, óxidos de hierro y titanio y con piroxenos que aparecen en ocasiones. El grupo intermedio de alto magnesio (%SiO₂ > 52.0 y MgO > 6.0) presenta un arreglo de minerales de olivino, piroxenos, plagioclasa y óxidos. Las rocas más evolucionadas (%SiO₂ > 52.0 y MgO < 6.0) se caracterizan por mostrar combinaciones de ortopiroxeno-clinopiroxeno y plagioclasa, acompañados en ocasiones de cuarzo. Un pequeño grupo de rocas se caracteriza por mostrar evidencias de desequilibrio: (a) enclaves magmáticos, (b) cristales de plagioclasa con zonación inversa y/u oscilatoria, (c) cristales de plagioclasa con una textura normal y de criba, y (d) cristales de cuarzo o piroxeno con bordes de reacción. Las imágenes petrográficas y la interpretación petrológica de esta información se reportan en el siguiente capítulo.

4.2 Análisis químico de rocas

Durante el presente estudio, se analizó el contenido de elementos mayores y traza en un total de 15 muestras de roca volcánica (Tabla 4.1). Esta información geoquímica, junto con la reportada para esta zona en la literatura entre 1965 y 2020, fue compilada en un archivo de *Statistica for Windows 10.0*. La base de datos, principalmente de información geoquímica, isotópica y geocronológica incluye los siguientes trabajos previos: Gunn y Mooser (1971); Negendank (1973a,b); Bloomfield (1975); Pérez *et al.* (1979); Tera *et al.* (1986); Martin del Pozzo (1990); Delgado-Granados y Martin del Pozzo (1993); Delgado *et al.* (1998); Wallace y Carmichael (1999); Verma (1999, 2000); Velasco-Tapia y Verma (2001, 2013); Márquez y De Ignacio (2002); Cervantes y Wallace (2003); Martínez-Serrano *et al.*

(2004); Siebe *et al.* (2004); Schaaf *et al.* (2005); Meriggi *et al.* (2008); Mori *et al.* (2009); Arce *et al.* (2013, 2015, 2019); Koloskov y Khubunaya (2013); Straub *et al.* (2013); Roberge *et al.* (2014); Rasoazanamparany (2015); Verma *et al.* (2016b); Jaimes-Viera *et al.* (2018); y Robidoux *et al.* (2020).

Los 571 registros de rocas volcánicas fueron procesados utilizando el programa IgRoCs (Verma y Rivera-Gómez, 2013) a fin de efectuar la clasificación de acuerdo con el esquema de Le Bas *et al.* (1986) y el desarrollo de la norma CIPW (Tabla 4.1), de acuerdo con Verma *et al.* (2003). Por otra parte, se estableció la composición en elementos traza (ppm) para el grupo de 15 rocas bajo estudio (Tabla 4.2). Estos datos, así como los localizados en la literatura, fueron también compilados en la base, la cual sirvió como la información principal para evaluar las hipótesis propuestas para explicar el origen y evolución del vulcanismo.

4.3 Análisis químico de minerales

La composición química de especímenes de olivino, espinela, plagioclasa y piroxeno (centro y borde), presentes en los diferentes tipos de litología expuestos en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano se reporta de forma detallada en las Tablas 4.3 – 4.6. La fórmula estructural de cada mineral analizado fue estimada siguiendo un procedimiento estándar que incluyó el cálculo de proporciones atómicas de cada elemento y la distribución de esas proporciones entre los sitios disponibles en la estructura silicatada, con un número fijo de oxígenos (Deer *et al.*, 1997). El problema de estimación del contenido de Fe⁺³ en espinelas fue resuelto aplicando los criterios estequiométricos propuestos por Droop (1987). Las fórmulas de piroxenos fueron calculadas utilizando los programas desarrollados por Yavuz (2001). La interpretación de la química mineral y sus implicaciones se presentan en el apartado de discusión.

Tabla 4.1: Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para rocas volcánicas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.

Muestra	CHI101	CHI102	CHI103	CHI104	CHI106	CHI107	CHI04	CHI32	CHI57	MA01	MA07	MA11	SSC63	SSC64	SSC66	
Localidad	Tecomulco	Ciruelos	La Pera	La Pera	Tezontlalpan	Cuajomulco	Guespalapa	Ahuayacan	Xitle	Teuhtli	Ocusacayo	Ocusacayo	Tetecón	Xaltepec	Guadalupe	
Tipo	BTA	BA	BA	BTA	BA	A	BTA	B	BTA	BA	BA	B	BTA	BA	BA	
Lat N°	18°57'26"	18°58'26"	19°01'17"	19°01'06"	19°00'14"	19°01'49"	19°06'44"	19°01'16"	19°14'10"	19°14'54"	19°11'04"	19°10'41"	19°19'04"	19°18'55"	19°18'38"	
Long W°	99°13'18"	99°14'16"	99°08'25"	99°08'41"	99°15'19"	99°12'32"	99°10'56"	99°08'18"	99°13'09"	99°03'21"	99°03'08"	99°01'41"	99°01'12"	99°01'30"	98°59'21"	
Composición de elementos mayores (% m/m)																
SiO ₂	52.85	53.10	52.82	52.42	53.50	56.69	51.83	50.97	51.56	55.25	53.54	50.55	55.76	55.91	55.48	
TiO ₂	1.66	1.55	1.87	1.89	1.59	1.33	1.88	1.74	1.75	1.28	1.54	1.71	1.33	1.30	1.40	
Al ₂ O ₃	16.54	16.85	15.64	15.75	16.87	16.52	15.63	15.91	15.61	17.10	16.12	16.13	15.85	15.86	16.41	
Fe ₂ O ₃ ¹	8.66	8.18	9.69	9.98	8.55	7.26	10.11	10.01	9.39	7.77	9.13	9.45	8.36	8.15	8.12	
MnO	0.13	0.13	0.16	0.16	0.13	0.12	0.16	0.15	0.15	0.13	0.15	0.16	0.18	0.14	0.14	
MgO	6.48	6.52	6.32	6.77	5.94	4.65	7.15	7.47	8.13	5.06	6.35	7.79	4.40	4.44	4.57	
CaO	7.13	7.17	6.94	6.93	6.87	6.26	7.03	7.57	7.29	8.02	7.35	8.73	7.15	7.13	6.52	
Na ₂ O	3.94	3.79	3.75	3.79	3.99	3.79	3.71	3.54	3.79	3.64	3.77	3.60	4.00	3.83	3.83	
K ₂ O	1.45	1.33	1.42	1.42	1.21	1.57	1.38	1.27	1.29	1.05	1.37	1.17	1.78	1.78	1.84	
P ₂ O ₅	0.43	0.40	0.88	0.88	0.47	0.45	0.80	0.49	0.63	0.20	0.51	0.44	0.66	0.67	0.62	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	
PPI	0.50	0.70	0.02	-0.30	0.60	1.10	-0.10	0.50	0.10	0.30	-0.10	0.00	0.20	0.50	0.80	
Suma	99.80	99.76	99.54	99.73	99.75	99.76	99.62	99.66	99.74	99.82	99.76	99.78	99.69	99.73	99.75	
Norma CIPW																
Q		0.59	1.61	0.44	1.53	8.12				5.26	1.14		4.94	5.77	5.32	
Or	8.69	7.99	8.50	8.46	7.26	9.46	8.25	7.64	7.71	6.27	8.17	6.99	10.64	10.67	11.06	
Ab	33.81	32.60	32.14	32.32	34.30	32.70	31.74	30.48	32.44	31.15	32.19	30.79	34.25	32.88	32.97	
An	23.49	25.45	21.93	21.94	24.93	23.88	22.16	24.19	22.02	27.52	23.22	24.66	20.27	21.13	22.53	
Di_Mg	5.65	4.74	3.98	3.99	3.73	2.71	4.55	5.92	6.35	6.27	5.74	9.19	5.90	5.35	3.30	
Di_Fe	2.03	1.75	1.79	1.60	1.59	1.16	1.76	2.82	2.00	2.98	2.53	3.93	3.28	3.07	1.79	
Hy_Mg	12.85	14.31	14.10	15.14	13.30	10.55	14.83	9.47	10.90	9.84	13.30	3.51	8.35	8.74	10.05	
Hy_Fe	5.31	6.07	7.27	6.95	6.51	5.20	6.57	5.17	3.95	5.36	6.74	1.72	5.33	5.76	6.26	
Fo	0.63						0.75	4.71	4.65			8.30				
Fa	0.29						0.37	2.83	1.85			4.49				
Mt	3.05	2.56	3.02	3.49	2.68	2.57	3.55	2.25	3.30	2.42	2.84	2.11	2.94	2.55	2.55	
Il	3.20	3.00	3.60	3.62	3.07	2.58	3.61	3.36	3.36	2.46	2.95	3.28	2.56	2.51	2.71	
Ap	1.01	0.94	2.07	2.05	1.11	1.06	1.87	1.16	1.48	0.47	1.19	1.03	1.55	1.58	1.46	
Mg#	66.09	66.72	62.13	63.86	63.61	62.52	64.82	63.56	69.28	62.10	63.63	65.83	57.82	57.82	58.61	
FeO/MgO	1.20	1.13	1.38	1.33	1.30	1.40	1.27	1.21	1.04	1.38	1.29	1.09	1.71	1.65	1.60	

Clasificación de tipo de roca y norma CIPW de acuerdo al esquema de [Le Bas et al. \(1986\)](#), utilizando el software IgRoCs ([Verma y Rivera-Gómez, 2013](#)). Abreviaturas de tipo de roca: B = basalto, BTA = basalto traquiandesítico, BA = andesita basáltica, A = andesita. Abreviaturas de minerales normativos: Q = cuarzo, Or = ortoclasa, Ab = albita, An = anortita, Di = diópsida, Hy = hiperstena, Fo = forsterita, Fa = fayalita, Mt = magnetita, Il = ilmenita, Ap = apatito. PPI = Pérdida por ignición (900°C); Mg# = $Mg^{+2} / (Mg^{+2} + Fe^{+2})$, atómico.

Tabla 4.2: Composición química en elementos traza (ppm) para rocas volcánicas de la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.

Muestra	CHI101	CHI102	CHI103	CHI104	CHI106	CHI107	CHI04	CHI32	CHI57	MA01	MA07	MA11	SSC63	SSC64	SSC66
Localidad	Tecomulco	Ciruelos	La Pera	La Pera	Tezontlalpan	Cuajomulco	Guespalapa	Ahuayacan	Xitle	Teuhtli	Ocusacayo	Ocusacayo	Tetecón	Xaltepec	Guadalupe
Tipo	BTA	BA	BA	BTA	BA	A	BTA	B	BTA	BA	BA	B	BTA	BA	BA
Lat N°	18°57'26"	18°58'26"	19°01'17"	19°01'06"	19°00'14"	19°01'49"	19°06'44"	19°01'16"	19°14'10"	19°14'54"	19°11'04"	19°10'41"	19°19'04"	19°18'55"	19°18'38"
Long W°	99°13'18"	99°14'16"	99°08'25"	99°08'41"	99°15'19"	99°12'32"	99°10'56"	99°08'18"	99°13'09"	99°03'21"	99°03'08"	99°01'41"	99°01'12"	99°01'30"	98°59'21"
Elementos de las tierras raras (ppm)															
La	24	25.8	38.9	37.8	25.7	31.4	37.3	25.9	27.4	13.1	26.3	19.4	49.9	44.3	40.8
Ce	51.3	54.1	84	84.2	53.7	62	80.6	56.9	57.9	29.0	55.8	41.0	89.8	89.4	83.9
Pr	6.65	6.9	10.64	10.53	6.75	7.83	10.25	7.29	7.38	3.85	7.27	5.32	10.94	10.95	10.09
Nd	26	27.4	42.3	43.2	27.8	31.0	40.8	29.7	30.9	16.6	30.2	22.7	42.9	44.3	40.1
Sm	5.47	5.82	8.62	8.57	5.61	6.13	8.13	5.99	6.16	3.97	6.11	4.97	8.11	8.11	7.58
Eu	1.8	1.82	2.58	2.48	1.8	1.74	2.46	1.92	1.98	1.31	1.84	1.7	2.09	2.08	1.99
Gd	5.69	5.68	8.07	8.24	5.49	5.73	7.84	5.98	6.38	4.32	5.85	5.32	7.31	7.5	6.96
Tb	0.87	0.85	1.22	1.17	0.84	0.85	1.21	0.95	0.96	0.69	0.86	0.83	1.06	1.09	1
Dy	5.13	4.99	7.03	6.82	4.75	4.9	6.61	5.38	5.64	4.27	4.88	4.86	6.06	6.15	5.5
Ho	1.01	0.97	1.38	1.35	0.95	0.97	1.37	1.02	1.09	0.86	1.02	0.99	1.17	1.21	1.14
Er	2.83	2.7	3.89	3.84	2.73	2.78	3.79	2.94	3.11	2.54	2.85	2.85	3.44	3.49	3.23
Tm	0.41	0.39	0.53	0.54	0.38	0.38	0.56	0.4	0.44	0.35	0.4	0.4	0.46	0.48	0.44
Yb	2.49	2.43	3.43	3.5	2.4	2.47	3.62	2.65	2.76	2.23	2.6	2.45	2.96	3.0	2.73
Lu	0.39	0.37	0.51	0.52	0.37	0.38	0.53	0.39	0.41	0.35	0.4	0.38	0.46	0.47	0.43
Elementos litófilos y de campo electrostático fuerte															
Be	2	3	2	3	3	1	3	2	1		3	1	3	2	1
Sc	20	20	21	21	19	16	19	20	21	26	22	26	17	17	18
V	145	140	149	152	135	119	146	155	156	177	152	185	125	129	122
Co	31.9	31.9	29.5	30.6	29.5	22.8	33.5	39.2	36	22.7	30.1	37.1	21.2	20.4	21.2
Ni	104	112	106	136	90	79	154	112	188		82	111	46	39	52
Ga	17.4	17.8	17	16.3	16.4	17.3	17.4	16.7	15	16.5	15.5	15.5	16.9	16.9	16.6
Rb	25.3	23.5	27.5	26.3	20.7	31.7	27.3	21.3	21	24.8	25.5	20.2	38.1	37.3	35.1
Sr	539	581.4	481.8	477.4	501.6	473.2	526.7	572.4	511.5	416.4	5.16.1	431.6	525.9	518.7	482.2
Y	27.3	26.8	37.5	36.4	25.9	26.5	36.7	27.6	28.9	23.7	26.9	26.1	31.6	31.8	29.7
Zr	229.6	224.5	372.8	363.2	254.1	285.2	369.6	246.5	275.1	151.1	253.8	203.2	386.8	373.1	360.8
Nb	17.5	16	26.7	25.6	16.9	15.6	26.7	16.6	21.4	4.3	15.5	17.5	21.3	20.2	19.9
Sn	1	1	1	8	1	1	2	2	1	1	1	1	2	1	2
Cs	0.8	0.8	0.9	0.8	0.7	1.2	0.9	0.7	0.6	1.2	0.8	0.5	1	0.9	0.9
Ba	374	428	455	454	424	554	451	382	360	227	408	260	574	540	549
Hf	5.2	4.9	7.6	7.4	5.6	6.4	7.3	5.4	5.6	3.7	5.5	4.3	7.7	7.4	7.7
Ta	1	1	1.5	1.4	1.1	1	1.4	0.9	1.2	0.3	0.9	1	1.1	1.2	1.2
W	0.7	0.8	0.6	0.8		0.6	0.6	0.6	1	0.8	0.5	1	0.9	0.8	0.9
Th	2.8	3.6	3.3	3.3	3.1	4.3	3.2	3.2	2.7	2.5	3	2.3	4.5	4.7	4.7
U	1	1.1	1.1	1	1	1.1	0.9	0.9	0.8	0.7	0.9	0.8	1.4	1.4	1.5

Tabla 4.3: Composición química (% peso) y fórmula mineral para olivino en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

Muestra Análisis	SSC-51 Centro	SSC-51 Borde	SSC-51 Centro	SSC-51 Borde	SSC-51 Centro	SSC-51 Centro	SSC-51 Centro	SSC-51 Centro	SSC-51 Centro
SiO ₂	39.13	38.55	39.72	38.32	39.44	39.83	39.81	39.98	39.84
TiO ₂	0.08	0.00	0.01	0.04	0.02	0.04	0.01	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	0.03	0.07	0.04	0.08	0.05	0.00	0.03	0.04	0.02
FeO ^I	17.12	20.23	18.09	23.17	17.59	17.29	16.70	17.27	17.47
MnO	0.36	0.43	0.16	0.34	0.22	0.19	0.19	0.19	0.23
MgO	41.86	39.50	41.96	37.40	42.53	41.98	41.70	42.13	41.19
CaO	0.13	0.15	0.15	0.19	0.14	0.11	0.13	0.15	0.15
NiO	0.12	0.10	0.10	0.07	0.21	0.11	0.17	0.13	0.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.03	0.21	0.02	0.02	0.00	0.06
Suma	98.82	99.02	100.27	99.62	100.40	99.55	98.74	99.88	99.05
Si	1.005	1.004	1.008	1.005	0.999	1.014	1.019	1.014	1.020
Al	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Suma	1.006	1.006	1.009	1.007	1.001	1.014	1.020	1.015	1.020
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ⁺²	0.368	0.440	0.384	0.508	0.373	0.368	0.357	0.366	0.374
Mn	0.008	0.010	0.003	0.007	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005
Mg	1.603	1.533	1.587	1.462	1.607	1.593	1.591	1.593	1.572
Ca	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004
Ni	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002	0.003	0.003	0.001
Suma	1.986	1.989	1.982	1.985	1.996	1.971	1.960	1.970	1.958
%Fo	81.34	77.69	80.53	74.21	81.17	81.23	81.66	81.31	80.78
%Fa	18.66	22.31	19.47	25.79	18.83	18.77	18.34	18.69	19.22

Muestra Análisis	SSC-51 Centro	SSC-51 Borde	SSC-51 Centro	SSC-51 Borde	SSC-56 Centro	SSC-56 Borde	SSC-56 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Borde
SiO ₂	39.48	39.28	39.83	39.85	39.32	38.73	38.81	39.47	39.12
TiO ₂	0.01	0.03	0.08	0.01	0.01	0.06	0.01	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	0.06	0.04	0.00	0.05	0.00	0.03	0.04	0.04	0.03
FeO ^I	17.46	17.41	18.51	17.69	16.99	15.68	18.60	17.91	18.27
MnO	0.30	0.24	0.20	0.27	0.30	0.23	0.19	0.28	0.25
MgO	42.32	41.76	41.79	42.22	44.41	43.38	41.10	42.12	41.52
CaO	0.13	0.15	0.11	0.15	0.13	0.16	0.15	0.10	0.12
NiO	0.10	0.08	0.07	0.14	0.15	0.17	0.13	0.14	0.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.07	0.01	0.02	0.00
Suma	99.86	99.02	100.59	100.36	101.35	98.51	99.03	100.09	99.49
Si	1.004	1.007	1.009	1.009	0.985	0.993	1.002	1.004	1.003
Al	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Suma	1.006	1.009	1.009	1.010	0.985	0.994	1.003	1.005	1.004
Ti	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.371	0.373	0.392	0.374	0.356	0.336	0.402	0.381	0.392
Mn	0.006	0.005	0.004	0.006	0.006	0.005	0.004	0.006	0.006
Mg	1.605	1.597	1.578	1.593	1.659	1.658	1.582	1.597	1.587
Ca	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003
Ni	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002
Suma	1.988	1.982	1.980	1.980	2.029	2.010	1.994	1.990	1.991
%Fo	81.21	81.05	80.10	80.98	82.33	83.14	79.75	80.74	80.20
%Fa	18.79	18.95	19.90	19.02	17.67	16.86	20.25	19.26	19.80

Tabla 4.3: (Continuación).

Muestra Análisis	SSC-61 Centro	SSC-61 Borde	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro	SSC-61 Centro
SiO ₂	39.71	38.08	39.42	39.25	39.30	39.46	39.75	39.11	39.25
TiO ₂	0.01	0.04	0.00	0.05	0.09	0.07	0.01	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	0.03	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.06	0.04
FeO ^I	17.77	18.15	19.29	18.43	18.25	18.10	18.59	19.00	18.09
MnO	0.24	0.21	0.20	0.24	0.20	0.15	0.26	0.18	0.20
MgO	41.98	40.69	40.29	40.51	41.33	40.80	41.10	41.03	40.96
CaO	0.10	0.06	0.13	0.12	0.11	0.15	0.11	0.11	0.10
NiO	0.20	0.14	0.09	0.08	0.21	0.16	0.06	0.06	0.11
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.02	0.02	0.00	0.04	0.02	0.08	0.01
Suma	100.09	97.42	99.47	98.75	99.48	98.95	99.93	99.66	98.76
Si	1.009	0.999	1.014	1.014	1.007	1.015	1.014	1.004	1.012
Al	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001
Suma	1.010	0.999	1.015	1.015	1.007	1.016	1.015	1.006	1.013
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
Cr	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Fe ⁺²	0.378	0.398	0.415	0.398	0.391	0.389	0.396	0.408	0.390
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.006	0.004	0.004
Mg	1.590	1.591	1.545	1.560	1.579	1.565	1.563	1.570	1.574
Ca	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Ni	0.004	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.001	0.001	0.002
Suma	1.980	2.000	1.970	1.970	1.984	1.967	1.970	1.988	1.974
%Fo	80.81	79.99	78.83	79.67	80.15	80.08	79.77	79.38	80.15
%Fa	19.19	20.01	21.17	20.33	19.85	19.92	20.23	20.62	19.85

Muestra Análisis	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro	SSC-65 Centro
SiO ₂	39.34	38.94	39.03	39.14	39.03	38.76	39.27	38.78	39.24
TiO ₂	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.04	0.06	0.03	0.11	0.03	0.02	0.04	0.00	0.08
FeO ^I	18.69	18.84	20.70	19.00	18.24	19.25	19.65	18.75	18.86
MnO	0.19	0.30	0.27	0.24	0.23	0.22	0.25	0.20	0.17
MgO	42.39	42.40	40.61	42.56	42.81	41.34	42.33	42.18	42.35
CaO	0.13	0.15	0.12	0.14	0.09	0.18	0.12	0.15	0.12
NiO	0.08	0.11	0.06	0.08	0.11	0.08	0.08	0.11	0.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00
Suma	100.85	100.87	100.85	101.31	100.56	99.88	101.85	100.18	101.026
Si	0.996	0.989	0.998	0.989	0.991	0.995	0.990	0.991	0.994
Al	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002
Suma	0.997	0.990	0.999	0.992	0.991	0.996	0.991	0.991	0.996
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.396	0.400	0.443	0.401	0.387	0.413	0.414	0.401	0.399
Mn	0.004	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004
Mg	1.600	1.605	1.548	1.603	1.620	1.583	1.591	1.607	1.599
Ca	0.004	0.004	0.003	0.004	0.002	0.005	0.003	0.004	0.003
Ni	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004
Suma	2.006	2.019	2.002	2.016	2.017	2.008	2.017	2.018	2.009
%Fo	80.17	80.05	77.77	79.97	80.71	79.29	79.35	80.04	80.01
%Fa	19.83	19.95	22.23	20.03	19.29	20.71	20.65	19.96	19.99

Tabla 4.3: (Continuación).

Muestra	SSC-65	SSC-65	SSC-65	SSC-65	SSC-65	MA-03	MA-03	MA-06	MA-06
Análisis	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde
SiO ₂	38.65	39.67	38.80	39.58	39.04	38.89	38.93	39.00	39.08
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.04	0.05	0.03	0.06	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.04	0.07	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00
FeO ¹	18.67	19.01	19.33	18.86	19.47	18.83	19.69	19.16	19.15
MnO	0.26	0.21	0.24	0.18	0.22	0.14	0.20	0.17	0.24
MgO	42.40	42.04	42.19	42.76	41.45	42.73	41.52	41.92	42.00
CaO	0.15	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.18	0.12	0.15
NiO	0.14	0.15	0.06	0.08	0.09	0.19	0.15	0.06	0.12
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00
Suma	100.333	101.300	100.794	101.625	100.534	100.978	100.744	100.428	100.753
Si	0.987	1.001	0.988	0.995	0.996	0.986	0.993	0.995	0.994
Al	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Suma	0.988	1.003	0.988	0.995	0.998	0.987	0.993	0.995	0.994
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.398	0.401	0.412	0.396	0.415	0.399	0.420	0.409	0.407
Mn	0.006	0.005	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004	0.004	0.005
Mg	1.613	1.582	1.601	1.603	1.577	1.615	1.579	1.594	1.592
Ca	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004
Ni	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.004	0.003	0.001	0.002
Suma	2.025	1.994	2.024	2.009	2.004	2.026	2.013	2.011	2.012
%Fo	80.19	79.77	79.55	80.17	79.15	80.18	78.99	79.60	79.63
%Fa	19.81	20.23	20.45	19.83	20.85	19.82	21.01	20.40	20.37

Tabla 4.4: Composición química (% peso) y fórmula mineral para inclusiones de espinela cromífera en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

Muestra	SSC-51	SSC-56	SSC-56	SSC-56	SSC-56	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61
Fo ₀₁	81.31	82.33	83.14	83.14	79.75	79.99	79.67	80.15	80.15
SiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.22	0.10	0.05	0.00	0.01	0.00
TiO ₂	5.24	5.05	6.76	2.74	2.64	5.48	6.44	4.07	5.01
Al ₂ O ₃	10.04	7.97	10.31	10.21	6.15	7.86	7.24	6.58	8.41
Cr ₂ O ₃	21.65	18.93	21.59	20.96	14.52	17.79	17.74	16.33	20.40
FeO ^I	49.48	56.27	49.58	49.21	61.45	57.33	59.18	61.75	53.80
MnO	0.28	0.31	0.32	0.42	0.42	0.38	0.29	0.40	0.31
MgO	7.24	5.55	5.36	6.14	2.54	5.19	4.18	4.33	6.08
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.01	0.03	0.01
Suma	93.93	94.11	93.92	89.93	87.89	94.08	95.80	93.50	94.02
Si	0.000	0.009	0.000	0.065	0.031	0.014	0.000	0.003	0.000
Ti	1.109	1.088	1.452	0.606	0.624	1.185	1.385	0.894	1.075
Al	3.330	2.691	3.471	3.540	2.276	2.663	2.440	2.264	2.827
Cr	4.816	4.287	4.875	4.875	3.605	4.043	4.011	3.770	4.601
Fe ⁺³	5.636	6.828	4.749	6.243	8.808	6.897	6.777	8.173	6.422
Fe ⁺²	6.006	6.651	7.092	5.864	7.330	6.833	7.376	6.904	6.411
Mn	0.067	0.075	0.077	0.105	0.112	0.093	0.070	0.099	0.075
Mg	3.036	2.370	2.282	2.693	1.189	2.224	1.782	1.885	2.586
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024	0.000	0.003	0.009	0.003
Suma	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.79	0.85	0.84	0.82	0.93	0.86	0.89	0.89	0.83
Cr/(Cr + Al)	0.59	0.61	0.58	0.58	0.61	0.60	0.62	0.62	0.62
Fe ⁺³ /Fe	0.484	0.507	0.401	0.516	0.546	0.501	0.479	0.542	0.500

Muestra	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-62	SSC-62	SSC-62	SSC-65	SSC-65
Fo ₀₁	80.74	80.74	80.20	79.99	80.05	80.05	80.05	80.19	80.19
SiO ₂	0.09	0.35	0.07	0.08	0.07	0.05	0.07	0.11	0.05
TiO ₂	4.69	6.37	6.15	4.08	3.98	3.96	4.02	5.19	4.96
Al ₂ O ₃	9.82	8.94	8.21	9.59	13.91	13.78	13.47	11.30	11.46
Cr ₂ O ₃	23.23	21.73	19.07	20.88	30.43	29.71	28.82	23.30	24.61
FeO ^I	47.89	51.16	55.20	53.16	40.81	42.61	43.51	47.54	48.30
MnO	0.32	0.36	0.31	0.29	0.41	0.26	0.37	0.28	0.31
MgO	7.06	6.00	4.71	5.82	6.84	7.00	7.29	7.75	7.97
CaO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Sum	93.10	94.95	93.72	93.92	96.45	97.38	97.56	95.48	97.67
Si	0.026	0.099	0.020	0.023	0.019	0.013	0.019	0.030	0.013
Ti	1.003	1.354	1.339	0.873	0.815	0.803	0.812	1.073	1.003
Al	3.291	2.977	2.801	3.216	4.462	4.377	4.265	3.661	3.630
Cr	5.223	4.855	4.365	4.697	6.547	6.330	6.122	5.064	5.230
Fe ⁺³	0.000	5.262	6.114	6.296	3.323	3.661	3.951	5.069	5.107
Fe ⁺²	5.429	6.827	7.250	6.351	5.964	5.941	5.824	5.859	5.749
Mn	5.959	0.086	0.076	0.070	0.095	0.059	0.084	0.065	0.071
Mg	0.077	2.528	2.033	2.469	2.775	2.812	2.920	3.176	3.194
Ca	2.993	0.012	0.000	0.006	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003
Sum	24.000	24.000	24.00	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.79	0.83	0.87	0.84	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77
Cr/(Cr + Al)	0.61	0.62	0.61	0.59	0.59	0.59	0.59	0.58	0.59
Fe ⁺³ /Fe	0.477	0.435	0.457	0.498	0.358	0.381	0.404	0.464	0.470

Tabla 4.4: (Continuación).

Muestra	SSC-65	SSC-65	SSC-65	SSC-65	MA-03	MA-03	MA-06	MA-06	MA-06
FeO _l	79.55	79.55	80.17	80.17	80.18	80.18	79.60	79.60	79.60
SiO ₂	0.02	0.05	0.34	0.12	0.35	0.12	0.02	0.05	0.03
TiO ₂	5.26	5.43	4.94	5.21	1.54	2.05	5.24	5.13	5.02
Al ₂ O ₃	11.50	11.34	10.86	11.25	11.34	11.60	8.22	8.67	9.50
Cr ₂ O ₃	23.96	23.55	22.63	23.90	38.64	39.36	20.16	20.31	21.75
FeO ^l	48.38	48.68	48.23	48.59	36.40	36.52	55.60	54.84	50.91
MnO	0.38	0.29	0.41	0.29	0.35	0.20	0.32	0.34	0.26
MgO	8.00	7.83	7.92	8.01	6.48	6.86	6.37	6.23	7.19
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
Suma	97.51	97.17	95.34	97.37	95.13	96.71	95.93	95.59	94.66
Si	0.005	0.014	0.094	0.032	0.098	0.033	0.006	0.014	0.008
Ti	1.065	1.105	1.022	1.057	0.324	0.423	1.102	1.081	1.057
Al	3.647	3.614	3.521	3.575	3.736	3.755	2.708	2.864	3.135
Cr	5.097	5.035	4.922	5.095	8.540	8.546	4.456	4.500	4.815
Fe ⁺³	5.115	5.114	5.326	5.153	2.880	2.786	6.621	6.446	5.918
Fe ⁺²	5.771	5.895	5.769	5.803	5.629	5.601	6.377	6.406	6.002
Mn	0.087	0.066	0.096	0.066	0.083	0.047	0.076	0.081	0.062
Mg	3.209	3.157	3.248	3.220	2.701	2.809	2.655	2.603	3.002
Ca	0.003	0.000	0.003	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.77	0.78	0.77	0.77	0.76	0.75	0.83	0.83	0.80
Cr/(Cr + Al)	0.58	0.58	0.58	0.59	0.70	0.69	0.62	0.61	0.61
Fe ⁺³ /Fe	0.470	0.465	0.480	0.470	0.338	0.332	0.509	0.502	0.496

Tabla 4.5: Composición química (% peso) y fórmula mineral para plagioclasa en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

Muestra Análisis	SSC-02 Centro	SSC-02 Centro	SSC-02 Centro	SSC-02 Centro	SSC-09 Centro	SSC-09 Centro	SSC-61 Matriz	SSC-62 Centro	SSC-62 Centro
SiO ₂	51.83	51.61	49.10	50.70	52.75	54.01	57.46	53.79	53.57
TiO ₂	0.08	0.07	0.00	0.04	0.02	0.09	0.25	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	31.79	31.21	32.72	31.59	30.06	28.92	26.08	29.23	29.27
FeO ⁱ	0.71	0.59	0.38	0.50	0.77	0.85	1.27	0.51	0.52
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.14	0.09	0.04	0.06	0.10	0.10	0.16	0.09	0.11
CaO	12.67	13.37	15.32	14.07	12.65	11.11	9.29	12.74	11.85
Na ₂ O	2.01	1.92	1.36	1.88	3.76	5.30	5.83	4.70	4.66
K ₂ O	0.24	0.15	0.08	0.11	0.26	0.36	0.44	0.20	0.19
BaO	0.05	0.04	0.00	0.03	0.05	0.12	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	99.54	99.05	99.00	98.98	100.45	100.86	100.80	101.35	100.26
Si	2.349	2.353	2.255	2.320	2.386	2.434	2.573	2.414	2.421
Ti	0.003	0.002	0.000	0.001	0.001	0.003	0.008	0.003	0.003
Al	1.699	1.678	1.771	1.704	1.603	1.537	1.377	1.546	1.560
Fe ⁺³	0.024	0.020	0.013	0.017	0.026	0.029	0.043	0.017	0.018
Suma	4.075	4.054	4.039	4.043	4.015	4.003	4.001	3.980	4.002
Mg	0.010	0.006	0.003	0.004	0.007	0.007	0.011	0.006	0.008
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.615	0.653	0.754	0.690	0.613	0.537	0.446	0.613	0.574
Na	0.176	0.170	0.122	0.167	0.330	0.463	0.506	0.409	0.408
K	0.014	0.009	0.005	0.007	0.015	0.021	0.025	0.011	0.011
Ba	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma	0.816	0.839	0.883	0.868	0.967	1.030	0.989	1.038	1.001
%An	76.42	78.52	85.66	79.93	64.00	52.58	45.63	59.33	57.81
%Ab	21.89	20.44	13.81	19.30	34.46	45.37	51.78	39.57	41.11
%Or	1.69	1.04	0.53	0.77	1.54	2.05	2.59	1.10	1.08

Tabla 4.5: (Continuación).

Muestra	SSC-62	SSC-62	SSC-62	SSC-62	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-06
Análisis	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Matriz
SiO ₂	53.83	53.89	53.91	55.18	53.52	54.19	64.54	53.23	52.83	52.98
TiO ₂	0.16	0.12	0.11	0.41	0.04	0.05	0.46	0.07	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	28.24	28.94	28.98	26.76	29.40	28.93	20.84	29.19	29.04	29.30
FeO ^t	0.65	0.70	0.61	1.19	0.43	0.62	1.51	0.60	0.60	0.80
MnO	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.09	0.11	0.10	0.06	0.09	0.04	0.15	0.08	0.02	0.07
CaO	10.95	12.31	11.05	9.89	12.42	11.88	7.00	12.55	11.38	12.74
Na ₂ O	5.22	4.97	5.02	5.35	4.60	4.97	4.22	4.92	4.79	4.33
K ₂ O	0.25	0.25	0.22	0.49	0.15	0.21	1.54	0.00	0.16	0.18
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	99.47	101.32	100.00	99.33	100.65	100.90	100.26	100.64	98.88	100.45
Si	2.453	2.421	2.440	2.515	2.413	2.437	2.857	2.406	2.421	2.400
Ti	0.006	0.004	0.004	0.014	0.001	0.002	0.015	0.002	0.002	0.002
Al	1.517	1.533	1.547	1.438	1.562	1.534	1.088	1.555	1.569	1.565
Fe ⁺³	0.022	0.024	0.021	0.041	0.015	0.021	0.050	0.020	0.021	0.027
Suma	3.998	3.981	4.011	4.008	3.992	3.994	4.011	3.983	4.012	3.994
Mg	0.006	0.007	0.007	0.004	0.006	0.002	0.010	0.006	0.002	0.005
Mn	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.535	0.592	0.536	0.483	0.600	0.572	0.332	0.608	0.559	0.618
Na	0.462	0.433	0.441	0.483	0.402	0.434	0.362	0.431	0.425	0.380
K	0.015	0.014	0.012	0.473	0.009	0.012	0.087	0.000	0.009	0.011
Ba	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma	1.020	1.048	0.996	0.989	1.016	1.021	0.791	1.044	0.995	1.013
%An	52.89	56.98	54.18	49.07	59.37	56.24	42.50	58.52	56.24	61.29
%Ab	45.67	41.64	44.56	48.07	39.78	42.60	46.38	41.48	42.80	37.66
%Or	1.44	1.38	1.26	2.86	0.85	1.16	11.12	0.00	0.96	1.05

Tabla 4.6: Composición química (% peso) y fórmula mineral para piroxeno en el Cinturón Volcánico Mexicano Central.

Muestra Análisis	SSC-51 Centro	SSC-51 Borde	SSC-51 Centro	SSC-51 Centro	SSC-56 Centro	SSC-56 Borde	SSC-56 Centro	SSC-56 Borde	SSC-56 Centro
SiO ₂	52.26	56.17	55.22	54.14	51.76	51.29	52.29	52.03	51.43
TiO ₂	0.17	0.20	0.24	0.35	0.77	1.28	0.60	0.44	0.73
Al ₂ O ₃	0.92	1.01	1.63	2.36	2.77	5.15	2.37	1.89	2.92
FeO ⁱ	11.02	11.21	13.15	11.56	6.33	8.22	6.84	6.15	6.22
MnO	0.30	0.26	0.25	0.21	0.21	0.10	0.15	0.17	0.16
MgO	29.51	29.08	27.52	28.28	16.52	15.25	16.31	16.84	16.89
CaO	1.55	1.60	1.61	1.70	19.80	18.84	19.76	19.17	20.57
Na ₂ O	0.03	0.01	0.06	0.02	0.36	0.36	0.36	0.42	0.43
NiO	0.00	0.07	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	0.19	0.13	0.00	0.34	0.47	0.04	0.52	0.27	0.60
Suma									
Si	1.99	1.99	1.98	1.94	1.92	1.88	1.94	1.95	1.90
Al IV	0.01	0.01	0.02	0.06	0.08	0.12	0.06	0.05	0.10
Suma	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al VI	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.10	0.04	0.04	0.02
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.08
Mg	1.55	1.54	1.47	1.51	0.91	0.83	0.90	0.94	0.93
Fe ⁺²	0.33	0.33	0.39	0.35	0.18	0.25	0.21	0.18	0.11
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.06	0.06	0.06	0.79	0.74	0.78	0.77	0.81
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Suma	1.99	1.98	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.03
%En	80	79	76	78	48	46	47	49	48
%Fs	17	18	21	18	11	14	11	10	10
%Wo	3	3	3	3	41	40	41	40	42

Tabla 4.6: (Continuación).

Muestra	SSC-56	SSC-56	SSC-56	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61	SSC-61
Análisis	Matriz	Matriz	Centro	Centro	Centro	Centro	Matriz	Matriz	Matriz	Centro
SiO ₂	50.21	52.39	49.28	55.29	53.36	52.72	50.55	49.88	49.69	48.56
TiO ₂	1.56	0.54	1.27	0.26	0.46	0.59	1.30	1.22	1.51	1.73
Al ₂ O ₃	5.20	1.68	4.35	1.92	2.08	2.39	3.16	3.58	4.27	5.26
FeO [†]	8.77	8.96	8.14	11.93	6.49	6.73	10.00	10.90	9.85	8.37
MnO	0.18	0.24	0.17	0.24	0.25	0.14	0.21	0.29	0.19	0.18
MgO	15.38	18.11	14.59	28.47	17.04	16.66	15.25	16.42	14.33	13.85
CaO	18.18	15.19	21.44	1.54	20.08	19.79	17.70	16.82	18.75	19.49
Na ₂ O	0.34	0.20	0.42	0.06	0.36	0.40	0.44	0.43	0.47	0.43
NiO	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.31	0.07	0.04	0.26	0.36	0.42	0.04	0.18	0.13	0.44
Suma										
Si	1.85	1.97	1.84	1.96	1.95	1.94	1.90	1.87	1.87	1.84
Al IV	0.15	0.03	0.16	0.04	0.05	0.06	0.10	0.13	0.13	0.16
Suma	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al VI	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06	0.07
Ti	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.01	0.02	0.10	0.03	0.02
Mg	0.85	1.01	0.81	1.51	0.93	0.91	0.86	0.92	0.80	0.78
Fe ⁺²	0.27	0.28	0.14	0.35	0.19	0.20	0.30	0.24	0.28	0.25
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.72	0.61	0.86	0.06	0.78	0.78	0.71	0.67	0.75	0.79
Na	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Suma	2.00	1.99	2.04	1.99	2.00	2.00	2.01	2.03	2.01	2.01
%En	46	53	42	78	48	48	45	47	43	42
%Fs	15	15	13	19	11	11	17	18	17	15
%Wo	39	32	44	3	41	41	38	35	40	43

Tabla 4.6: (Continuación).

Muestra	SSC-61	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03
Análisis	Matriz	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	48.80	51.86	55.18	52.01	51.55	54.98	54.21	54.40	53.80	53.62
TiO ₂	1.60	0.44	0.25	0.44	0.38	0.15	0.29	0.09	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	5.06	2.12	1.33	2.16	0.60	1.07	2.40	1.59	2.12	2.44
FeO [†]	9.03	6.38	12.53	6.41	23.78	12.90	14.33	13.21	13.85	13.16
MnO	0.27	0.20	0.25	0.10	0.48	0.23	0.14	0.26	0.19	0.22
MgO	14.72	15.83	28.89	16.11	18.31	29.00	27.41	27.91	27.65	27.99
CaO	19.79	22.14	0.95	22.28	3.28	1.29	1.58	1.07	1.37	1.24
Na ₂ O	0.32	0.37	0.05	0.35	0.23	0.04	0.03	0.06	0.03	0.07
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.07	0.49	0.27	0.36	0.19	0.20	0.46	0.34	0.49	0.10
Suma										
Si	1.83	1.92	1.97	1.92	1.98	1.96	1.93	1.96	1.94	1.94
Al IV	0.17	0.08	0.03	0.08	0.02	0.04	0.07	0.04	0.06	0.06
Suma	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al VI	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04
Ti	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe ⁺³	0.08	0.08	0.00	0.09	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03
Mg	0.82	0.87	1.54	0.89	1.05	1.54	1.46	1.50	1.48	1.51
Fe ⁺²	0.20	0.12	0.37	0.11	0.76	0.36	0.41	0.40	0.39	0.37
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.79	0.88	0.04	0.88	0.13	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05
Na	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Suma	2.03	2.03	2.00	2.03	2.00	2.01	2.00	2.00	2.01	2.01
%En	43	45	79	45	53	78	75	77	76	77
%Fs	15	10	20	10	40	20	22	21	22	21
%Wo	42	45	2	45	7	2	3	2	3	2

Tabla 4.6: (Continuación).

Muestra	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-03	MA-06	MA-06	MA-06	MA-06	MA-06
Análisis	Borde	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Matriz	Matriz
SiO ₂	54.67	54.28	52.83	52.82	51.56	50.48	52.74	52.16	51.92	51.48
TiO ₂	0.11	0.09	0.40	0.20	0.48	1.00	0.44	0.35	0.52	0.53
Al ₂ O ₃	2.54	2.18	1.41	1.90	3.04	3.80	1.43	2.81	2.62	2.50
FeO [†]	10.38	7.95	18.91	17.32	7.53	7.62	8.52	6.02	6.30	6.67
MnO	0.21	0.14	0.33	0.29	0.20	0.18	0.20	0.07	0.13	0.17
MgO	29.13	32.03	24.26	26.09	14.84	15.20	19.02	16.64	16.74	16.55
CaO	1.34	0.97	1.49	1.11	19.70	21.70	16.98	21.20	21.56	20.63
Na ₂ O	0.05	0.05	0.03	0.06	0.53	0.34	0.20	0.51	0.34	0.42
NiO	0.03	0.19	0.40	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	0.47	0.87	0.06	0.05	0.21	0.27	0.21	0.31	0.46	0.45
Suma										
Si	1.95	1.92	1.94	1.93	1.94	1.87	1.94	1.92	1.90	1.91
Al IV	0.05	0.08	0.06	0.07	0.06	0.13	0.06	0.08	0.10	0.09
Suma	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al VI	0.06	0.01	0.01	0.01	0.07	0.03	0.00	0.04	0.02	0.02
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺³	0.00	0.05	0.04	0.08	0.00	0.09	0.06	0.08	0.09	0.08
Mg	1.55	1.69	1.33	1.42	0.83	0.84	1.04	0.91	0.92	0.92
Fe ⁺²	0.31	0.18	0.54	0.45	0.24	0.14	0.20	0.11	0.10	0.12
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.05	0.04	0.06	0.04	0.79	0.86	0.67	0.83	0.85	0.82
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03
Suma										
%En	81	86	67	71	45	43	53	47	47	47
%Fs	16	12	30	27	13	12	14	10	10	11
%Wo	3	2	3	2	42	44	34	43	43	42

Tabla 4.6: (Continuación).

Muestra Análisis	MA-06 Centro	MA-06 Centro	MA-06 Centro	MA-06 Centro	MA-06 Borde	MA-06 Centro	MA-06 Borde	MA-06 Centro	MA-06 Centro	MA-06 Centro
SiO ₂	51.76	55.00	48.77	50.83	51.70	50.22	51.20	52.65	55.57	49.07
TiO ₂	0.42	0.15	1.22	0.68	0.71	0.67	0.67	0.47	0.19	1.33
Al ₂ O ₃	3.15	1.59	4.50	3.09	3.25	3.16	2.97	2.41	0.87	4.04
FeO ¹	6.29	11.92	8.57	6.20	7.74	7.28	7.10	6.54	11.50	9.43
MnO	0.18	0.28	0.23	0.14	0.19	0.19	0.18	0.20	0.33	0.18
MgO	16.69	29.25	15.49	15.98	16.80	16.44	16.76	16.44	29.81	14.95
CaO	20.77	1.62	20.82	22.04	19.29	19.87	20.57	19.98	1.72	19.22
Na ₂ O	0.55	0.05	0.32	0.40	0.43	0.45	0.45	0.47	0.04	0.43
NiO	0.10	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.18	0.00
Cr ₂ O ₃	0.23	0.08	0.16	0.51	0.51	0.46	0.41	0.29	0.18	0.12
Suma										
Si	1.90	1.95	1.82	1.88	1.90	1.88	1.89	1.94	1.97	1.85
Al IV	0.10	0.05	0.18	0.12	0.10	0.12	0.11	0.06	0.03	0.15
Suma	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al VI	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03
Ti	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe ⁺³	0.10	0.02	0.16	0.11	0.06	0.11	0.012	0.01	0.03	0.09
Mg	0.92	1.55	0.86	0.88	0.92	0.92	0.92	0.90	1.57	0.84
Fe ⁺²	0.10	0.33	0.11	0.08	0.17	0.11	0.10	0.19	0.31	0.20
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.82	0.06	0.83	0.88	0.76	0.80	0.81	0.79	0.07	0.78
Na	0.04	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03
Suma	2.03	2.01	2.05	2.04	2.02	2.04	2.04	2.00	2.01	2.03
%En	47	79	44	45	48	47	47	48	79	44
%Fs	10	18	14	10	13	12	11	11	18	16
%Wo	42	3	42	45	39	41	41	42	3	40

CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN

5.1 Clasificación y distribución en grupos litológicos

De acuerdo al esquema de [Le Bas *et al.* \(1986\)](#), las rocas volcánicas del CVMC (15 analizadas durante el presente estudio y 556 compiladas de trabajos previos) se caracterizan por un carácter sub-alkalino y se distribuyen en los campos de basalto, traquibasalto, andesita basáltica, traquiandesita basáltica, andesita, traquiandesita y dacita ($\%SiO_2 = 49 - 76$; $Mg-v = Mg^{+2}/[Mg^{+2} + Fe^{+2}] = 20 - 78$; [Figura 5.1](#)). Con el propósito de construir un modelo petrológico, las rocas se dividieron en cinco grupos generales: (a) G1: rocas básicas, (b) G2: rocas intermedias de alto magnesio, (c) G3: rocas intermedias de bajo magnesio, (d) G4: rocas ácidas y (e) G5: rocas que muestran evidencia de desequilibrio mineralógico. En el modelo particular desarrollado para cada uno de estos grupos se consideraron los siguientes aspectos: (a) distribución espacial, (b) características mineralógicas y geoquímicas, (c) aproximación de propiedades intensivas (presión y temperatura), (d) inferencia y evaluación de procesos magmáticos.

5.2 Grupo básico

Este grupo representa el 9.5% de la base de datos ($n = 54$) y cubre los intervalos en $SiO_2 = 49 - 52$ y $Mg-v = 63 - 75$. Esta geoquímica podría indicar un carácter cuasi-primario para el grupo ([Luhr, 1997](#)). La mayor parte de las rocas se distribuyen en un arreglo aproximadamente N-S a lo largo de la longitud $99^{\circ}10'$ ([Figura 5.2](#)). Petrográficamente se caracteriza por mostrar una textura porfirítica y/o traquítica con fenocristales de olivino y plagioclasa (labradorita con zonación normal; An_{55-65}), aisladamente se observan cristales de clinopiroxeno y presencia de vesículas ([Figura 5.3a-f](#)). Los fenocristales de olivino ocurren de formas euhedrales (formas rectangulares y hexagonales con tamaños desde 158 hasta 2368 μm) que contienen abundantes inclusiones de espinela cromífera ($[Fe/(Fe +$

Mg] = 0.54 ± 0.06 ; [Cr/(Cr + Al)] = 0.49 ± 0.05) detectados por microsonda electrónica, presenta colores de interferencia del tercer orden y fracturamiento. Abundantes fenocristales euédricos de plagioclasa incoloros se presentan con formas rectangulares bien definidas y con tamaños que van desde 78 hasta 1500 μm , presentando un color de interferencia del primer orden. Los clinopiroxenos presentes tienen formas euhedrales a subhedrales (formas rómbicas con tamaños menores a 95 micras y hasta 2187 μm) presenta colores de interferencia del segundo orden y con poco fracturamiento.

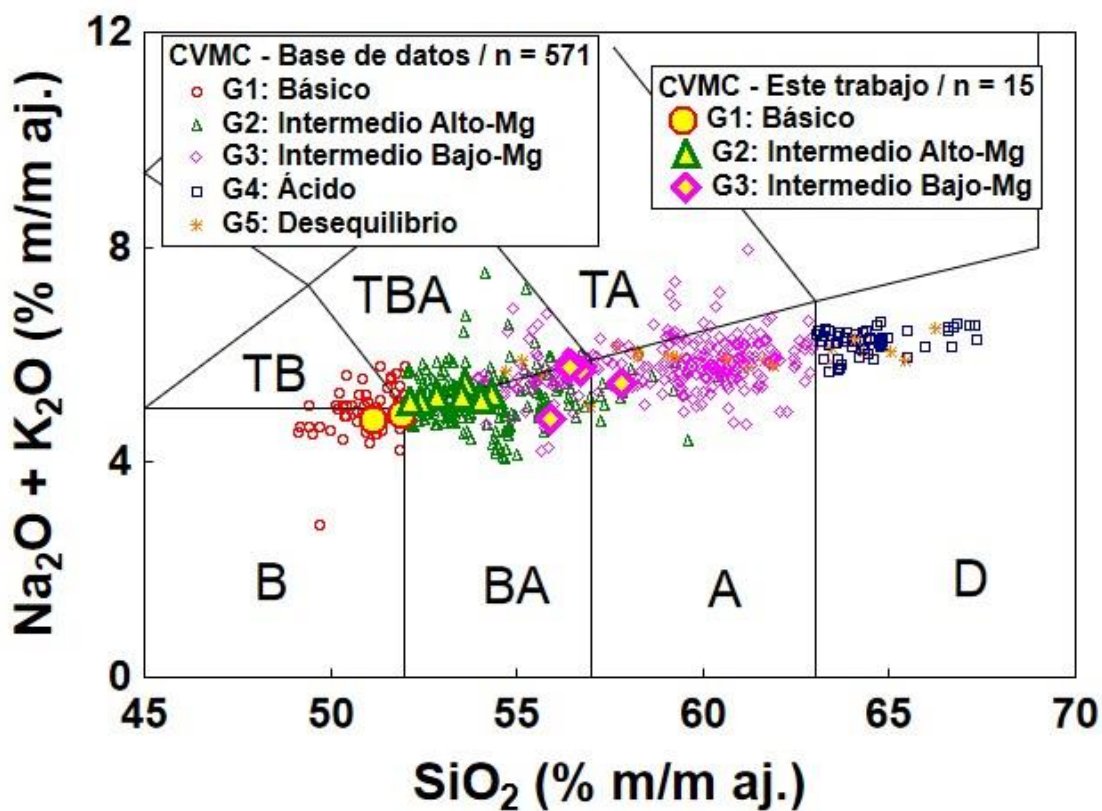


Figura 5.1: Diagrama de clasificación TAS (álcalis totales vs. sílice) de Le Bas *et al.* (1986) para las rocas del CVMC incluidas en la base de datos. (Abreviaturas: B = basalto, TB = traquibasalto, BA = andesita basáltica, TBA = andesita traquibasáltica, A = andesita, TA = traquiandesita, D = dacita).

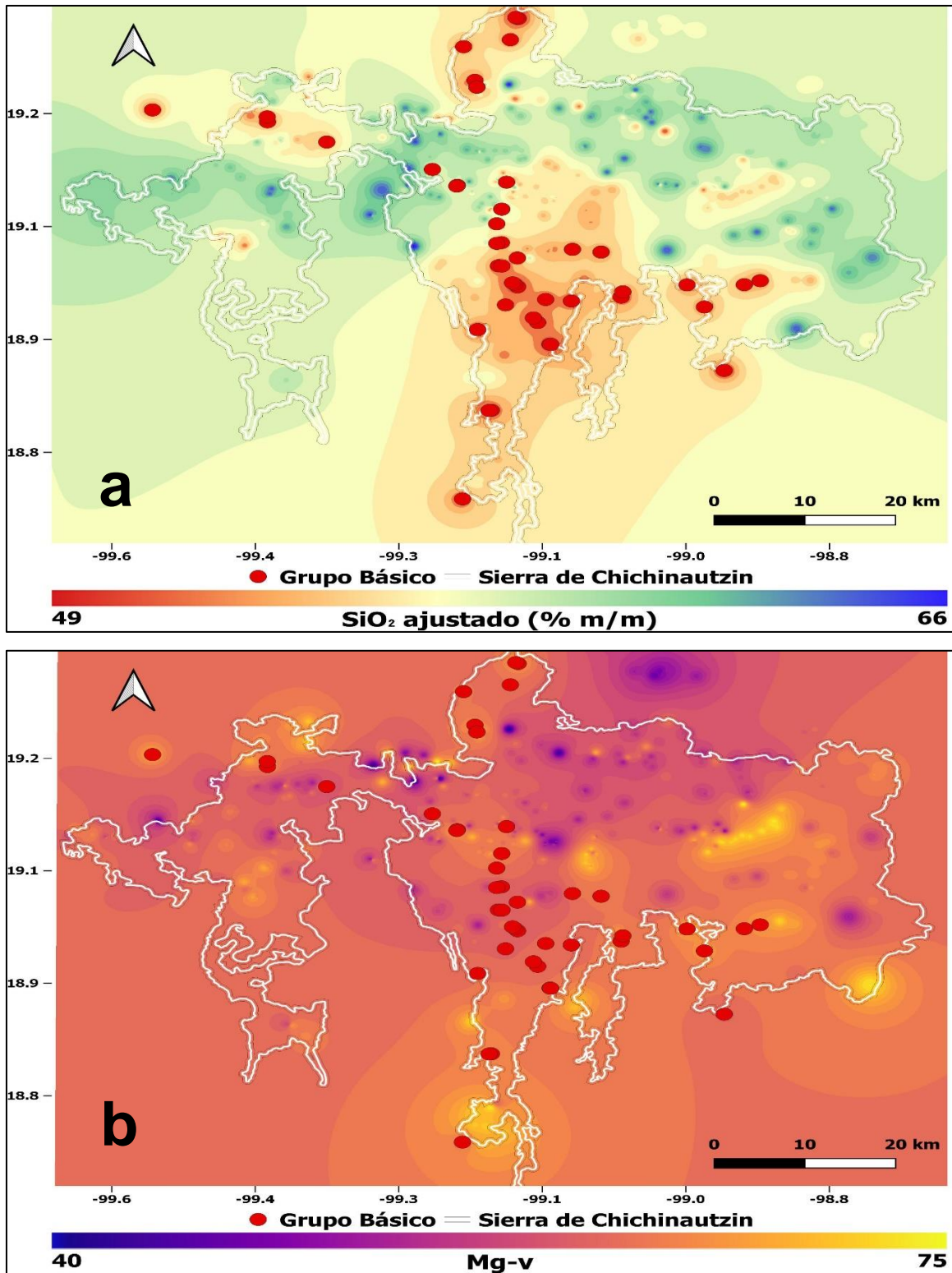


Figura 5.2: Distribución espacial de las rocas volcánicas máficas del CVMC (Grupo G1) de acuerdo con: (a) SiO_2 ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.

Los contenidos de TiO_2 en las inclusiones de espinela son de 1 - 5%, comparables a los observados en basaltos de ambientes extensionales y más altos a los observados en rocas básicas e intermedias de arcos continentales (< 1.0). La matriz es vítrea e incluye microcristales de los mismos minerales y óxidos de hierro, aunque con mayor proporción de plagioclasa. Algunas muestras incluyen entre 6 a 10% en volumen de vesículas (Figura 5.3c, d, f).

De acuerdo con los modelos propuestos por Albarede (1992), los líquidos de los cuales se derivaron estas rocas se formaron en un intervalo de presión entre 6.5 y 11.0 kbar con una temperatura entre 1190 – 1300 °C (Figura 5.4). Estas presiones son comparables a las profundidades en las que han ubicado Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) y Mazzarini *et al.* (2010) la interfase corteza - manto (32 - 40 km). La información de propiedades intensivas, en el marco de los modelos de Katz *et al.* (2003), sugiere una génesis por fusión parcial de peridotita de espinela (manto superior; $F < 0.1$) con una participación limitada de agua. Este modelo es consistente con observaciones geofísicas que indican una zona del manto de baja densidad (3.29 g/cm^3) y una baja velocidad ($V_P = 7.6 \text{ km/s}$) en la base de la corteza en la parte central del CVM (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000).

Por otra parte, los olivinos muestran composiciones de forsterita (centro: Fo_{84-90} ; borde: Fo_{81-88}), que incluyen inclusiones de espinela cromífera (Figura 5.5a-c). El contenido de hierro se incrementa con el aumento de la concentración de la roca en SiO_2 . La geotermometría del sistema olivino-líquido (Putirka, 2008) indica temperaturas de cristalización para este mineral entre 1100 y 1150 °C (Figura 5.5d).

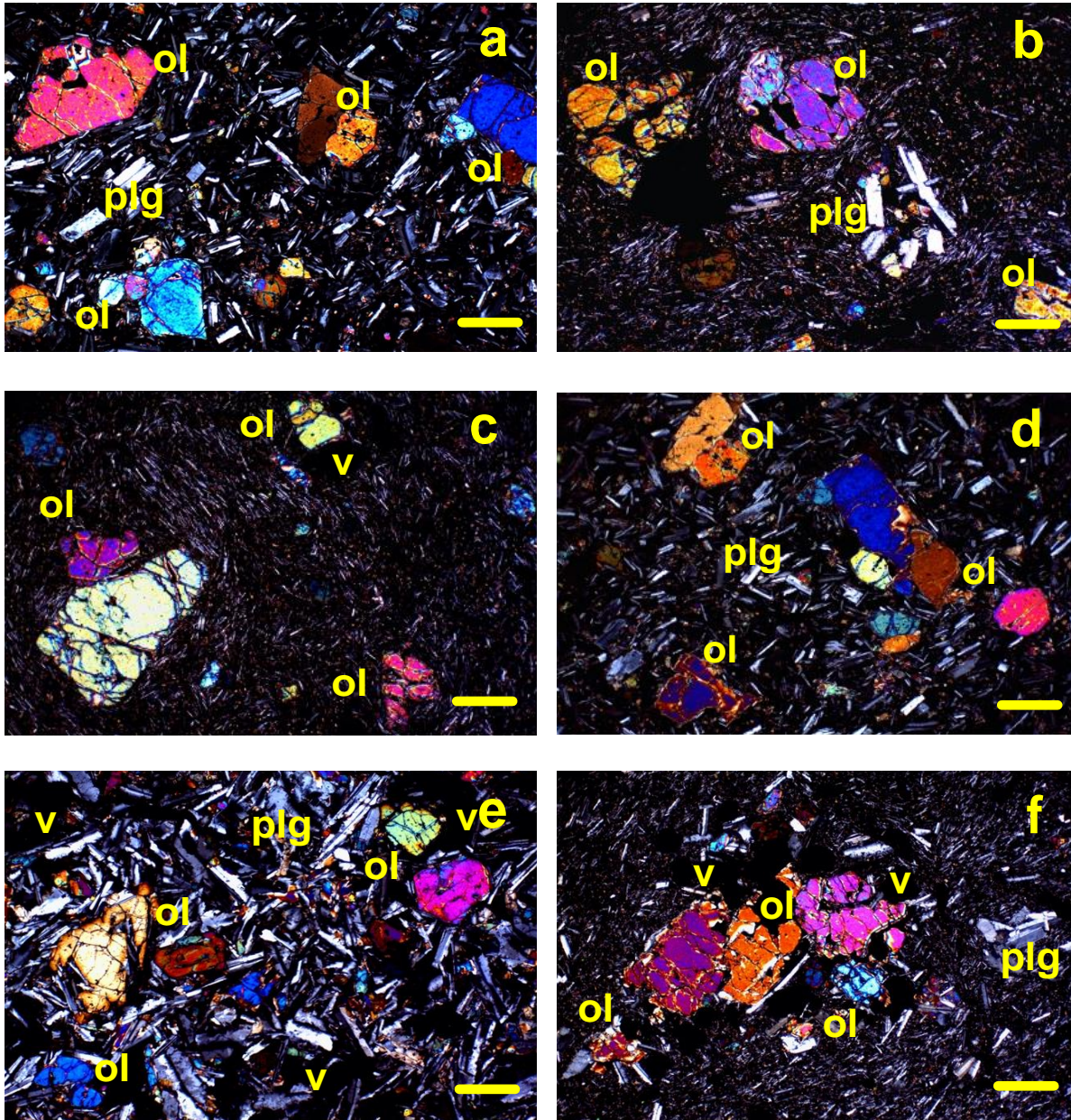


Figura 5.3: Microfotografías (NX, 2.5x) del grupo básico: (a) CHI04, (b) CHI13, (c) CHI13A, (d) CHI32, (e) CUI1 y (f) MA11, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfirítica y/o fluidal que incluye fenocristales de olivino y plagioclasa (Abreviaturas: ol = olivino; plg = plagioclasa; v = vesícula).

Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita (Haskin *et al.*, 1968; Nakamura, 1974) de las rocas básicas se caracterizan por (Figura 5.6a): (a) un enriquecimiento en elementos ligeros ($[La/Yb]_N = 3.6 - 7.5$), (b) una ausencia de anomalías en Eu ($[Eu/Eu^*]_N = 0.9 - 1.0$) y (c) un patrón plano para elementos pesados. Los patrones multi-elementos, normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995) se caracterizan por (Figura 5.6b): (a) un enriquecimiento en elementos altamente incompatibles, (b) la ausencia de anomalías negativas de elementos de campo electrostático fuerte (Ta, Nb, Hf, Ti; relación $[Nb/Nb^*]_{Manto\ primitivo} = 0.61 - 0.77$); y (c) un descenso con el incremento de la compatibilidad. Adicionalmente, las rocas despliegan relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70348 - 0.704302$ ($n = 12$) y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51279 - 0.51294$ ($n = 11$), por lo que se ubican dentro del denominado “arreglo del manto” (Figura 5.6c; Faure, 1988).

Las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas del grupo básico podrían explicarse a través de un proceso de génesis desde un manto enriquecido en elementos incompatibles y en un ambiente extensional. La aplicación de modelos directos e inversos (Zou, 2007) utilizando la composición de lantánidos sugiere la génesis del grupo por fusión parcial entre 1 y 7% de una lertzolita de espinela (Figura 5.7a,b). El modelado directo ha mostrado que una procedencia desde un manto con granate no justifica las relaciones bajas de La/Yb que describen las rocas (Figura 5.7a). Por otra parte, el modelado inverso ha revelado además que la fuente posiblemente se encuentra: (a) enriquecida en lantánidos ligeros, (b) sin evidencia de anomalías en Ce y Eu, y (c) con un descenso en concentración y la incompatibilidad con el incremento de Z (Figura 5.7b).

Por otra parte, la aplicación de diagramas de discriminación basados en funciones discriminantes de los logaritmos de relaciones de elementos inmóviles (Figura 5.8; Verma y Agrawal, 2011) ha mostrado que las rocas básicas muestran una afinidad con magmas de ambientes extensionales. De acuerdo a estas herramientas, no existe evidencia de conexión con magmas asociados a ambientes de subducción.

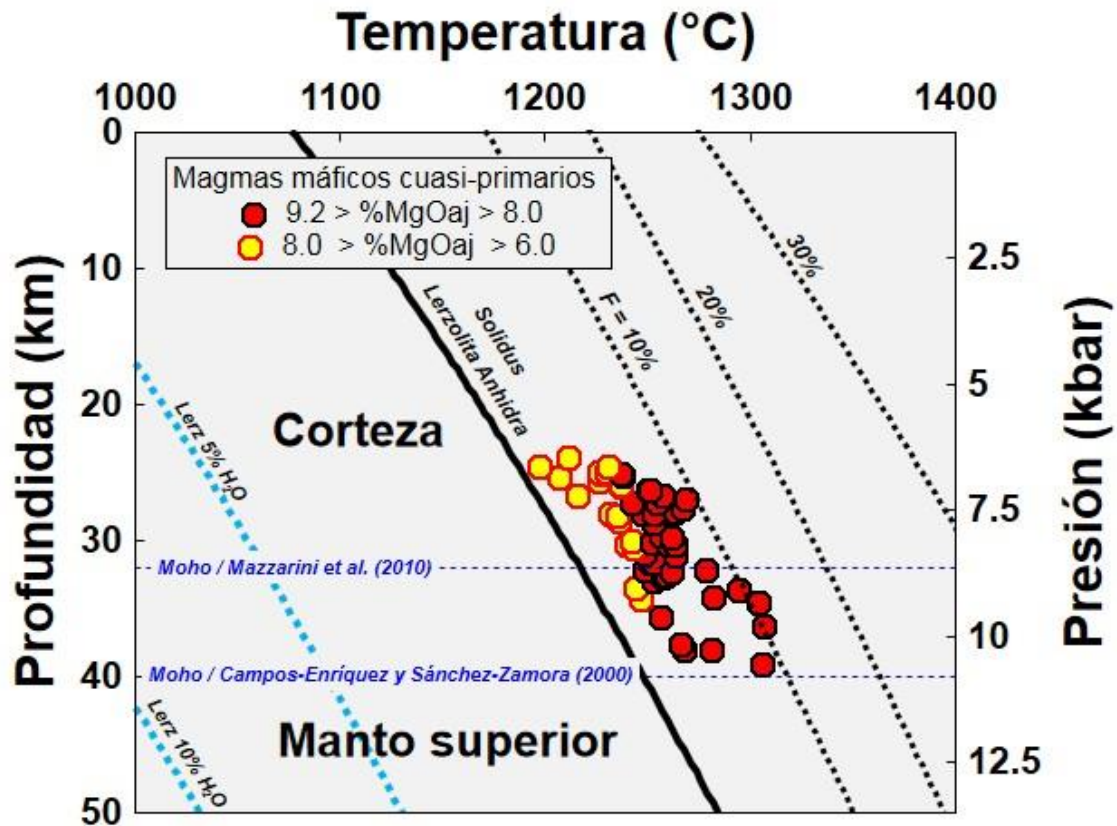


Figura 5.4: Modelo de aproximación de propiedades intensivas, presión [kbar] y temperatura [°C], de acuerdo con la aproximación de [Albarede \(1992\)](#) para las rocas básicas del CVMC. Se incluye el modelo de fusión parcial de una lherzolita anhidra (*solidus*, línea negra continua; 10, 20 y 30% de fusión, líneas negras discontinuas) e hidratada (5 y 10% de H₂O, líneas celestes discontinuas) propuestos por [Katz et al. \(2003\)](#). La imagen incluye la aproximación geofísica de la Moho en la región propuesta por [Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora \(2000\)](#) y de [Mazarini et al. \(2010\)](#).

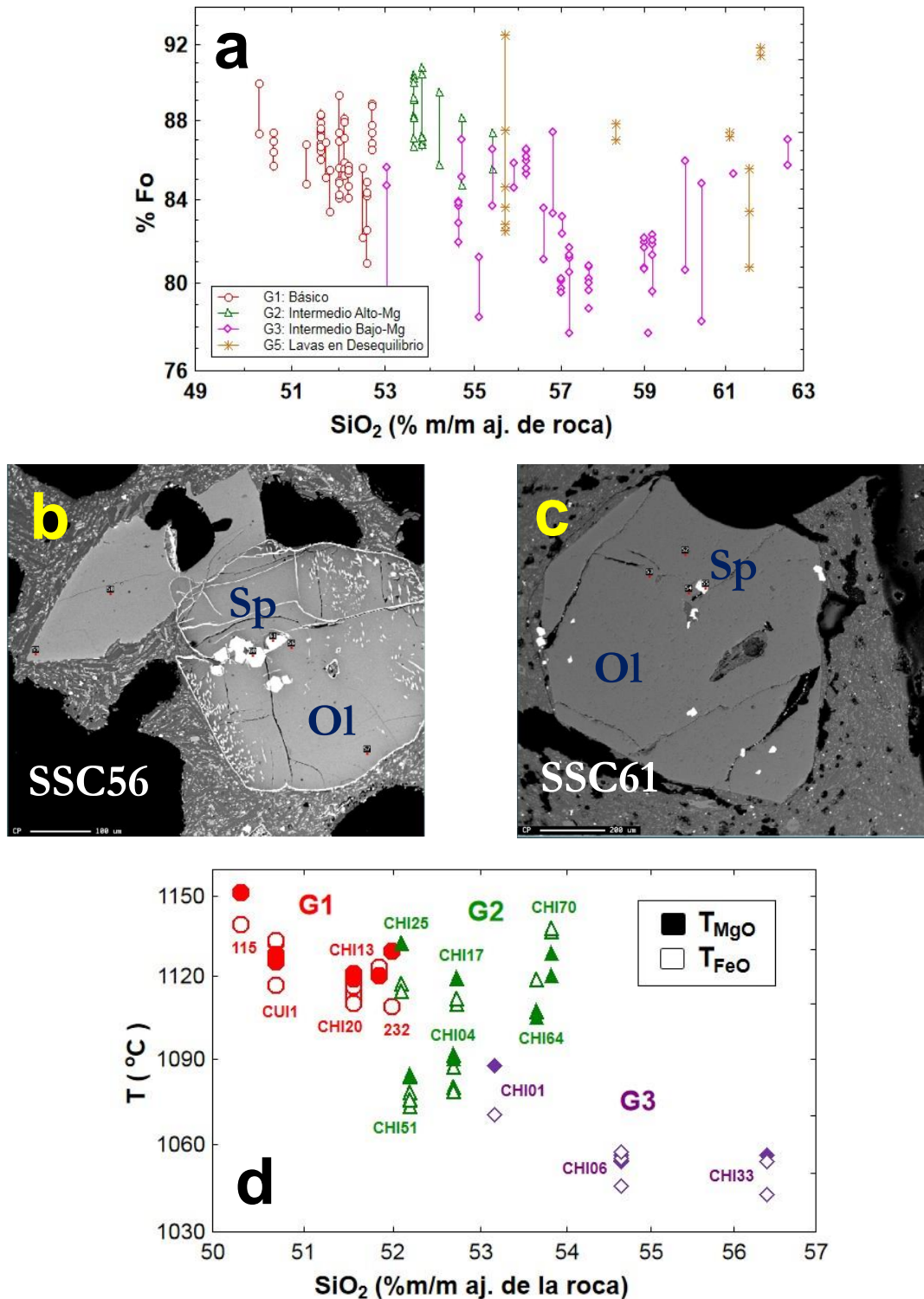


Figura 5.5: Química mineral del olivino (Ol) para rocas del CVMC: (a) variación de %Fo (centro - borde) con respecto a la composición en % SiO_2 en la roca; (b) y (c) especímenes incluidos en las rocas básicas SSC56 y SSC61 con inclusiones de espinela (Sp); (d) variación de la temperatura de cristalización de olivino de acuerdo con el geotermómetro cristal-líquido (Putirka, 2008).

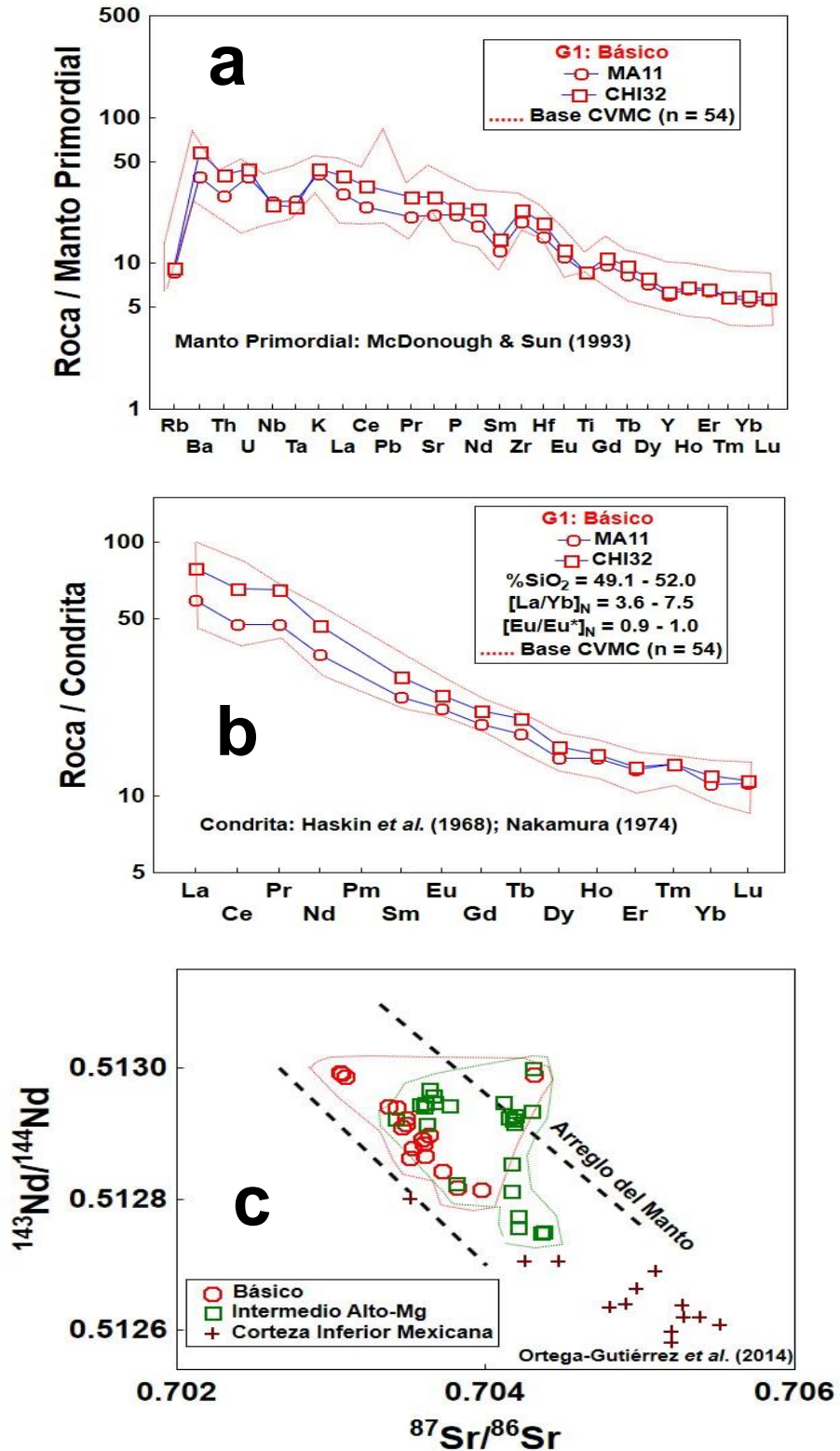


Figura 5.6: (a) Patrones multi-elementos normalizados a manto primordial y (b) patrones de lantánidos normalizados a condrita para rocas básicas del CVMC; (c) diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas básicas e intermedias de alto magnesio del CVMC.

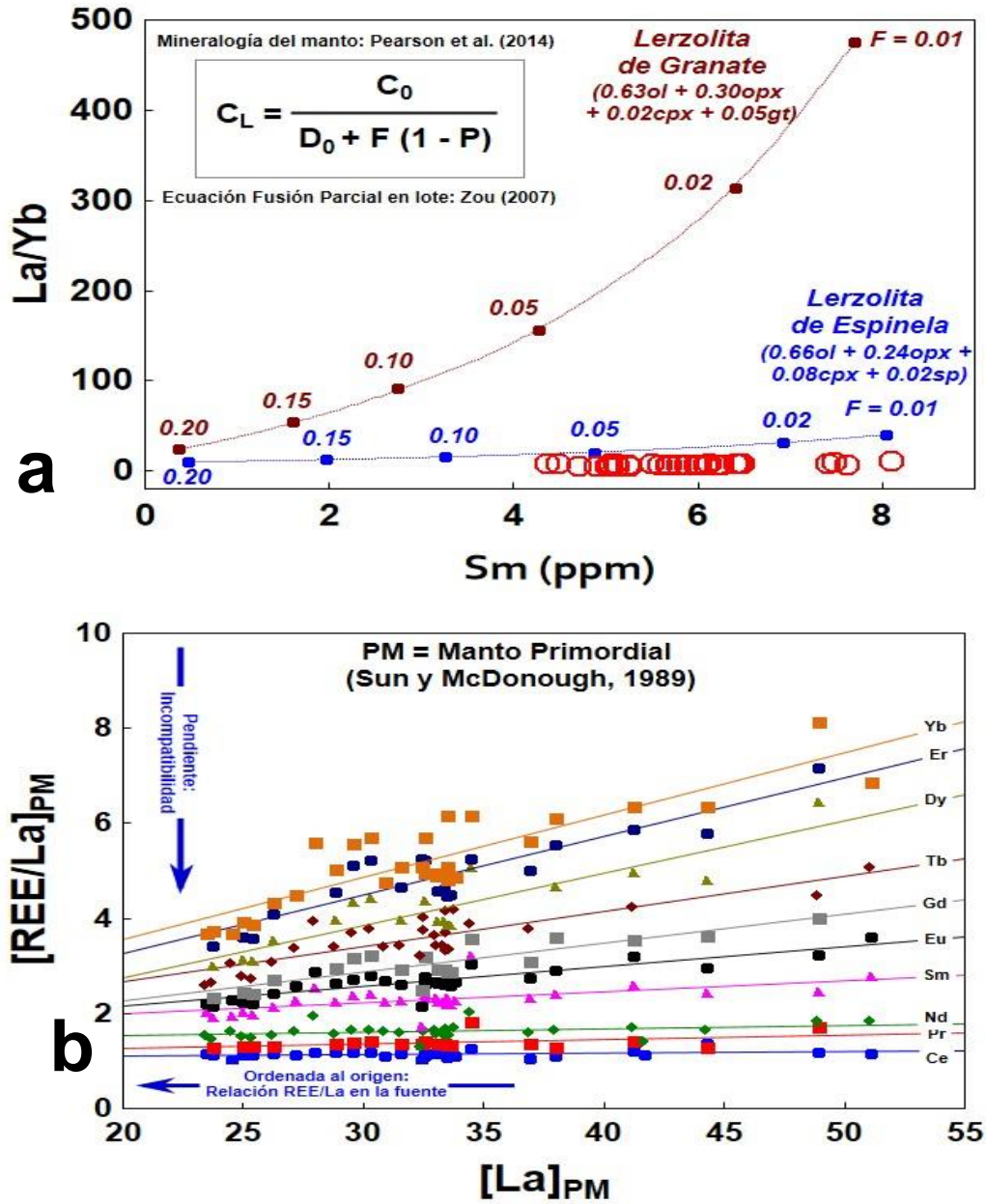


Figura 5.7: Modelos de fusión parcial del manto para las rocas básicas del CVMC: (a) aproximación directa comparando fuente de lezrolita con espinela o granate (Pearson *et. al.*, 2014) en el espacio La/Yb vs. Sm (ppm); (b) aproximación inversa utilizando cocientes de lantánidos a Lantano normalizados con manto primordial (Sun y McDonough, 1989).

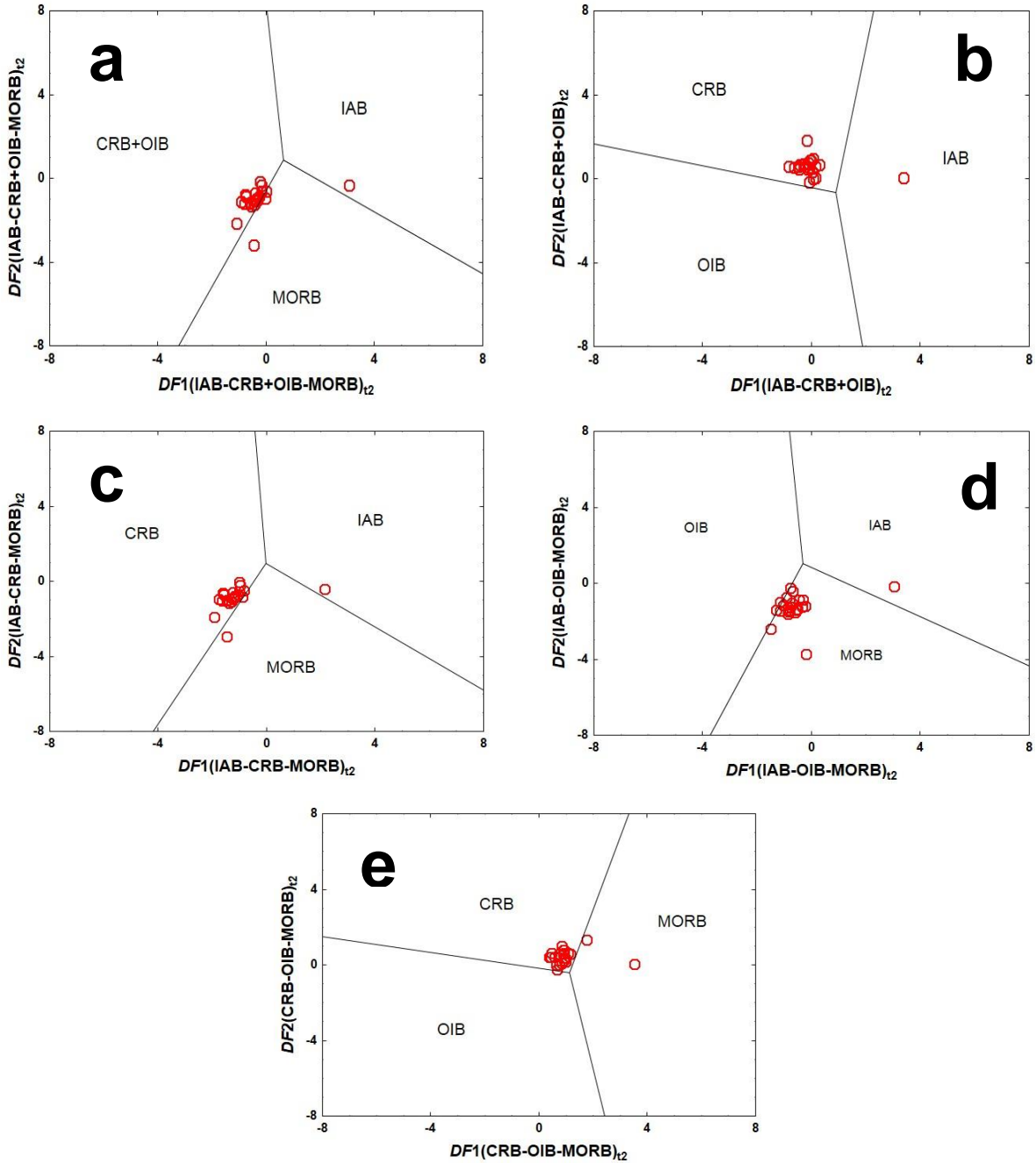


Figura 5.8: Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas básicas basados en funciones discriminantes (DF) de los logaritmos naturales de relaciones de $(TiO_2)_{adj}$, V, Y, Nb y Zr (Verma y Agrawal, 2011). Ambientes tectónicos: IAB: *island arc basalt* (basalto de arco de isla); CRB: *continental rift basalt* (basalto de rift continental); OIB: *ocean island basalt* (basalto de isla oceánica); MORB: *mid-ocean ridge basalt* (basalto de cresta oceánica).

5.3 Grupo intermedio de alto magnesio

Este grupo representa el 32.8% de la base de datos ($n = 187$) y se caracteriza por mostrar una concentración en $\text{SiO}_2 = 52 - 62\%$ y $\text{Mg-v} = 56 - 78$. Las rocas se distribuyen en el área de estudio de acuerdo con arreglos N-S y E-W (Figura 5.9). Su arreglo de minerales es comparable al observado en magmas básicos: olivino + plagioclasa + clinopiroxeno + óxidos \pm ortopiroxenos (Figura 5.10a-f). La matriz presenta una textura porfírica y en algunas ocasiones se observa zonas vesiculares. El olivino se presenta de manera euhedral (con formas romboédricas, rectangulares y hexagonales, con tamaños desde $158 \mu\text{m}$ y hasta $3713 \mu\text{m}$) y con composición Fo_{89-91} en sus centros (Figuras 5.5a), colores de interferencia del tercer orden y fracturamiento. La plagioclasa es incolora y exhibe composiciones de labradorita con formas euhedrales y una zonación normal, conforman en gran porcentaje la matriz con formas rectangulares bien definidas y con tamaños ≤ 78 hasta $780 \mu\text{m}$, presentando un color de interferencia del primer orden. Los clinopiroxenos presentes en este grupo tienen formas euhedrales a subhedrales (formas rómbicas con tamaños menores a $79 \mu\text{m}$ y hasta $2291 \mu\text{m}$) presenta colores de interferencia del segundo orden y algunos casos con fracturamiento.

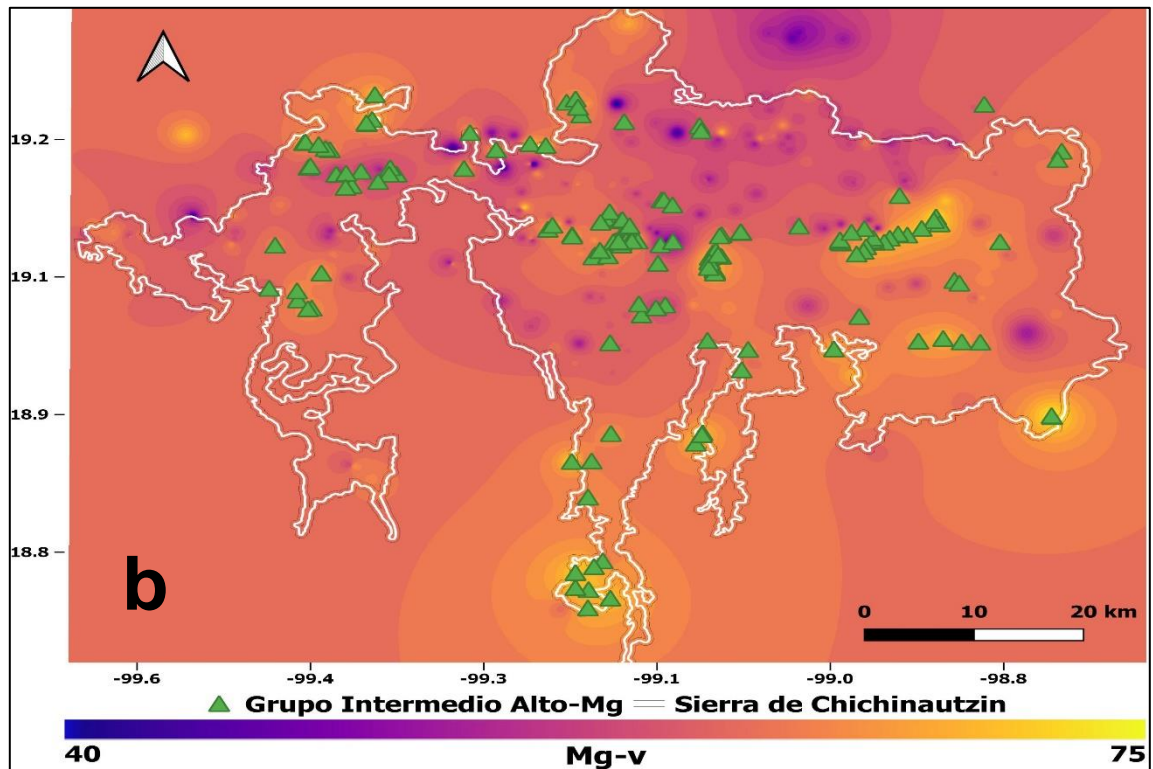
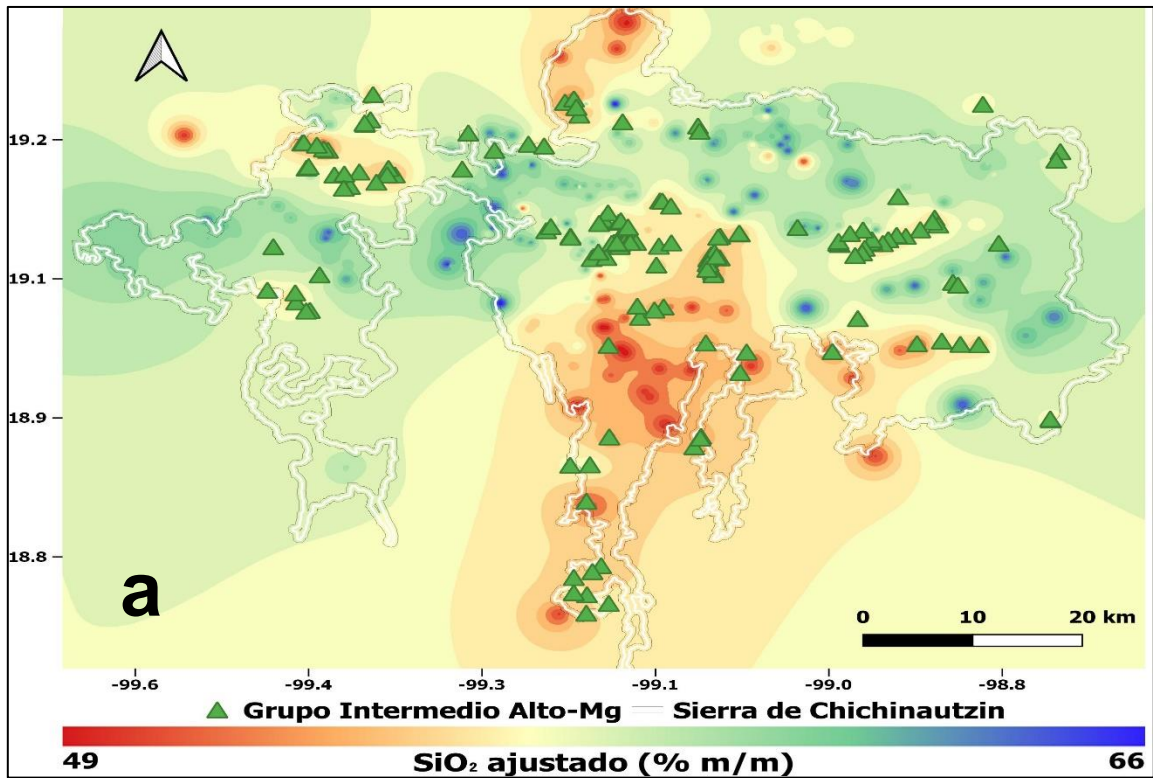


Figura 5.9: Distribución espacial de las rocas volcánicas intermedias de alto-Mg del CVMC (Grupo G2) de acuerdo con: (a) SiO₂ ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.

La temperatura de cristalización de olivino en el grupo intermedio de alto magnesio ($T = 1070 - 1140 \text{ } ^\circ\text{C}$) es comparable con lo observado en las rocas básicas (Figura 5.5d). Por otra parte, los patrones multi-elementos del grupo G2 son también comparables respecto al G1, aunque se observan pequeñas anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, así como P (Figura 5.11a,b).

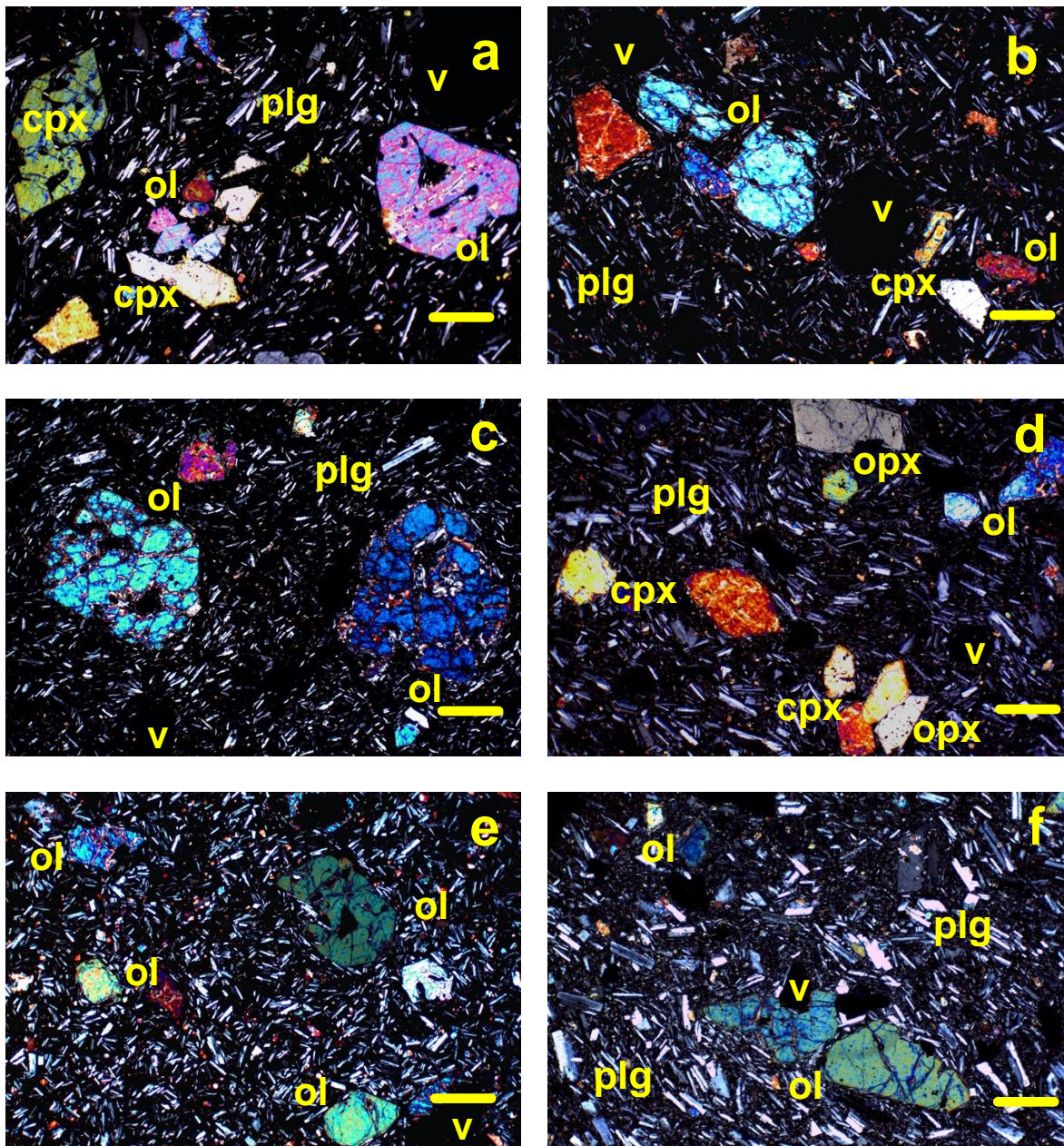


Figura 5.10: Microfotografía (NX, 2.5 \times) de grupo intermedio de alto magnesio: (a) y (c) CHI102, (b) CHI101, (d) y (f) CHI103, y (e) CHI106, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfírica que incluye fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa (labradorita) en una matriz vítrea y de plagioclasa (Abreviaturas: ol = olivino; plg = plagioclasa; cpx = clinopiroxeno; opx = ortopiroxeno; v = vesícula).

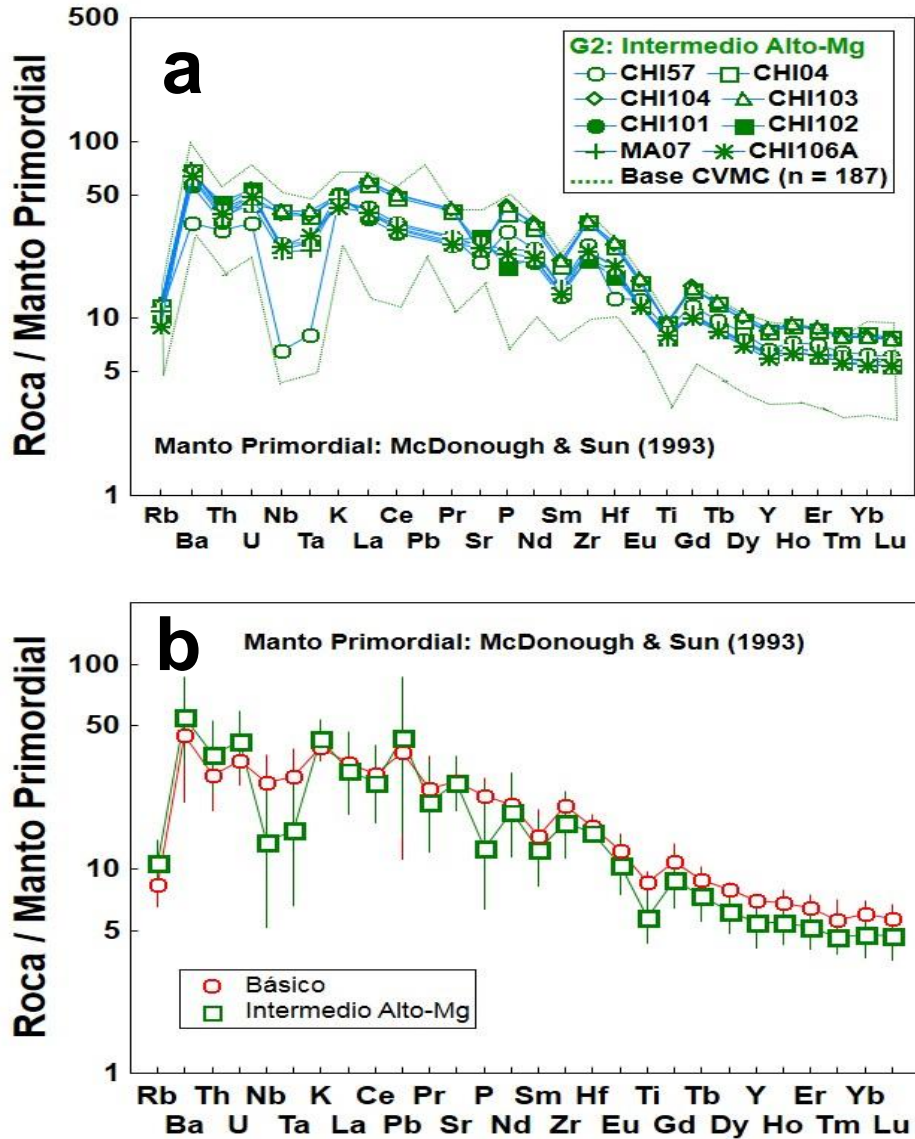


Figura 5.11: Diagramas multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995): (a) grupo G2, rocas intermedias de alto Mg del presente estudio; (b) comparación de valores de mediana y límites de confianza al 95% entre rocas básicas (G1) e intermedias de alto-Mg (G2).

Los patrones de lantánidos, normalizados a condrita, de las rocas del grupo G2 (Figura 5.12a) son comparables a los del grupo básico: (a) un enriquecimiento en elementos ligeros ($[La/Yb]_N = 3.3 - 12.0$), (b) una ausencia de anomalías en Eu ($[Eu/Eu^*]_N = 0.8 - 1.1$) y (c) un patrón plano para elementos pesados. Adicionalmente, las relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ que caracterizan a estos grupos se sobrelapan espacialmente dentro del denominado arreglo del manto (Figura 5.12b).

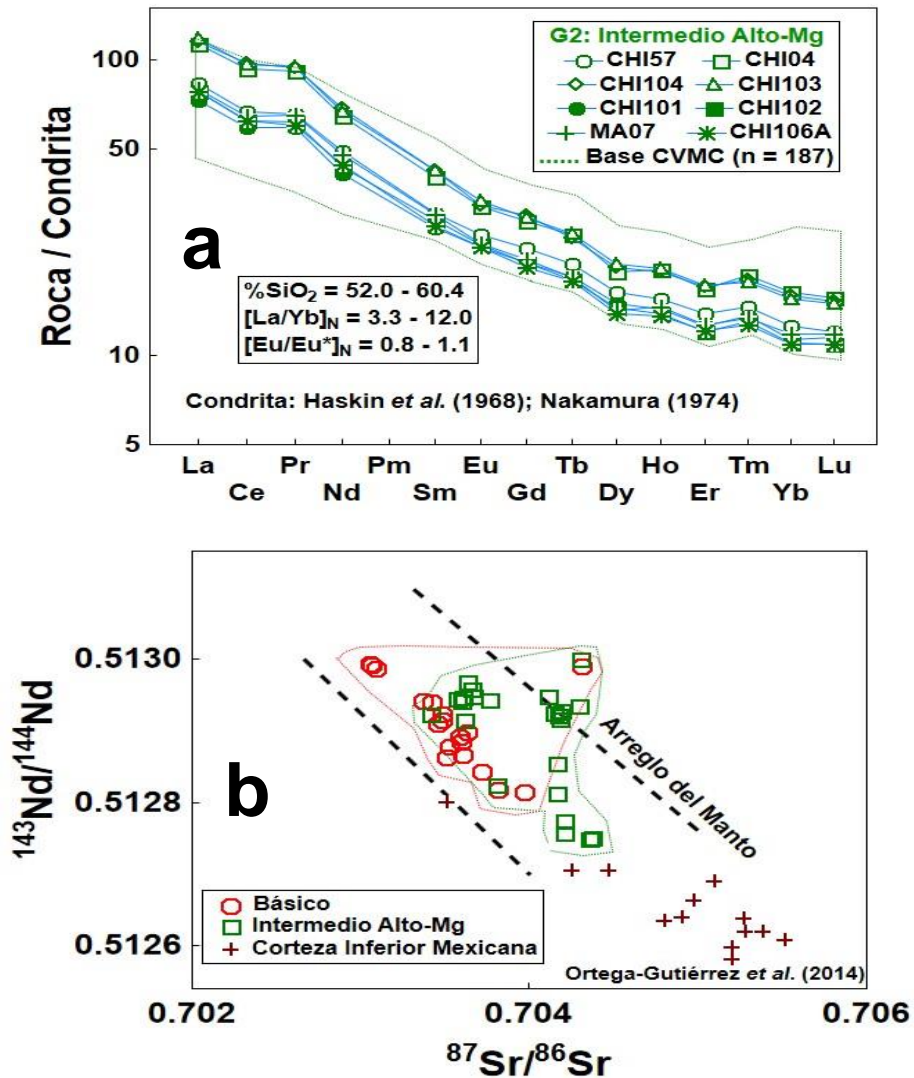


Figura 5.12: Diagramas de (a) lantánidos, normalizado a condrita (Haskin *et al.*, 1968; Nakamura, 1974) y (b) relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas intermedias de alto-Mg del CVMC. Comparación con rocas básicas (grupo G1) y con la corteza inferior mexicana.

Las evidencias geoquímicas e isotópicas indican que las rocas de los grupos G1 y G2 posiblemente proceden de la misma fuente: el manto litosférico. Se ha propuesto (Meriggi *et al.*, 2008) que las rocas intermedias de alto Mg podrían derivar de una peridotita de espinela más refractaria (con mayor proporción de olivino en comparación a los piroxenos) y más hidratada, aunque otra posibilidad sería considerar un proceso AFC entre el líquido basáltico y la peridotita residual (enriquecida en olivino) (Velasco Tapia y Verma, 2013).

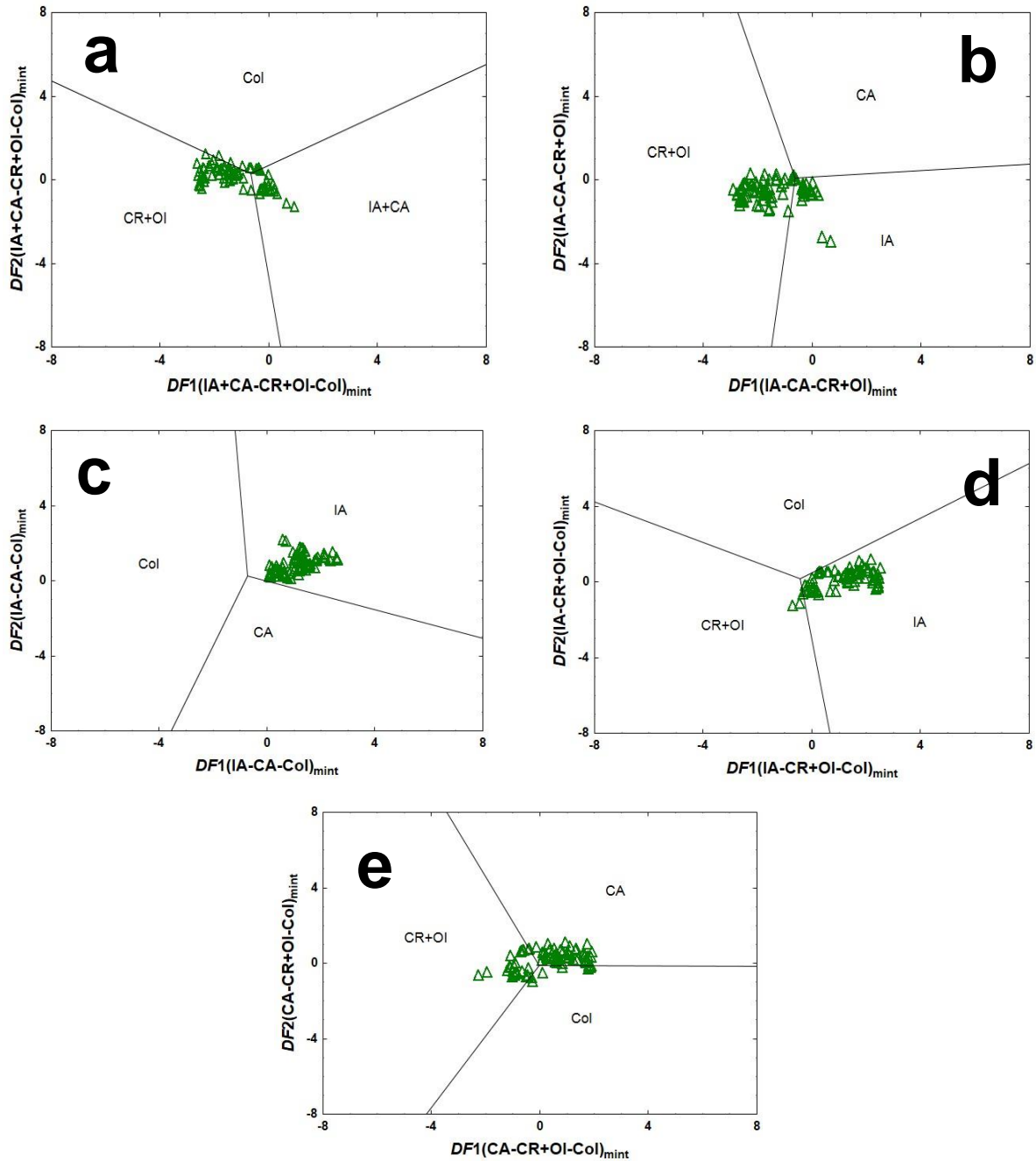


Figura 5.13: Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias basados en funciones discriminantes (DF) del logaritmo natural de relaciones de elementos traza (Verma y Verma, 2013). Ambientes tectónicos: IA: *island arc* (arco insular); CA: *continental arc* (arco continental); CR: *continental rift* (rift continental); OI: *ocean island* (isla oceánica); Col: *collision* (collision).

La aplicación de diagramas de discriminación basados en funciones discriminantes del logaritmo natural de relaciones de elementos traza (Figura 5.13; Verma y Verma, 2013) indica afinidades a zonas de extensión y ambientes de arco. Esta aparente contradicción podría explicarse en términos de un magma derivado del manto que empieza a experimentar una asimilación limitada de corteza. Cabe recordar que la corteza mexicana se ha derivado de una serie de sistemas de subducción que han estado activos desde, al menos, el Permo-Triásico (Velasco-Tapia, 2013).

5.4 Grupo intermedio de bajo magnesio

Este es el subconjunto volumétricamente más importante (253 muestras; 44.3%) en la base de datos del CVMC y que se distribuye principalmente en un arreglo E-W en la parte norte del área de estudio (Figura 5.14). Este grupo cubre un intervalo amplio en %SiO₂ = 52 – 64 y en Mg-v = 40 – 80. Se caracteriza por mostrar texturas porfíricas con arreglos mineralógicos de ortopiroxeno + clinopiroxeno + plagioclasa + óxidos ± olivino (Figura 5.15a-f). Los fenocristales de olivino que son observables presentan fracturamiento, colores de interferencia del tercer orden y formas euhedrales rómbicas y hexagonales con tamaños menores a 79 μm y hasta 2212 μm, no superan una composición Fo₈₈ en magnesio, lo que implica temperaturas de cristalización < 1090 °C (Figuras 5.5a,d). Es notable la presencia de cristales euhedrales de plagioclasa incoloros conforman la matriz con formas rectangulares bien definidas y con tamaños que van desde 237 hasta 790 μm, presentando un color de interferencia del primer orden y maclas simples, se destaca la presencia de vesículas en la mayoría de las muestras.

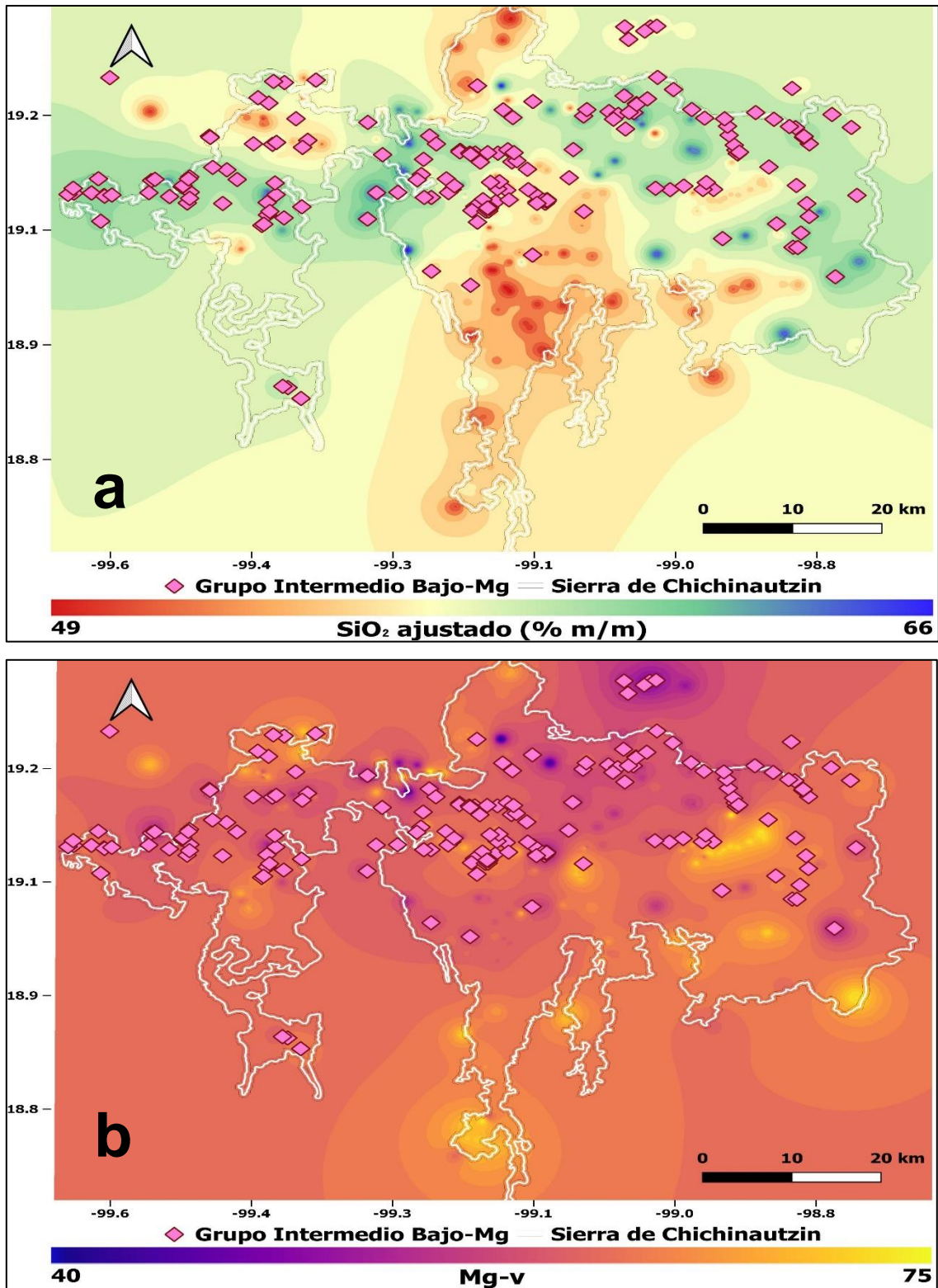


Figura 5.14: Distribución espacial de las rocas volcánicas intermedias de bajo-Mg del CVMC (Grupo G3) de acuerdo con: (a) SiO_2 ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.

En este grupo se observa una mayor presencia de fenocristales de ortopiroxeno (clinoenstatita: $\text{En}_{67-90}\text{Fs}_{8-30}\text{Wo}_{1-4}$) que presenta formas euhedrales con maclas simples, y colores de interferencia del primer orden (Figura 5.15c). Se observan cristales de clinopiroxeno (augita: $\text{En}_{37-53}\text{Fs}_{7-16}\text{Wo}_{34-50}$) de formas euhedrales a subhedrales (rectangulares con tamaños desde 316 μm y hasta 4582 μm), colores de interferencia del primer y segundo orden, y en algunas ocasiones se pueden encontrar en contacto íntimo con los ortopiroxenos (Figuras 5.16a-c), lo que permite utilizar sus composiciones para establecer su presión y temperatura de cristalización (Putirka, 2008). De acuerdo con este esquema, los piroxenos se formarían entre 2.5 y 6.0 kbar (10 – 20 km) de presión y en un intervalo de temperatura de 900 – 1030 °C (Figura 5.16d).

Los patrones multi-elementos, normalizados a manto primordial, de las rocas intermedias de bajo magnesio se caracterizan por un arreglo en zig-zag con pequeñas anomalías de elementos de campo electrostático fuerte (Nb, Ta y Ti) y en ocasiones de P (Figura 5.17a). Estas características podrían explicarse a través de asimilación cortical. Además, no se observa un enriquecimiento importante en elementos litófilos respecto a las rocas máficas e intermedias de alto magnesio.

Los patrones de lantánidos normalizados a condrita del grupo G3 conservan el arreglo observado en los grupos previos (Figura 5.17b): (a) enriquecimiento en ligeros, (b) ausencia de anomalías negativas de Ce y Eu y (c) descenso de concentración con el incremento en Z.

Las observaciones geoquímicas indican una génesis compleja para las rocas volcánicas intermedias de bajo magnesio. Esta podría suponer la asimilación de la corteza continental inferior bajo el CVMC (por ejemplo, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) por parte de los magmas máficos (G1) e intermedios de alto magnesio (G2), acoplada a una cristalización fraccionada dominada por piroxenos y plagioclasa (Figura 5.18). El estancamiento de la mayor parte del volumen de los líquidos G1 y G2 al nivel de la Moho favorecería una evolución dominada por un proceso AFC.

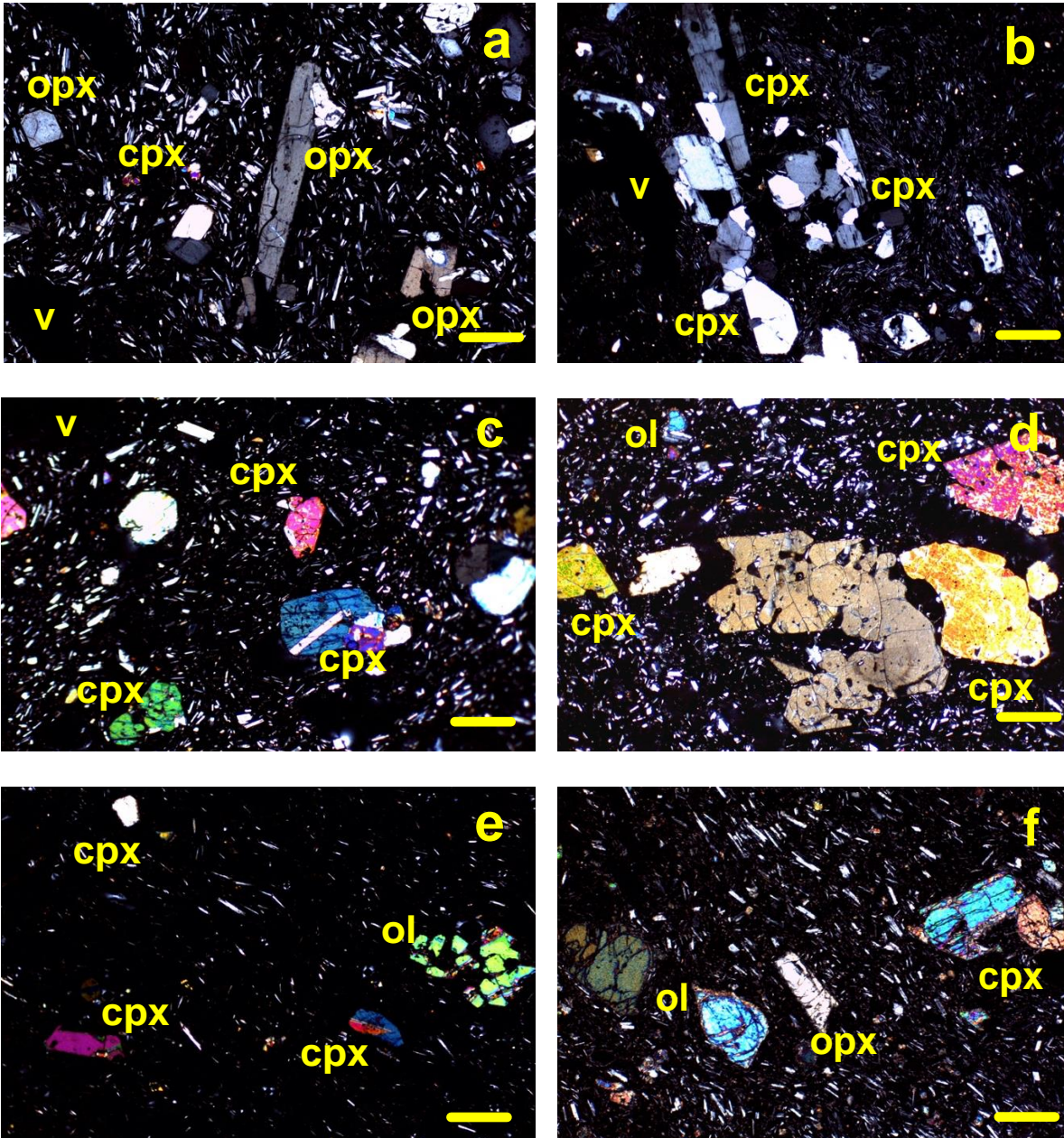


Figura 5.15: Microfotografía (NX) para rocas intermedias de bajo magnesio: 2.5x – (a) CHI03, (b) CHI31, (c) y (d) CHI24; 4x – (e) SSC61 y (f) CHI33B, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfírica con vesículas que incluye fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino en una matriz vítrea y de plagioclasa. (Abreviaturas: ol=olivino; plg=plagioclasa; cpx=clinopiroxeno; opx=ortopiroxeno; v=vesícula).

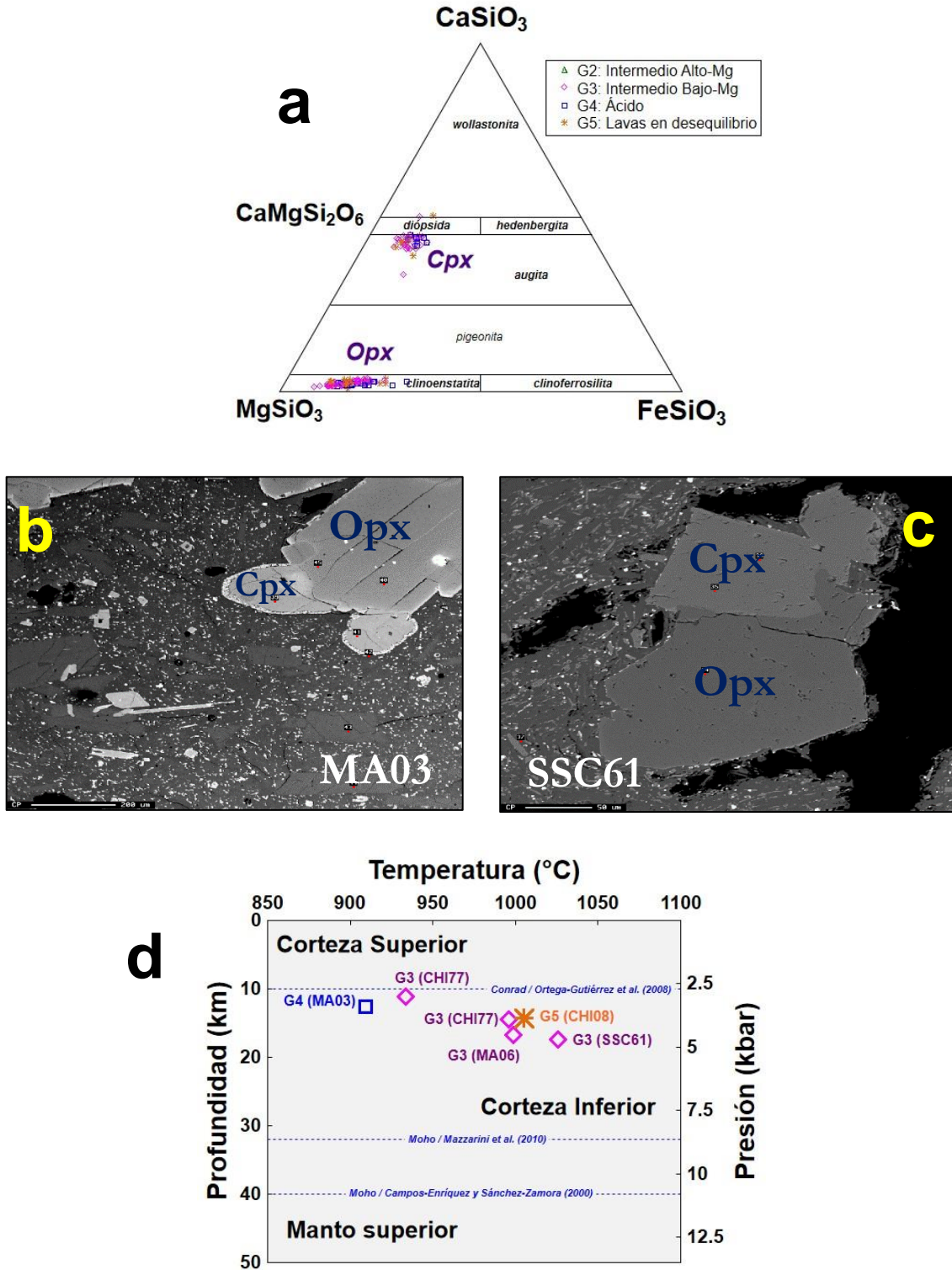


Figura 5.16: (a) Composición química de piroxenos en las rocas del CVMC de acuerdo con el triángulo En-Fs-Wo; (b) y (c) pares opx-cpx con desarrollo en contacto; (d) variación de propiedades intensivas (presión – temperatura) para los grupos G2 a G5 de acuerdo los geotermobarómetros opx-cpx (Putirka, 2008).

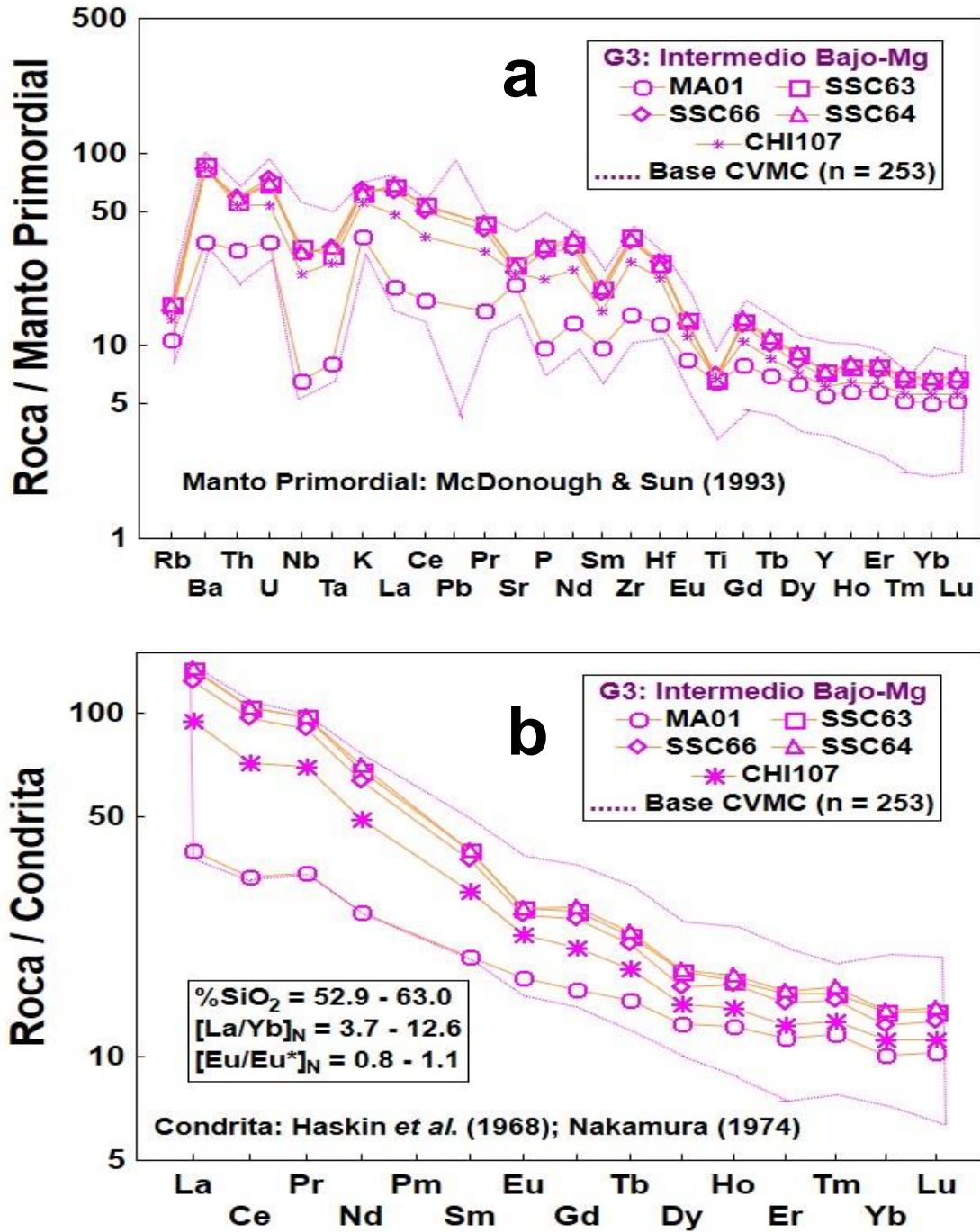


Figura 5.17: Diagramas de (a) multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995) y (b) lantánidos normalizados a condrita (Haskin *et al.*, 1968; Nakamura, 1974) para rocas intermedias de bajo Mg en el CVMC.

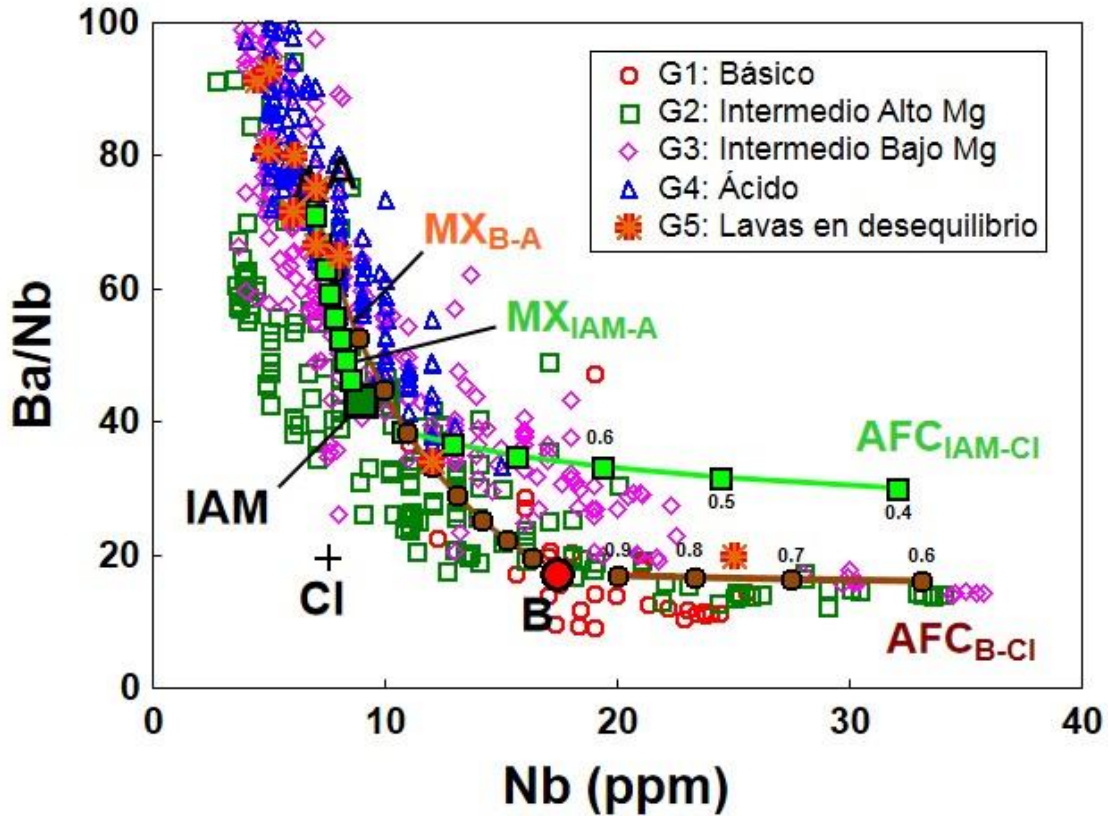


Figura 5.18: Diagrama de variación Ba/Nb – Nb (ppm) para rocas volcánicas del CVMC. Se incluyen los modelos de Asimilación – Cristalización Fraccionada (AFC) que parten de la composición promedio de los líquidos básicos (B) e intermedios de alto Mg (IAM) que asimilan la corteza inferior (CI; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) y cristalización en un arreglo opx + cpx + plg + ol. Además, se representan también modelos de mezcla (MX) entre B y IAM con los magmas ácidos (A).

Al igual que en caso de los magmas intermedios de alto magnesio, las rocas con bajo magnesio muestran una afinidad tectónica compartida entre ambientes extensionales y arcos continentales (Figura 2.19). Este comportamiento implica posiblemente la participación de materiales corticales en la generación de estos magmas.

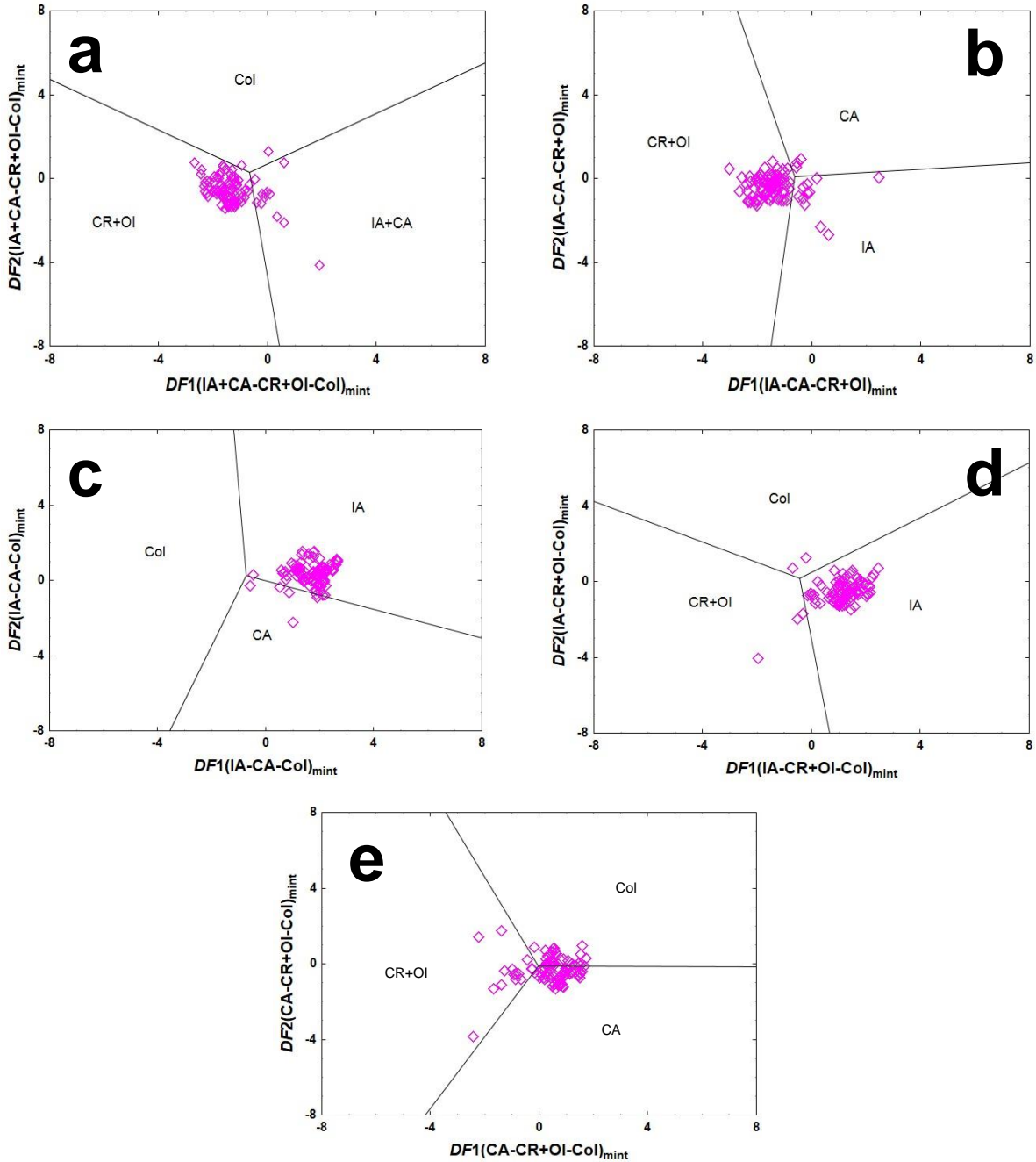


Figura 5.19: Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas intermedias basados en funciones discriminantes (DF) del logaritmo de relaciones de elementos traza (Verma y Verma, 2013). Ambientes tectónicos: IA: *island arc* (arco insular); CA: *continental arc* (arco continental); CR: *continental rift* (rift continental); OI: *ocean island* (isla oceánica); Col: *collision* (colisión).

5.5 Grupo ácido

Este grupo representa solo el 10% de la base de datos del CVMC, con una distribución E-W principalmente en la parte norte del área de estudio (Figura 5.20). Las rocas se caracterizan por mostrar una textura porfirítica dominada por arreglos de piroxenos (clinoenstatita y augita; Figura 5.16a) y plagioclasa. Cubren además los intervalos composicionales %SiO₂ = 63 – 67.5 y Mg-v = 40 – 70.

La mineralogía que caracteriza al grupo ácido presenta una matriz porfirítica y vítrea con cristales de plagioclasa euhedrales rectangulares e incoloros con tamaños que van desde 78 µm hasta 1185 µm, presentando un color de interferencia del primer orden y maclas simples (Figura 5.21a-f). Este grupo incluye principalmente fenocristales euhedrales de ortopiroxeno y clinopiroxeno con colores de interferencia del primer y segundo orden respectivamente, con tamaños similares que van desde 159 µm hasta 1580 µm. Debido al alto contenido de sílice se encuentran presentes algunos cristales euhedrales rectangulares de cuarzo (Figura 5.21e).

Los patrones multi-elementos de estas rocas se caracterizan por arreglos en zig-zag con un desacoplamiento evidente entre elementos LILE y HFSE (Figura 5.22a). Sin embargo, la morfología de los patrones normalizados de lantánidos es similar a la que despliegan las rocas de los grupos G1 a G3, aunque no se observa un enriquecimiento en las rocas ácidas (Figura 5.22b).

De acuerdo con los geotermobarómetros de los pares opx-cpx (Putirka, 2008), el enfriamiento de estos líquidos debería de ocurrir a niveles de la discontinuidad de Conrad (~ 10 km) y a temperaturas < 900 °C (Figura 5.16d).

De acuerdo con sus características mineralógicas y geoquímicas, el origen petrológico del grupo ácido (G4) podría explicarse a través de dos hipótesis: (a) la fusión parcial de la corteza inferior (como lo han propuesto: Verma, 1999 y Velasco-Tapia y Verma, 2013) y/o (b) la asimilación de corteza inferior por parte de los magmas básicos e intermedios acoplada a la precipitación de piroxenos y plagioclasa; Figura 5.18).

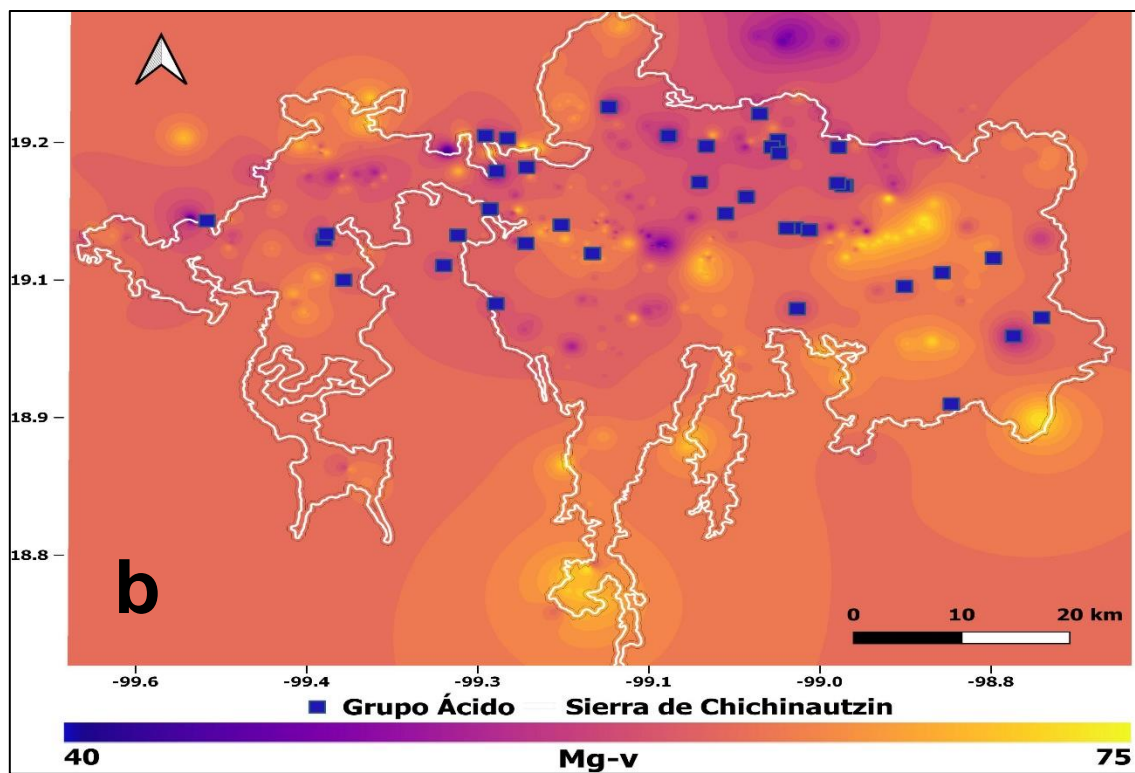
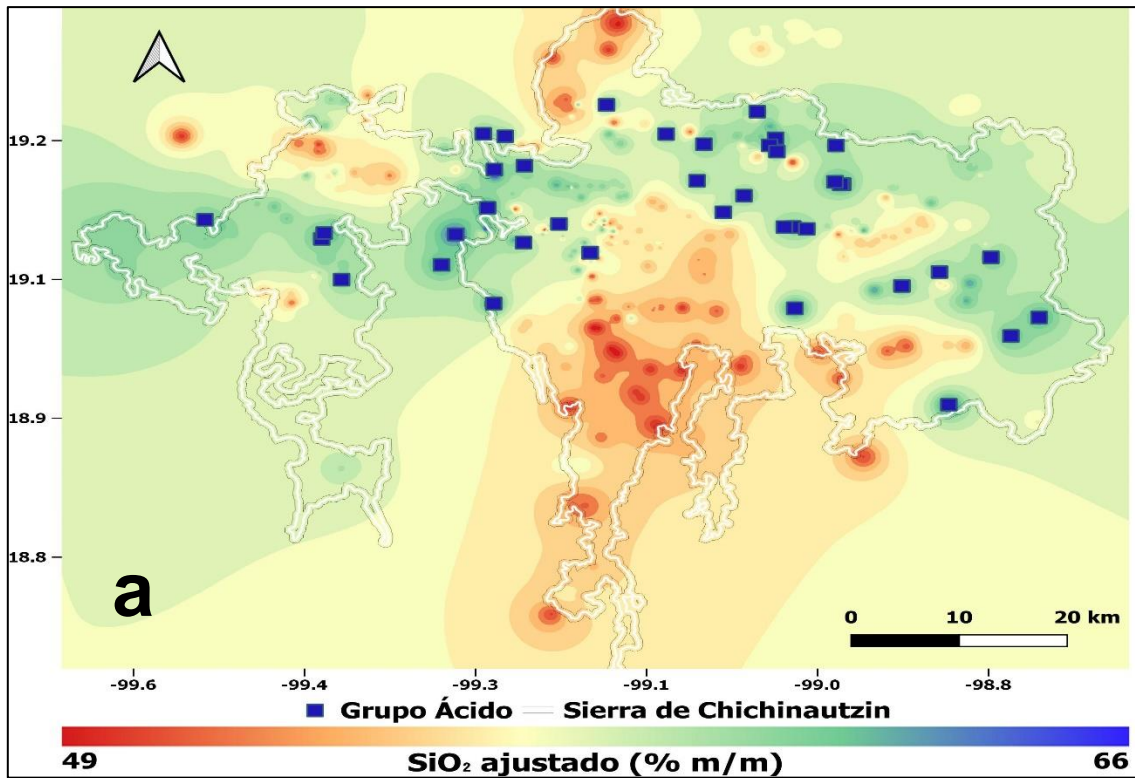


Figura 5.20: Distribución espacial de las rocas volcánicas ácidas del CVMC (Grupo G4) de acuerdo con: (a) SiO₂ ajustado (% m/m) y (b) Mg-v aplicando el método de interpolación de distancias inversas ponderadas (IDW) en QGIS.

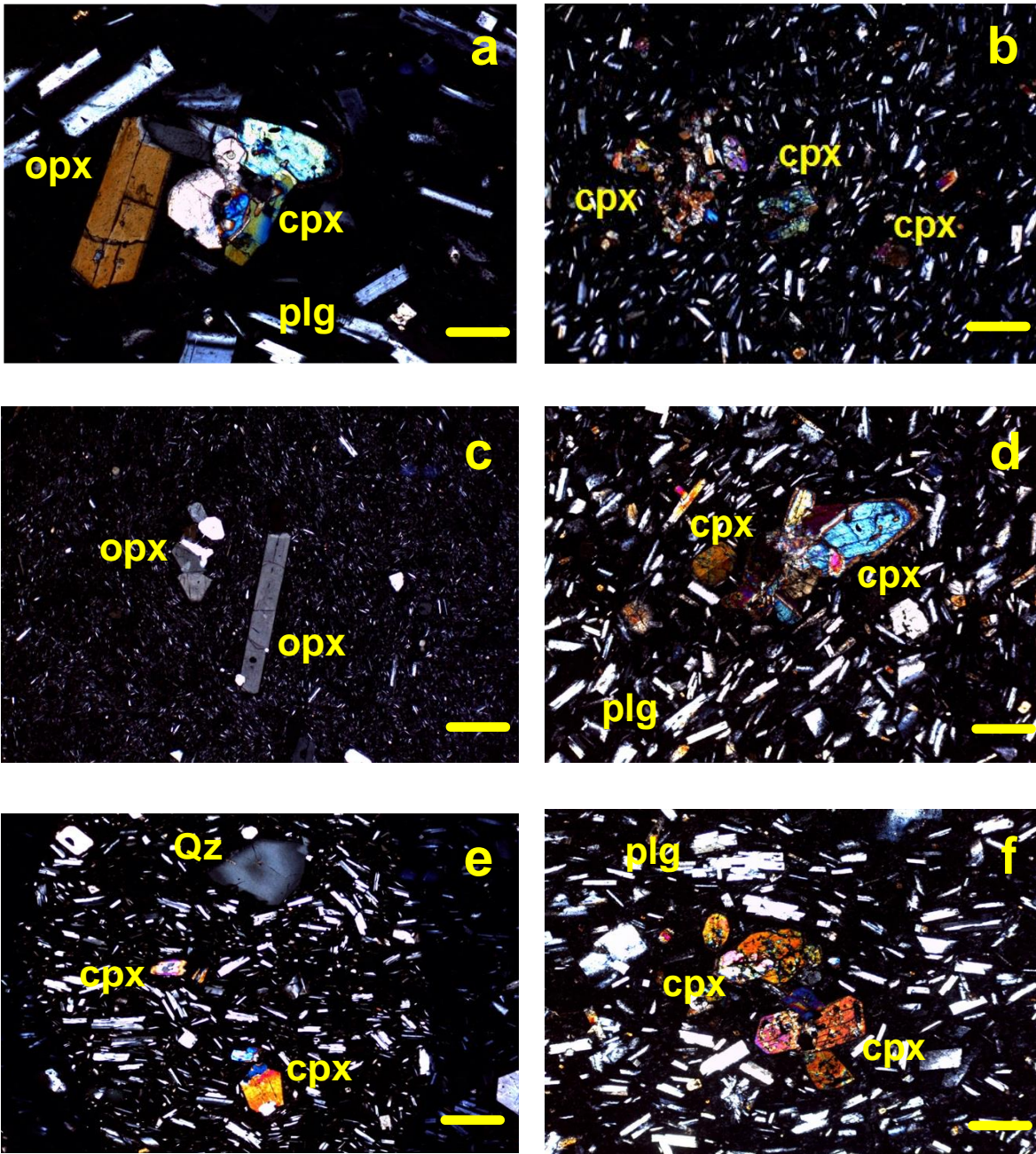


Figura 5.21: Microfotografía (NX) para rocas ácidas: 2.5x – (a) MA03, (b) MA10 y (c) CHI28; 4x – (d) MA02 (e) CHI77 y (f) MA02, la línea amarilla representa 1 cm en escala. Textura porfírica que incluye fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea y de plagioclasa. (cpx = clinopiroxeno; opx = ortopiroxeno; plg = plagioclasa; Qz = cuarzo).

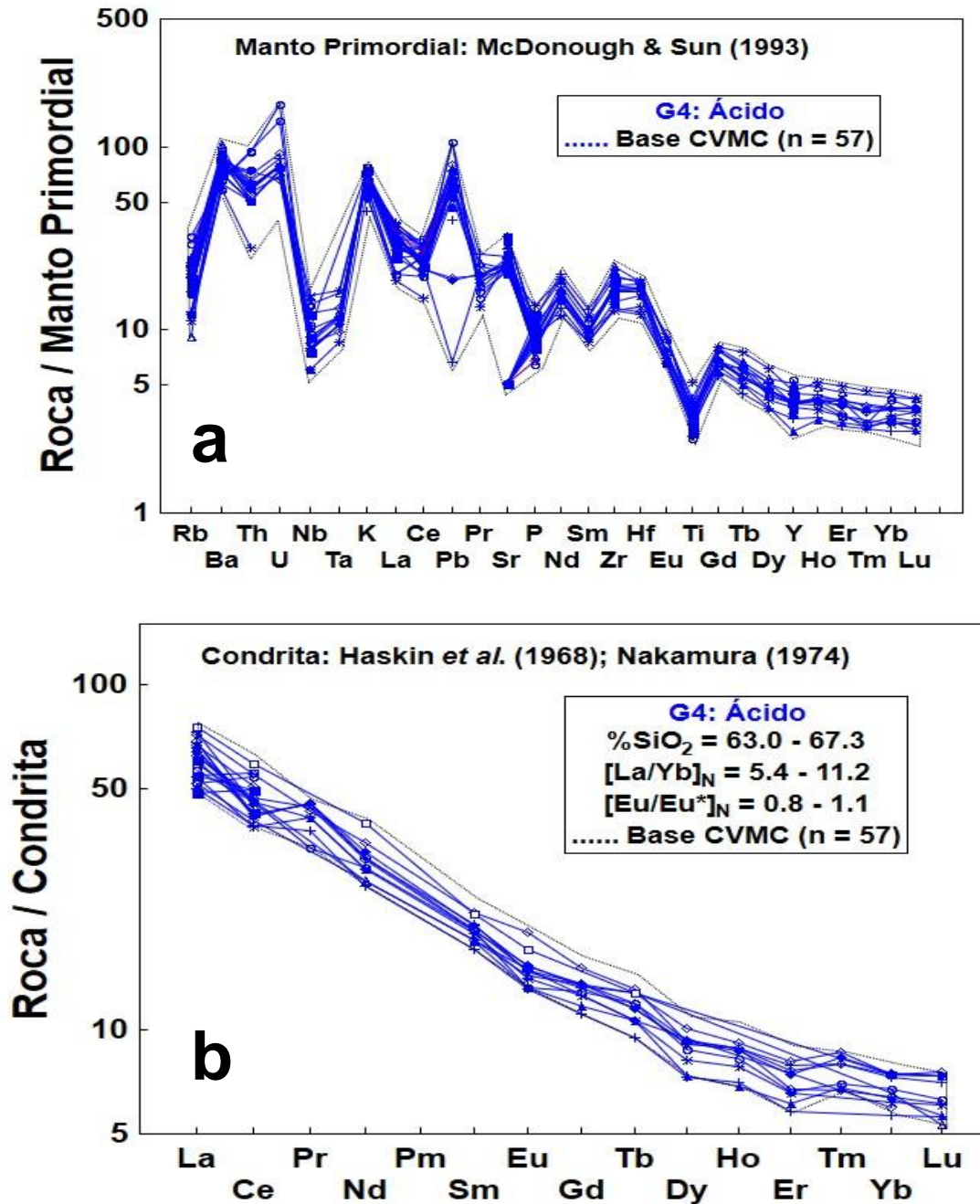


Figura 5.22: Diagramas de (a) multi-elementos normalizados a manto primordial (McDonough y Sun, 1995) y (b) lantánidos normalizados a condrita (Haskin et al., 1968; Nakamura, 1974) para rocas ácidas del CVMC.

Al igual que en el caso de los magmas intermedios, las rocas ácidas muestran una afinidad tanto a ambientes de extensión como de arco continental (Figura 5.23; Verma et al., 2013). Sin embargo, en este caso la señal hacia la subducción es

observada de forma más frecuente. Esto podría reflejar que la mayor parte de la masa que conforma el vulcanismo ácido procede de la corteza continental.

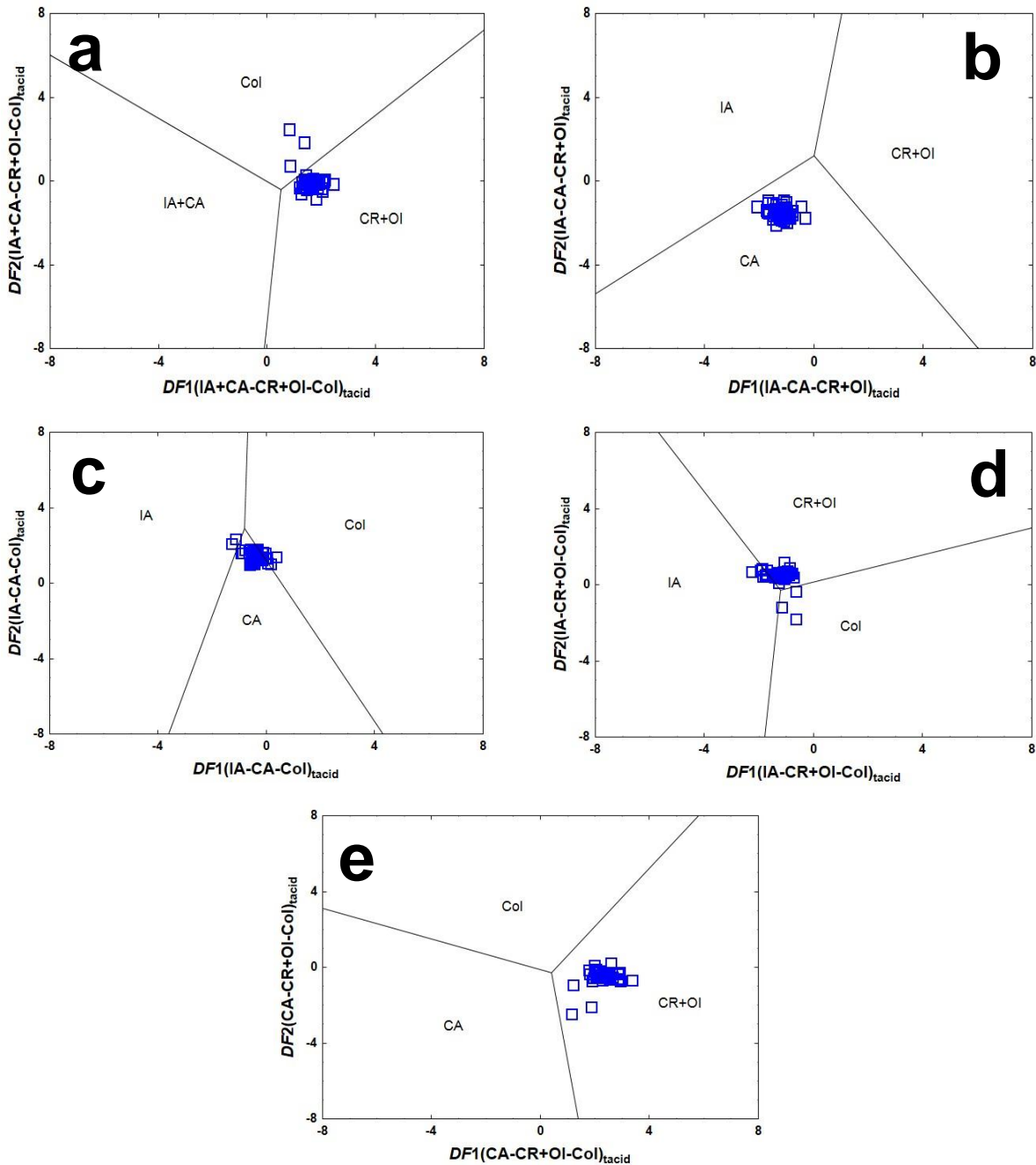


Figura 5.23: Diagramas de discriminación tectonomagmática para rocas ácidas basados en funciones discriminantes del logaritmo de relaciones de elementos traza (Verma *et al.*, 2013). Ambientes tectónicos: IA: *island arc* (arco insular); CA: *continental arc* (arco continental); CR: *continental rift* (rift continental); OI: *ocean island* (isla oceánica); Col: *collision* (colisión).

5.6 Grupo de lavas en desequilibrio

Finalmente, un grupo muy pequeño de rocas (~3.4%) se caracteriza por mostrar evidencias de desequilibrio mineralógico (G5) que incluyen (Figura 5.25a-f): (a) enclaves magmáticos; (b) olivino y cuarzo coexistiendo en la misma roca; (c) poblaciones de plagioclasa con textura normal y de criba en la misma roca; (d) especímenes de plagioclasa con zonados inverso u oscilatorio (Figura 5.24).

Estas observaciones sugieren la operación limitada de procesos de mezcla incompleta de magmas (*magma mingling*), que complementarían al modelo petrológico complejo en la región central del CVM.

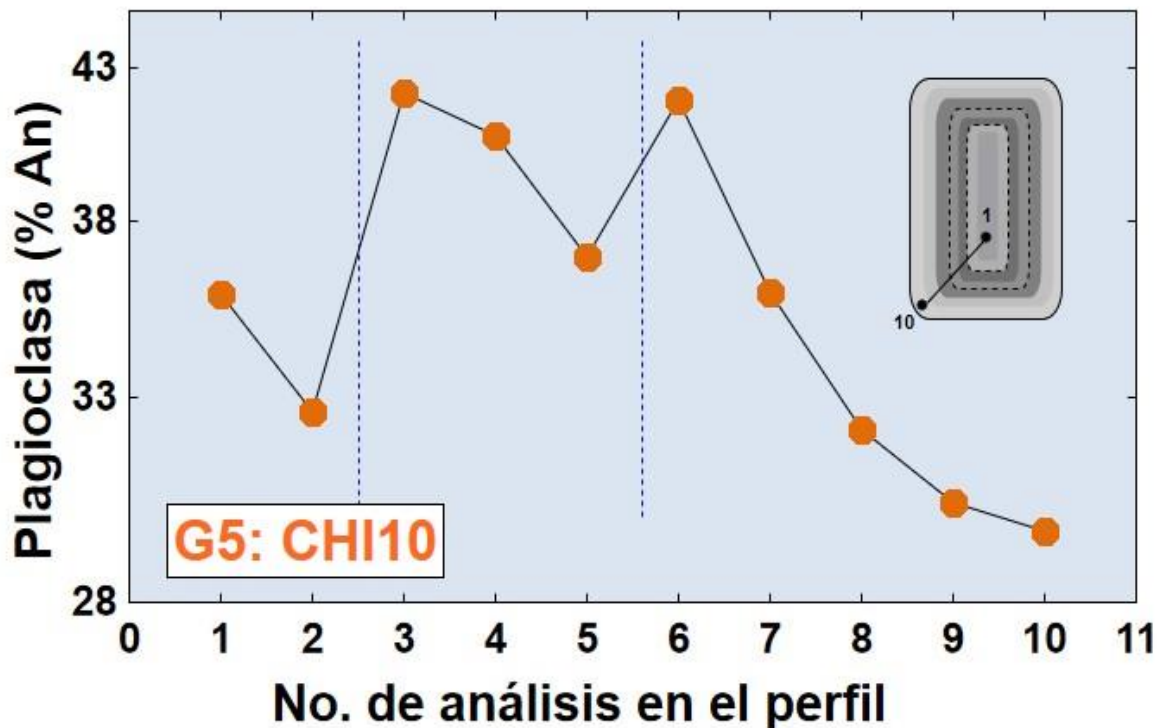


Figura 5.24: Ejemplo de variación oscilatoria de composición en % anortita para un cristal de plagioclasa.

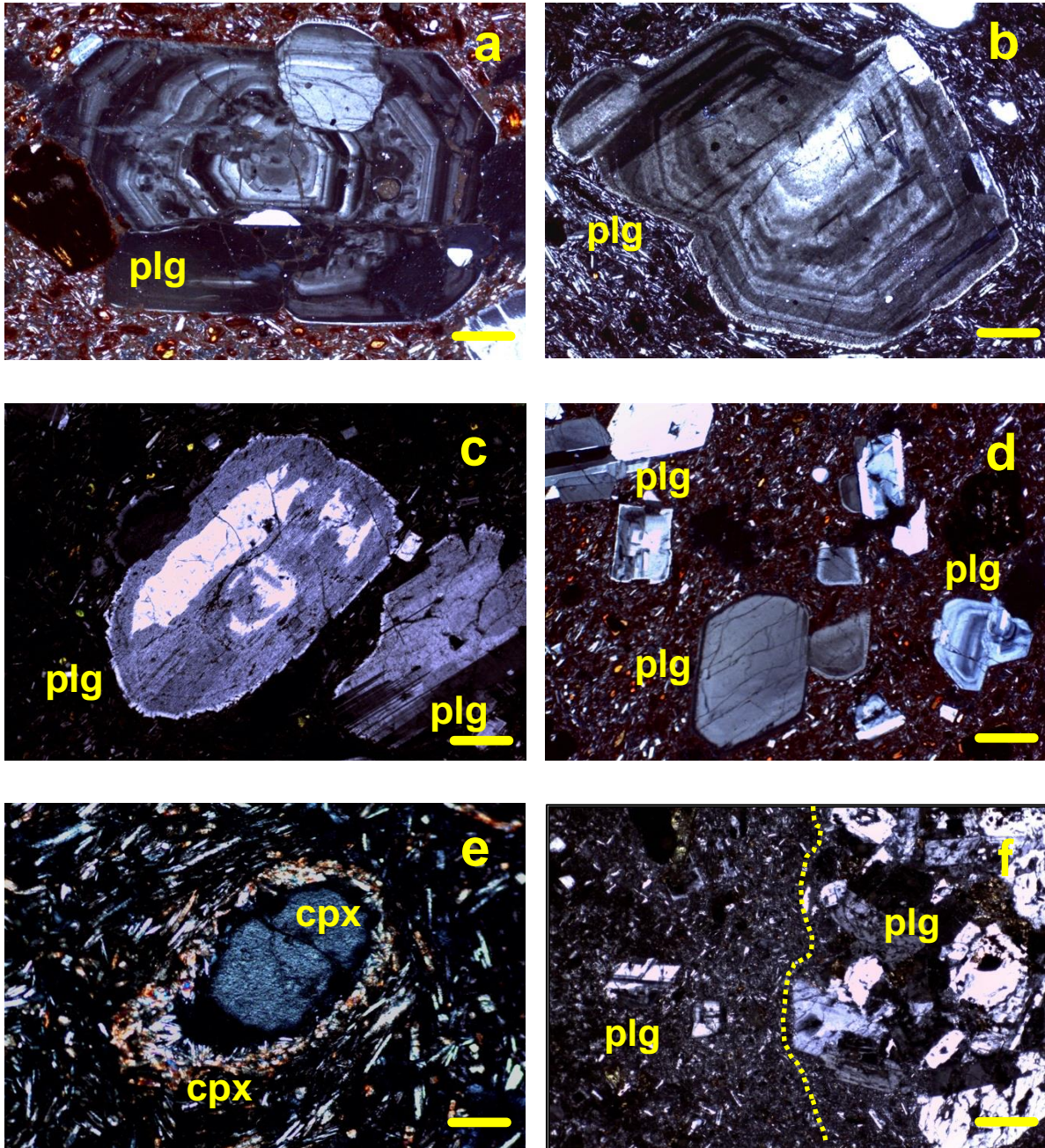


Figura 5.25: Evidencias de disequilibrio mineralógico en el CVMC: (a) y (b) cristales de plagioclasa con una zonación oscilatoria; (c) y (d) fenocristales de plagioclasa con textura normal y de criba en la misma roca; (e) corona de reacción de una evidente mezcla de magmas y (f) microfotografía que muestra la variación en textura entre la roca dacítica y el enclave, la línea amarilla representa 1 cm en escala. (Abreviaturas: plg=plagioclasa; cpx=clinopiroxeno).

CONCLUSIONES

Durante el presente estudio se realizó una revisión sobre las aplicaciones de estadística a las Ciencias de la Tierra, en especial a la petrología ígnea: clasificación, análisis geoespacial, aproximación de propiedades intensivas, modelado de procesos magmáticos. Se realizó una revisión documental sobre el Cinturón Volcánico Mexicano que incluyó sus rasgos más importantes y sus etapas de desarrollo, las teorías propuestas para explicar su origen y una discusión sobre su parte central. Se efectuó trabajo de campo en esta última zona, a fin de reconocer estructuras volcánicas (conos cineríticos, depósitos piroclásticos, flujos y domos) y la colecta de 40 muestras. Se realizó la caracterización petrográfica, mineralógica y química del material colectado. Esta información se concentró en una base de datos, que fue complementada con la reportada en 34 fuentes bibliográficas (1965 – 2020), que incluye 571 registros de rocas volcánicas. Considerando su composición en SiO₂ y MgO, las muestras fueron distribuidas en cinco grupos: (a) G1: básico (n = 54; 9.5%) que se distribuye espacialmente en un arreglo N-S en la región central del área del estudio, (b) G2: intermedio de alto magnesio (n = 187; 32.8%) que se presenta principalmente en un arreglo E-W en la parte media de la zona de estudio, (c) G3: intermedio de bajo magnesio (n = 253; 44.3%), cuyas muestras tienden a concentrarse hacia los extremos E y W, (d) G4: ácido (n = 57; 10.0%), con una distribución similar al grupo anterior, y (e) G5: lavas en desequilibrio (n = 20; 3.5%), que se encuentran dispersas principalmente en la parte centro y norte de la región.

Diversas herramientas de geoquimiometría se utilizaron a fin de proponer modelos de génesis para los grupos litológicos identificados en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano. De esta forma, el origen de las rocas del grupo básico (basalto, traquibasalto y andesita traquibasáltica) se podría explicar a través de un proceso de fusión parcial de un manto peridotítico ($f < 10\%$) con espinela a una temperatura entre 1200 y 1300°C y una presión entre 7 y 11 kbar. El grupo intermedio de alto magnesio (andesita basáltica, andesita traquibasáltica y andesita) muestra una geoquímica y relaciones isotópicas Sr-Nd comparables al grupo

básico, aunque presenta una deficiencia en Nb, Ta, Ti y P. Su génesis puede ser explicada por un proceso de fusión parcial de un manto más refractario e hidratado con espinela. Las rocas de los grupos intermedio de bajo magnesio y ácido pueden generarse a través de los siguientes procesos: (a) asimilación – cristalización fraccionada (magma base: grupos G1 y G2; asimilación de corteza inferior granulítica); (b) fusión parcial de corteza inferior (G4) y (c) mezcla incompleta de magmas (grupo G1/G2 con el grupo G4).

Los magmas básicos (G1) muestran una clara afinidad con ambientes extensionales, mientras que la geoquímica de trazas de las rocas intermedias y ácidas (G2-G4) indica una relación a ambientes de extensión y de arco continental. Esta aparente contradicción pudiera explicarse como la generación de lavas básicas generadas por fusión del manto superior en condiciones extensionales, seguida de la génesis de rocas intermedias y ácidas por asimilación de la corteza continental y, en casos extremos, de su fusión parcial (anatexis). Existen evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas de la operación de un mecanismo de mezcla incompleta de magmas.

REFERENCIAS

- Abbey, S. (1992)** Evaluation and application of reference materials for the analysis of rocks and minerals. *Chemical Geology* **95**, 123-130.
- Agrawal, S., Verma, S.P. (2007)** Comment on "Tectonic classification of basalts with classification trees" by Pieter Vermeesch (2006). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 3388-3390.
- Albarede, F. (1992)** How deep do common basaltic magmas form and differentiate?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **97**, 10997-11009.
- Álvarez, R., Yutsis, V. (2015)** The elusive Rivera-Cocos plate boundary. *Geological Society, London, Special Publications* **420**, 83-103.
- Al-Mishwat, A.T. (2015)** CIPWFULL: a software program for calculation of comprehensive CIPW norms of igneous rocks. *Mathematical Geosciences* **47**, 441-453.
- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. (2015)** The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **308**, 30-38.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J. (2013)** ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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**, 1-25.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., Benowitz, J., Vásquez-Serrano, A. (2019)** Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps* **15**, 320-332.
- Azpurua, M.A., Ramos, K.D. (2010)** A comparison of spatial interpolation methods for estimation of average electromagnetic field magnitude. *Progress in electromagnetics research* **14**, 135-145.
- Bartier, P.M., Keller, C.P. (1996)** Multivariate interpolation to incorporate thematic surface data using inverse distance weighting (IDW). *Computers & Geosciences* **22**, 795-799.
- Bernal-López, L.A., Garibaldi, B.R., León Soto, G., Valenzuela, R.W., Escudero, C.R. (2016)** Seismic anisotropy and mantle flow driven by the Cocos slab under Southern Mexico. *Pure and Applied Geophysics* **173**, 3373-3393.
- Bloomfield, K. (1975)** A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau* **64**, 476-497.
- Brereton, R.G. (2018)** Chemometrics: data driven extraction for science. *John Wiley & Sons*, 439 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Sánchez-Zamora, O. (2000)** Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences* **13**, 479-489.
- Campos-Enríquez, J.O., Lermo-Samaniego, J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacan, 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.
- Carr, M.J., Gazel, E. (2017)** Igpert software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version. *Mineralogy and Petrology* **111**, 283-289.
- Cervantes, P., Wallace, P. (2003)** Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **120**, 249-270.
- Clemens, J.D. (2006)** Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility. *Cambridge University Press*, 297-331.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S. (1902)** A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *The Journal of Geology* **10**, 555-690.
- Cuador-Gil, J.Q., Quintero-Silverio, A., Estévez-Cruz, E. (2000)** La simulación condicional en geoestadística. *Minería y Geología* **17**, 47-50.
- Deer, W.A, Howie, R.A., Zussmann, J. (1997)** Rock Forming Minerals. *Logman*, 270p.
- Deines, P. (1965)** IBM fortran program for the calculation of ciplw igneous rock norms. *Nuclide Corporation State College*, 4 p.
- Delgado-Granados, H., Martín del Pozzo, A.L. (1993)** Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional* **32**, 511-522.
- Delgado-Granados, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H.L., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G. (1998)** Geology of Xitle volcano in southern Mexico City – A 2000-year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **15**, 115-131.
- Demant, A. (1978)** Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **2**, 172-187.
- Droop, G.T.R. (1987)** A general for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* **51**, 431-435.
- Ego, F., Ansan, V. (2002)** Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* **359**, 189-208.
- Ehlers, M. (1993)** Integration of GIS, remote sensing, photogrammetry and cartography. The geoinformatics approach. *GIS Geo-Information-Systeme* **6**, 18-23.
- Erban, V., Janoušek, V., Farrow, C., Šmíd, J. (2003)** Geochemical Data Toolkit (GCDkit): a key for magmatic geochemists to the treasury of data analysis, statistics and graphics in R. *Geolines* **16**, 25-26.

- Faure, G. (1998)** Principles and applications of inorganic geochemistry: a comprehensive textbook for geology students. *Prentice Hall*, 600 p.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012)** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction. *Tectonophysics* **522**, 122-149.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P. (2000)** Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* **318**, 161-185.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T. (2005)** Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas. *Terra Digitalis* **2**, 1-8.
- Gençalioglu Kuşcu, G., Floyd, P.A. (2001)** Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos* **56**, 207-230.
- Gomberg, J.S., Masters, T.G. (1988)** Waveform modelling using locked-mode synthetic and differential seismograms: application to determination of the structure of Mexico. *Geophysical Journal* **94**, 193-218.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M. (2018)** Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews* **183**, 153-181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2005)** Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana* **3**, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2007)** Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers* **422**, 129-181.
- González-Guzmán, R. (2016)** NORRRM: A Free Software to Calculate the CIPW Norm. *Open Journal of Geology* **6**, 30-38.
- Govindaraju, K. (1994)** 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter* **18**, 1-158.
- Gündüz, M., Asan, K. (2021)** PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers* **12**, 81-92.
- Gunn, B.M., Mooser, F. (1971)** Geochemistry of the volcanics of Central Mexico. *Bulletin Volcanologique* **34**, 577-616.
- Gutiérrez, Q.J., Escudero, C.R., Núñez-Cornú, F.J. (2015)** Geometry of the Rivera - Cocos subduction zone inferred from local seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* **105**, 3104-3113.
- Gündüz, M., Asan, K. (2021)** PetroGram: An Excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers* **12**, 81-92.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildeman, T. R. (1968)** Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *Origin and Distribution of the Elements*, 889-912.
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J. (1992)** The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* **20**, 701-704.

- Jaimes-Viera, M.C., Martin del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., Nieto-Torres, A. (2018)** Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **365**, 225-242.
- Jochum, K.P., Willbold, M. (2007)** Reference material in geoanalytical research – Review for 2004 and 2005. *Geostandards and Geoanalytical Research* **30**, 143-156.
- Jochum, K.P., Weis, U., Schwager, B., Stoll, B., Wilson, S.A., Huag, G.H., Andreae, M.O., Enzweiler, J. (2015)** Reference values following ISO guidelines for frequently requested rock reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* **40**, 333-350.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A. (1990)** Neotectonics in central Mexico. *Physics of Earth and Planetary Interiors* **64**, 187-210.
- Kane, J.S., Potts, P.J. (2002)** Traceability in geochemical analysis. *Geostandards Newsletter* **26**, 171-180.
- Kanen, R. (1997)** Winrock. *Mineral Services*, 88 p.
- Katz, R. F., Spiegelman, M., Langmuir, C. H. (2003)** A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **4**, 19p.
- Koloskov, A.V., Khubunaya, S.A. (2013)** New petrological data on the volcanic rocks of the Chichinautzin region: the sources of the magmatic melts and the origin of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Russian Journal of Pacific Geology* **7**, 247-261.
- 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.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R. (2002)** Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. *Cambridge University Press*, 236 pp.
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., Leeman, W.P. (2009)** Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **279**, 20-33.
- Li, C., Arndt, N.T., Tang, Q., Ripley, E.M. (2015)** Trace element indiscriminability diagrams. *Lithos* **232**, 76-83.
- Lima, A., De Vivo, B., Cicchella, D., Cortini, M., Albanese, S. (2003)** Multifractal IDW interpolation and fractal filtering method in environmental studies: an application on regional stream sediments of (Italy), Campania region. *Applied geochemistry* **18**, 1853-1865.
- Lima, A., Plant, J.A., De Vivo, B., Tarvainen, T., Albanese, S., Cicchella, D. (2008)** Interpolation methods for geochemical maps: a comparative study using arsenic data from European stream waters. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* **8**, 41-48.
- López-Ruiz, J., Cebriá-Gómez, J.M. (1990)** Geoquímica de los Procesos Magmáticos. *Rueda*, 168 p.

- Luhr, J.F. (1997)** Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist* **35**, 473-500.
- 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.
- Martin del Pozzo, A.L. (1990)** Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin. *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico D.F.*; 148 p. + Apéndices.
- Martínez-Serrano, R., 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.
- Márquez González, A. (1998)** Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: El campo volcánico de Sierra de Chichinautzin. *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*; 131 p.
- Márquez, A., De Ignacio, C. (2002)** Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt. *Lithos* **62**, 35-62.
- Márquez A., Oyarzun R., Doblas M., Verma S.P. (1999a)** Alkalic (OIB-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.
- Márquez, A., Oyarzun, R., de Ignacio, C., Doblas, M. (2001)** Southward migration of volcanic activity in the central Mexican Volcanic Belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **112**, 175-187.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999b)** Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **93**, 125-150.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. (2010)** Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* **486**, 55-64.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995)** The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- McKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guiltford, C. (1996)** Atlas of igneous rocks and their textures. *Pearson Higher Education*, 160 p.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X. (2010)** Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **62**, 1-23.
- Meriggi, L., Macías, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S. (2008)** Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-

- bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **25**, 197-216.
- Miller, J.N., Miller, J.C. (2000)** Statistics and chemometrics for analytical chemistry. *Pearson*, 271 p.
- Mitas, L., Mitasova, H. (1999)** Spatial interpolation. *Geographical information systems: principles, techniques, management and applications* **1**, 481-492.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J. (1993)** Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data. *Journal of Geodynamics* **17**, 181-201.
- Mori, L., G3mez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.J., P3rez-Arvizu, O., Sol3s-Pichardo, G. (2009)** Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology* **50**, 2157-2186.
- Nakamura, N. (1974)** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38**, 757-775.
- Negendank, J.F.W. (1973a)** Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geof3sica Internacional* **13**, 267-278.
- Negendank, J.F.W. (1973b)** Some aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Bulletin Volcanologique* **37**, 292-303.
- Ortega-Guti3rrez F., El3as-Herrera M., D3valos-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 Geol3gicas* **25**, 346-364.
- Ortega-Guti3rrez, F., G3mez-Tuena, A., El3as-Herrera, M., Solari, L. A., Reyes-Salas, M., Mac3as-Romo, C. (2014)** Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere* **6**, 335-360.
- Pasquar3, G., Vezzoli, L., Zanchi, A. (1987)** Morphological and Structural Model of Mexican Volcanic Belt. *Geof3sica Internacional* **2**, 159-175.
- Pearson, D. G., Brenker, F. E., Nestola, F., McNeill, J., Nasdala, L., Hutchison, M. T., Matveev, K., Mather, G., Silversmit, S., Schmitz, B., Vekemans, B., Vincze, L. (2014)** Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature* **507**, 221-224.
- P3rez-R., J., Pal, S., Terrel, D.J., Urrutia-F., D.J., Lopez-M., M. (1979)** Preliminary report on analysis of some "in house" geochemical reference samples from Mexico. *Geof3sica Internacional* **18**, 197-209.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A. (2005)** PetroGraph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**, 15 p.
- Potts, P.J. (1993)** A handbook of silicate rock analysis. *Springer*, 622 p.
- Putirka, K.D. (2008)** Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 61-120.

- Rasoazanamparany, C. (2015)** Chemical and isotopic studies of monogenetic volcanic fields: implications for petrogenesis and mantle source heterogeneity. *Tesis Doctoral, Department of Geology & Environmental Earth Science, Miami University, Oxford, Ohio*; 220 p.
- Reed, S.J.B. (2005)** Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. *Cambridge University Press*, 192 p.
- Roberge, J., Guilbaud, M.N., Mercer, C.N., Reyes-Luna, P.C. (2014)** Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study. *Geological Society, London, Special Publications* **410**, 179-198.
- Robidoux, P., Roberge, J., Adams, C. (2020)** Spatial Visualization of Geochemical Data: Application to the Chichinautzin Volcanic Field, Mexico. *In Volcanoes-Updates in Volcanology. IntechOpen*, 22 p.
- Rollinson, H.R. (1993)** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Logman Scientific & Technical*, 352 p.
- Rosales Rivera, M. (2018)** Desarrollo de herramientas estadísticas computacionales con nuevos valores críticos generados por simulación computacional. *Instituto de Investigación en Ciencias Básicas y Aplicadas*, 105 p.
- Rosales-Rivera, M., Díaz-González, L., Verma, S.P. (2019)** Evaluation of nine USGS reference materials for quality control through Univariate Data Analysis System, UDASys3. *Arabian Journal of Geosciences* **12**, 40 p.
- Saccani, E. (2015)** A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* **6**, 481-501.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L. (2005)** Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology* **46**, 1243-1282.
- Sen, G. (2014)** *Petrology, Springer*, 377 p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004)** Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **130**, 197-226.
- Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Martin-Del Pozzo, A.L., Mesko, G.T. (2013)** The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: insights from OIB-type arc magmas in the Central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology* **54**, 665-701.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989)** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* **42**, 313-345.

- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A. (1992)** Active faults and the state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* **97**, 11983-11993.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E. (1995)** The Acambay graben: active intra-arc extension in the Trans- Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics* **14**, 1245-1262.
- Tatsumi, Y., Eggins, S. (1995)** Subduction zone magmatism. *Frontiers in Earth Sciences*, Blackwell Science, 211 p.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J., Middleton, R. (1986)** Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ¹⁰Be. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 535-550.
- Till, R. (1974)** The hardrock package, a series of fortain IV computer programs for performing and plotting petrochemical calculations. *Computers & Geosciences* **3**, 185-243.
- Velasco-Tapia, F. (2014)** Multivariate analysis, mass balance techniques, and statistical tests as tools in igneous petrology: application to the Sierra de las Cruces Volcanic Range (Mexican Volcanic Belt). *The Scientific World Journal* 2014, 32 p.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. (2001)** First partial melting inversion model for a rift-related origin of the Sierra de Chichinautzin volcanic field, central Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* **43**, 788-817.
- 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.
- Velasco-Tapia, F., Guevara, M., Verma, S.P. (2001)** Evaluation of concentration data in geochemical reference materials. *Chem der Erde* **61**, 69-91.
- Verma, M.P., Aguilar-Y-Vargas, V.H., Verma, S.P. (1986)** A program package for major-element data handling and CIPW norm calculation. *Computers & Geosciences* **12**, 381-399.
- Verma, S.P. (1999)** Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **93**, 151-171.
- Verma, S.P. (2000)** Geochemistry of the subduction Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. Cenozoic tectonic and volcanism of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* **334**, 195-222.
- Verma, S.P. (2012)** Geochemometrics. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **29**, 276-298.
- Verma, S.P. (2015a)** Present state of knowledge and new geochemical constraints on the central part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc in terms of near and far trench magmas. *Turkish Journal of Earth Sciences* **24**, 399-460.
- Verma, S.P. (2015b)** Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turkish Journal of Earth Sciences* **24**, 111-164.

- Verma, S.P. (2020a)** Road from geochemistry to geochemometrics. *Springer*, 669 p.
- Verma, S.P. (2020b)** Comprehensive multidimensional tectonomagmatic discrimination from log-ratio transformed major and trace elements. *Lithos* **362**, 24 p.
- Verma, S.P., Agrawal, S. (2011)** New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **28**, 24-44.
- Verma, S.P., Díaz-González, L. (2012)** Application of the discordant outlier detection and separation system in the geosciences. *International Geology Review* **54**, 593-614.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A. (2006)** Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **23**, 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A. (2008)** Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples of very large sizes from 1,000 to 30,000 and evaluation of different regression models for the interpolation of critical values. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **25**, 369-381.
- Verma, S.P., Santoyo, E. (2005)** Is odd-even effect reflected in detection limits?. *Accreditation and Quality Assurance* **10**, 144-148.
- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A. (2013)** Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes* **36**, 115-124.
- 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.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodríguez, Z.T. (2002)** SINCLAS: Standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences* **28**, 711-715.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F. (2003)** A revised CIPW norm. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **83**, 197-216.
- Verma, S.P., Cruz-Huicochea, R., Díaz-González, L. (2013)** Univariate data analysis system: deciphering mean compositions of island and continental arc magmas, and influence of underlying crust. *International Geology Review* **55**, 1922-1940.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Ríos, R. (2009)** Evaluation of odd-even effects in limits of detection for electron microprobe analysis of natural minerals. *Analytica Chimica Acta* **638**, 126-132.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., Agrawal, S. (2013)** Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos* **168**, 113-123.

- Verma, S.P., Pandarinath, K., Rivera-Gómez, M.A. (2016a)** Evaluation of the ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences* **66**, 125-148.
- Verma, S.P., Rosales-Rivera, M., Díaz-González, L., Quiroz-Ruiz, A (2017)** Improved composition of Hawaiian basalt BHVO-1 from the application of two new and three conventional recursive discordancy tests. *Turkish Journal of Earth Sciences* **26**, 331-353.
- Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, C., Bhutani, Rajneesh (2016b)** Geochemistry and petrogenesis of extension-related magmas close to the volcanic front of the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences* **72**, 126-136.
- Verma, S.P., Verma, S.K., Rivera-Gómez, M.A., Torres-Sánchez, D., Díaz-González, L., Amezcua-Valdez, A., Rivera-Escoto, B. A., Rosales-Rivera, M., Armstrong-Altrin, J.S., López-Loera, H., Velasco-Tapia, F., Pandarinath, K. (2018)** Statistically coherent calibration of X-ray fluorescence spectrometry for major elements in rocks and minerals. *Journal of Spectroscopy* **2018**, 13 p.
- Vermeesch, P. (2006)** Tectonic classification of basalt with classification trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 1839-1848.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E. (1999)** Quaternary Volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effect of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135**, 291-314.
- Weis, U., Arns, J., Kaiser, V., Reichstein, A., Reichstein, L., Stoll, B., Jochum, K.P. (2020)** Geostandards and geoanalytical research bibliographic review 2018. *Geostandards and Geoanalytical Research* **44**, 51-56.
- Wilson, B.M. (1989)** Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. *Springer*, 406 pp.
- Wold, S. (1995)** Chemometrics; what do we mean with it, and what do we want from it? *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* **30**, 109-115.
- Yavuz F. (2001)** PYROX: A computer program for the IMA pyroxene classification and calculation schem.
- Yu, Q.Y., Bagas, L., Yang, P.H., Zhang, D. (2019)** GeoPyTool: A cross-platform software solution for common geological calculations and plots. *Geoscience Frontiers* **10**, 1437-1447.
- Zhang, Q., Sun, W., Zhao, Y., Yuan, F., Jiao, S., Chen, W. (2019)** New discrimination diagrams for basalts based on big data research. *Big Earth Data* **3**, 45-55.
- Zou, H. (2007)** Quantitative geochemistry. *Imperial College Press*, 304 p.
- Zuo R. Carranza, E.J.M., Wang, J. (2016)** Spatial analysis and visualization of exploration geochemical data. *Earth-Science Reviews* **158**, 9-18.